

Sedimentologi og sandkroppgeometri av Hollendardalenformasjonen, Nordenskiöld Land, Spitsbergen

Masteroppgave i petroleumsgnologi

Av
Eivind Patrick Hanevik*
1.6.2011



*Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, og

*Institutt for arktisk geologi, Universitetssenteret på Svalbard

SAMMENDRAG

Hollendardalenformasjonen (senpaleocen) er første sandsteinsenhet som bygger seg ut fra den vestlige marginen av Sentralbassenget på Svalbard og markerer slik et skille fra et østlig til et vestlig kildeområde under innfyllingen av Sentralbassenget. Hollendardalenformasjonen er derfor viktig for forståelsen av utviklingen til Sentralbassenget og det tilgrensede folde- og skyvebelte. På tross av dette er det begrenset med arbeid som tidligere er utført på Hollendardalenformasjonen.

Dette studiet presenterer nye sedimentologiske data fra et vest-østgående transekt over Nordenskiöld Land, Spitsbergen. Dataene er hentet fra Store Norske Spitsbergen Kulkompani sine borekjerner samt feltarbeid gjennomført over to feltsesonger. På bakgrunn av disse dataene er Hollendardalenformasjonen og det tilhørende, underliggende Marstranderbreenleddet delt inn i fem faciesassosiasjoner som er bygget opp av 18 genetisk relaterte facies. Hver av de fem faciesassosiasjonene representerer et bestemt avsetningsmiljø, med forskjellige avsetningsmekanismer og prosesser: Faciesassosiasjon 1 (prodelta), Faciesassosiasjon 2 (deltafront), Faciesassosiasjon 3 (deltamunning), Faciesassosiasjon 4 (deltaslette) og Faciesassosiasjon 5 (transgressiv erosjons). På grunnlag av de sedimentologiske dataene er Hollendardalenformasjonen tolket til å representere et bølge- og tidevannspåvirket fluvialt delta.

Korrelasjonspaneler som er satt sammen fra de litologiske loggene viser at Hollendardalenformasjonen består av to oppovergrunnende parasekvenser som i hovedsak har bygget seg ut mot sørøst. Samtidig viser de nye dataene at en nordøstlig sedimentkilde kan ha vært aktiv på samme tid som sedimentene bygget seg ut fra nordvest. Korrelasjonspanelene sammen med paleostrømsdata peker også mot at Sentralbassenget, under avsettelsen av Hollendardalenformasjonen og Marstranderbreenleddet, hadde en nordøst-sørvest orientert kystlinje langs den vestlige marginen og en nordvest-sørøst orientert kystlinje langs den østlige marginen av bassenget.

Videre støtter dette studiet tidligere paleoklimatiske antagelser om at Hollendardalenformasjonen og Marstranderbreenleddet er avsatt under relativt mildt klima, men at vintertemperaturer i flere perioder har vært under frysepunktet.

Studiet er utført i nært samarbeid med masterstudent Christian Sætre, Universitetet i Oslo.

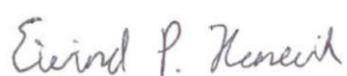
TAKK TIL

Først og fremst ønsker jeg takke min veileder, Professor William Helland-Hansen for tett og god oppfølging under hele prosessen med masteroppgaven, både under noe meget lærerike og hyggelige dager i felt og under motiverende og interessante møter på kontoret. En stor takk rettes også til min feltmedarbeider og samarbeidspartner, Christian Sætre(UiO), for hans mange gode røverhistorier og faglige diskusjoner under to lange feltsesonger på Svalbard.

Jeg vil også rette en takk til P.hD. student Helge Gjelberg og mine medstudenter ved Universitetet i Bergen for mange gode innspill og hjelp med skrivingen av dette arbeidet, samt Professor Henning Dypvik (UiO) for god veiledning og godt humør under feltarbeidet og arbeidet på kjernelabben.

Jeg ønsker også å takke Arne Dalland (1945-1998) for hans tidligere fremragende arbeid med Hollendardalenformasjonen og hans kone Eli Dalland for å ha gitt oss tilgang til hans upubliserte data som har vært til stor hjelp i dette arbeidet.

Til slutt vil jeg takke North Energy og Lundin for finansieringen av prosjektet og Store Norske Spitsbergen Kullkompani, ved Malte Jochmann for tilgangen til borekjerner og kjernelabben i Endalen, samt helikoptertransport i felt.



Eivind Patrick Hanevik

Bergen 1.6.2011

INNHALDSFORTEGNELSE

1	INTRODUKSJON	1
1.1	<i>Formålet med arbeidet</i>	1
1.2	<i>Tidligere arbeid</i>	1
1.3	<i>Datagrunnlaget for arbeidet</i>	2
2	METODE	3
2.1	<i>Feltarbeid</i>	3
2.2	<i>Laboratoriearbeid</i>	4
2.3	<i>Etterarbeid av dataene</i>	5
3	BAKGRUNNSGEOLOGI	6
3.1	<i>Introduksjon</i>	6
3.2	<i>En kort gjennomgang av den pre-kenozoiske historien til Svalbard</i>	7
3.3	<i>Sentralbassenget på Spitsbergen</i>	9
3.3.1	<i>Stratigrafisk gjennomgang av Van Mijenfjordengruppen</i>	11
3.3.2	<i>Hollendardalenformasjonen</i>	14
3.3.3	<i>Tektonisk utvikling av Sentralbassenget</i>	16
4	LITOFACIES OG FACIESASSOSIASJONER	21
4.1	<i>Introduksjon</i>	21
4.2	<i>Litofacies</i>	22
4.3	<i>Faciesassosiasjoner</i>	24
4.3.1	<i>Introduksjon:</i>	24
4.3.1	<i>FA1: Prodelta</i>	28
4.3.2	<i>FA2: Nedre deltafront</i>	31
4.3.3	<i>FA3: Deltamunning</i>	39
4.3.4	<i>FA-4: Deltaslette</i>	47
4.3.5	<i>FA5: Transgressiv erosjon</i>	53
5	SANDKROPPGEOMETRI	55
5.1	<i>Introduksjon</i>	55
5.2	<i>Parasekvenser</i>	56
5.2.1	<i>Parasekvens P1</i>	57
5.2.2	<i>Parasekvens P2</i>	58
5.3	<i>Korrelering</i>	60
5.3.1	<i>Korrelasjonspanel A: Oppkuvbekken-Istjørnelva Nord</i>	60
5.3.2	<i>Korrelasjonspanel B: Russekollen-Gangdalen Sør</i>	61
5.3.3	<i>Korrelasjonspanel C: Bødalen Øst – Reindalen Nord</i>	62
5.3.4	<i>Korrelasjonspanel D: Foxbreen - Reindalen Sør</i>	62
5.3.5	<i>Korrelasjonspanel E: Holmsenfjellet – Bødalen Øst</i>	63
5.3.6	<i>Korrelasjonspanel F: Oppkuvbekken – Foxbreen</i>	65

6 PALEOGEOGRAFI OG PALEOKLIMATOLOGI	67
6.1 Paleostrømdata	67
6.2 Kildeområde og bassenggeometri	72
6.3 Avsetningsmiljø	74
6.4 Klaster i Marstranderbreenleddet og deres paleoklimatiske betydning	76
6.5 Sekvensstratigrafi	79
6.5.1 Introduksjon	79
3.5.2 Den sekvensstratigrafiske utviklingen av Hollendardalenformasjonen	81
6.5 Deltatype	85
7 SAMMENDRAG OG KONKLUSJON	87
8 REFERANSELISTE	90
9 VEDLEGG	95

1 INTRODUKSJON

1.1 Formålet med arbeidet

Sandsteinene i Hollendardalenformasjonen er avsatt nært opptil paleocen-eocen grensen i Sentralbassenget på Svalbard. Med unntak av enkelte regionalgeologiske artikler (se nedenfor), er ikke formasjonen beskrevet i detalj tidligere. Med bakgrunn i fornyet interesse rundt klimaendringene i den aktuelle tidsperioden, er en mer grundig beskrivelse av formasjonen ønskelig. Fornyhet og mer detaljert kunnskap om Hollendardalenformasjonen vil også kunne være et viktig tilskudd for å øke forståelsen av den geologiske utviklingen av Sentralbassenget og det tilstøtende tertiære folde- og skyvebelte.

Målet med arbeidet har derfor vært å beskrive og tolke Hollendardalenformasjonen med tanke på avsetningsmiljø, arkitektur og paleogeografi i tillegg til å utvikle en sekvensstratigrafisk modell for formasjonen. Arbeidet er en del av et større forskningsprosjekt kalt "Paleo Arctic Climates and Environments" (pACE), som blant annet har som mål å øke forståelsen knyttet til klimaendringene som fant sted i overgangen mellom paleocen-eocen. Paleoklimatiske problemstillinger og diskusjoner er derfor tatt med i oppgaven.

1.2 Tidligere arbeid

I de første studiene av sandsteinsenheten som i dag er definert som Hollendardalenformasjonen, ble navn som: "Green sandstone series" (Nathorst, 1910); "Shaley green sandstone formation" (Ljutkevic, 1937); "Lower transitional formation" (Livšic, 1965) og Sarkofagenformasjonen (Major og Nagy, 1964) knyttet til formasjonen. Navnet, Hollendardalenformasjonen ble først introdusert av Livšic (1967), men inkluderte da, i likhet med flere av de andre nevnte formasjonsnavnene, Marstranderbreenleddet som en del av formasjonen. I dag er det underliggende Marstranderbreenleddet skilt ut i et eget ledd. Hollendardalenformasjonen har således sin stratigrafiske posisjon mellom dette leddet og den overliggende markante skiferpakken i Frysjaoddenformasjonen (Dallmann, 1999)

Som nevnt er det lite publisert litteratur fra tidligere arbeid som omhandler Hollendardalenformasjonen. I all nyere litteratur (etter 1977) går referansene tilbake til arbeidet Arne Dalland utførte på Hollendardalenformasjonen på slutten av 1970 tallet og starten av 1980 tallet. Arne Dalland var spesielt interessert i de erratiske klastene i Marstranderbreenleddet, men gjorde også omfattende arbeid på Hollendardalenformasjonen. I sin artikkel fra 1977 skriver Dalland at: "The sedimentary structures and the depositional environments of the three units (deriblant Hollendardalenformasjonen) will be discussed in detail elsewhere (Dalland 1977, in preparation)". Dessverre ble arbeidet Dalland utførte på Hollendardalenformasjonen aldri publisert.

Det som er publisert av litteratur om Hollendardalenformasjonen begrenser seg altså til å være kortere avsnitt i bakgrunnsartikler (Dalland, 1977, Dypvik m.fl 2010) og i regionalgeologiske artikler (Steel m.fl, 1981; Steel og Gjelberg 1985; Dallmann 1999; Dallmann m.fl. 2001) om Sentralbassenget på Svalbard.

1.3 Datagrunnlaget for arbeidet

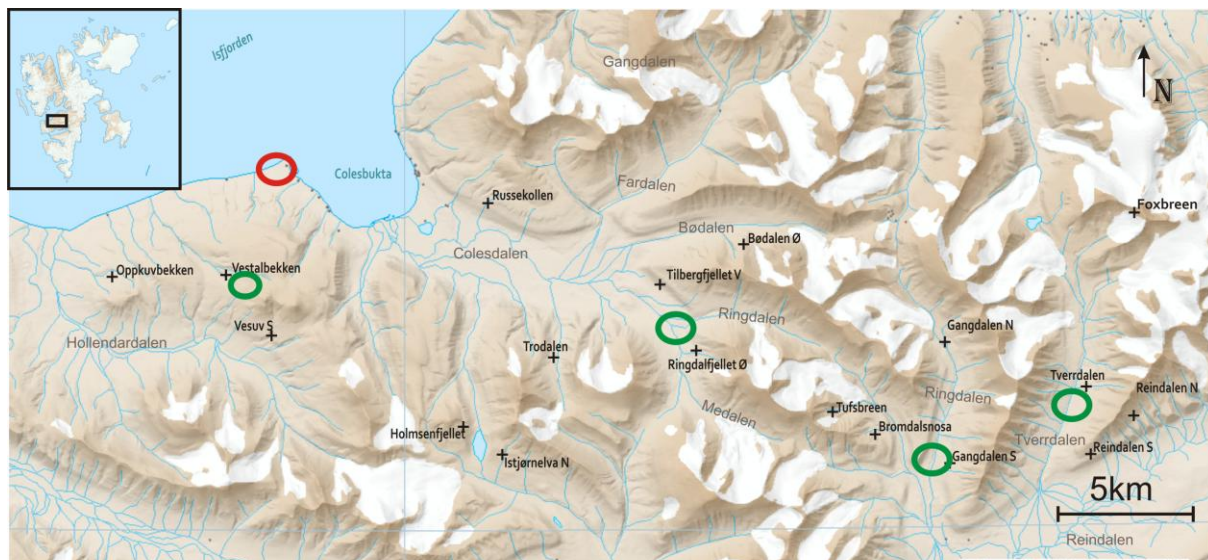
Det studerte området dekkes av 18 feltlogger og 5 loggede borekjerner som danner et 40 km langt, vest-østgående transekt over de nordlige delene av Nordenskiöld Land på Spitsbergen (fig. 5.5). De 18 feltloggene ble logget i løpet av to feltsesonger; sommeren 2009 og sommeren 2010. Feltlokalitetene ble valgt ut fra et upublisert oversiktskart (vedlegg 3), satt sammen av Arne Dalland, som viser feltlokaliteter hvor Hollendardalenformasjonen er blottlagt.

De 5 loggede borekjernene ble logget på Store Norske Spitsbergen Kullkompani (SNSK) sitt kjernelager i Endalen utenfor Longyearbyen. Senere ble kun en av de i alt fem loggede kjernene tolket til å inneholde Hollendardalenformasjonen. I de fire andre loggene var kun den underliggende Grumantbyenformasjonen representert (vedlegg 2). Disse loggene ble derfor overlevert til masterstudent Espen Simonstad ved Universitetet i Bergen som arbeider ved Grumantbyenformasjonen. I denne oppgaven er de fire loggene som er tolket til å ikke inneholde Hollendardalenformasjonen lagt til som vedlegg.

2 METODE

2.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført sammen med masterstudent Christian Sætre fra Universitetet i Oslo. Den første feltsesongen (2009) var vi stasjonert på velferdshytta til Universitetscenteret på Svalbard (UNIS), på Kapp Laila. Derfra forflyttet vi oss til fots og benyttet lettbåt for å komme frem til lokalitetene i området rundt hytta (fig. 2.1). Den andre feltsesongen (2010) benyttet vi telt og flyttet leir fire ganger med helikopter og til fots langs det nevnte transaktet (fig. 2.1). I forkant av den andre feltsesongen (mars 2010) ble det gjennomført en rekognoseringsstur med snøskuter for å bedømme blottningskvaliteten ved de ulike lokalitetene på oversiktskartet til Arne Dalland.



○ Leirplass ved feltsesong 2009 ○ Leirplasser ved feltsesong 2010 + Lokalteter

Figur 2.1: Kart over leirplasser og lokaliteter som ble besøkt under feltarbeid på Nordenskiöld Land, Svalbard. (modifisert kart fra Norsk Polarinstitutt (2011))

Svalbard er definert som en arktisk ørken (>400mm nedbør i året) og blottningene er relativt lett tilgjengelig og uten vegetasjon. Studieområdet er derimot dekket av snø store deler av året og snøfonner dekket over blottningene ved enkelte av lokalitetene.

Ved hver lokalitet ble posisjon målt med GPS og loggført (fig. 4.3), i tillegg ble sandkropp seksjoner som inneholdt Hollendardalenformasjonen litostratigrafisk logget i 1:50 vertikal skala. Ved litostratigrafisk logging blir kornstørrelse, sedimentære strukturer, grad av

bioturbasjon, lagtykkelse, grensekontakter og tekstur observert og beskrevet. Der det ble observert strukturer hvor paleostrømmåleinger kunne tas, ble dette utført ved hjelp av et geologisk kompass. Loggingen ble gjennomført vertikalt langs blottningene, men laterale forflytninger var noen ganger nødvendige for å få logget hele den eksponerte seksjonen.

Større geometriske strukturer, slik som forkastninger og kanalstrukturer, ble skissert og kort beskrevet samt fotografert med digitalt speilreflekskamera. Generelle oversiktsbilder over de ulike lokalitetene, samt detaljbilder fra den litologiske loggen, ble tatt og loggført ved hver lokalitet. I tillegg ble paleostrømmålinger tatt ved hjelp av geologisk kompass.

Tykkelsen på det underliggende Marstranderbreenleddet ble målt med digitalbarometrisk høydemåler. Ettersom manuelle kontrollmålinger til tider viste stort avvik fra de barometriske høydemålingene, ble tykkelsesmålinger også utført manuelt med meterstokk.

Annet utstyr som ble benyttet under feltarbeidet var; Geologihammer, kornstørrelse identifikator, målestokk, lupe og "loggepapir" med trykt kornstørrelsesdiagram (vedlegg 4).

2.2 Laboratoriearbeid

Kjernebeskrivelsen av de 5 nevnte kjernene ble utført på kjernelaboratoriet til Store Norske Spitsbergen Kullkompani(SNSK) i Endalen, utenfor Longyearbyen. Store Norske Spitsbergen Kullkompani sine borekjerner er 5 centimeter tykke og blir i utgangspunktet benyttet i letevirkosomhet etter kullforekomster. Kjernene er *ikke* splittet i to, de fremstår derfor som helt runde noe som medfører at strukturer kan være vanskelig å identifisere. For å se strukturene tydeligere, ble en fuktig svamp benyttet for å gjøre kjerneoverflaten våt. Dette gjorde at fargekontraster kom bedre frem. Det var også nyttig for å vaske vekk støv og skitt fra kjernene.

Kjernebeskrivelsene ble utført i 1:20 skala. Blant det som ble beskrevet var sedimentære strukturer, tekstur, lagkontakter, grad av bioturbasjon og til en viss grad sporfossiler. Det ble tatt bilder med digitalt speilreflekskamera av observasjoner av spesiell interesse under loggingen. I tillegg tok Jenő Nagy og Henning Dypvik fra Universitetet i Oslo, både

oversiktsbilder og nærbilder av kjernene som senere ble overlevert til bruk i dette arbeidet. Vi fikk også tilgang til de originale kjernefotoene fra SNSK. Annet utstyr som ble benyttet til dette arbeidet var lupe, målestokk, kornstørrelseidentifikator, sigd, hammer og "loggepapir" med trykt kornstørrelsedigram (samme som ble benyttet i felt).

Kjernebeskrivelsen ble i likhet med feltarbeidet utført i samarbeid med masterstudent Christian Sætre (UiO). De fem kjernene som ble logget var; BH-0606, BH-0708, BH-0806, BH-0906 og BH-1006. Hver kerne ble logget fra flere 10-talls meter ned i den underliggende Grumantbyenformasjonen til flere meter opp i det overliggende Gilsonryggenleddet der dette var mulig. Totalt ble 263 meter med borekjerner logget. Alle kjernene ble først logget sommeren 2009 og senere gått igjennom en gang til sommeren 2010.

2.3 Etterarbeid av dataene.

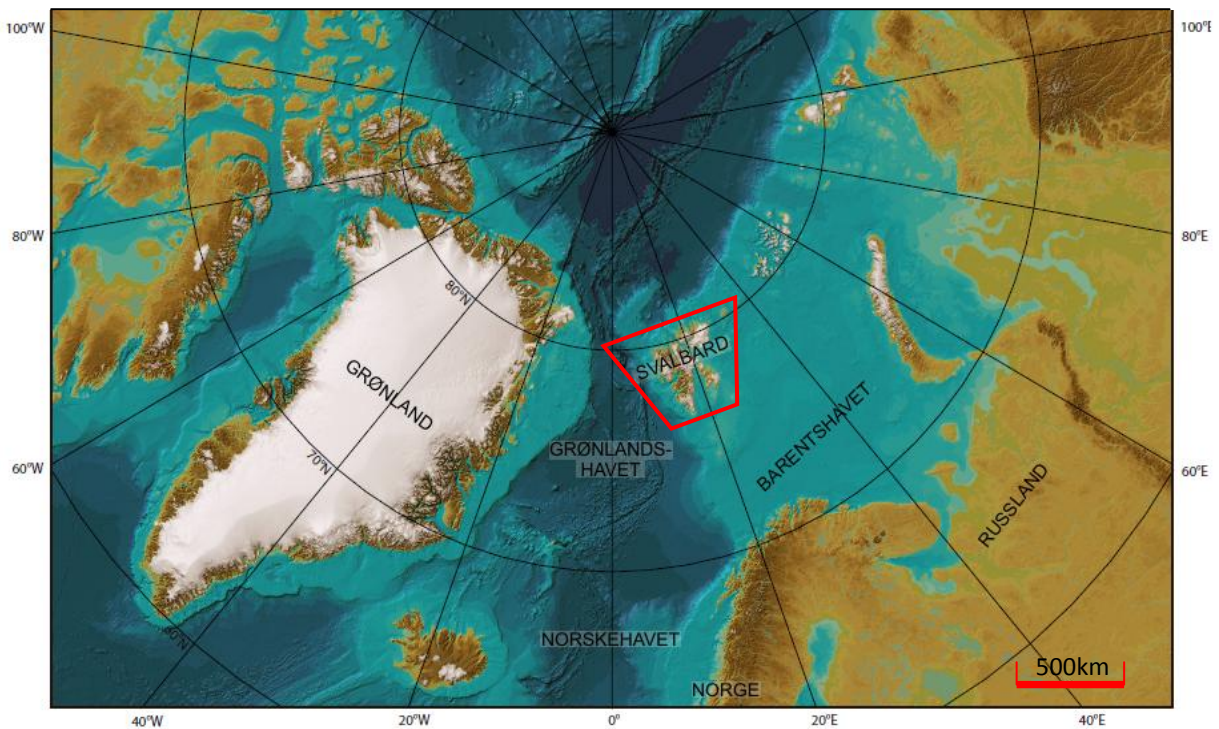
Etterarbeid med å prosessere dataene gikk ut på å blant annet digitalisere/omtegne de litostratigrafiske loggene. Dette ble gjort ved å skanne de håndtegnede loggene og deretter tegne over de skannede loggene i CorelDraw X3. Kjerneloggene som opprinnelig var i skala 1:20 ble omskalert til 1:50 i de omtegnede/digitaliserte loggene. Dette arbeidet ble fordelt mellom meg selv og Christian Sætre (UiO) etter at vi hadde utarbeidet en felles mal for oppsettet av loggene. I tillegg til å omtegne loggene ble tegneprogrammet CorelDraw X3 benyttet til å konstruere korrelasjonspaneler og diverse andre illustrasjonsfigurer i arbeidet med oppgaven.

Rosediagram ble konstruert i forbindelse med presentasjon av paleostrømdataene. Til dette ble dataprogrammet Rozeta 2.0 benyttet. Rosediagrammene ble deretter modifisert ved hjelp av CorelDraw X3. Paleostrømdataene ble sortert i Microsoft Excel før geostatistiske analyser ble utført i det Microsoft Excel baserte programmet Ez-Rose 1.0 av Baas (2000).

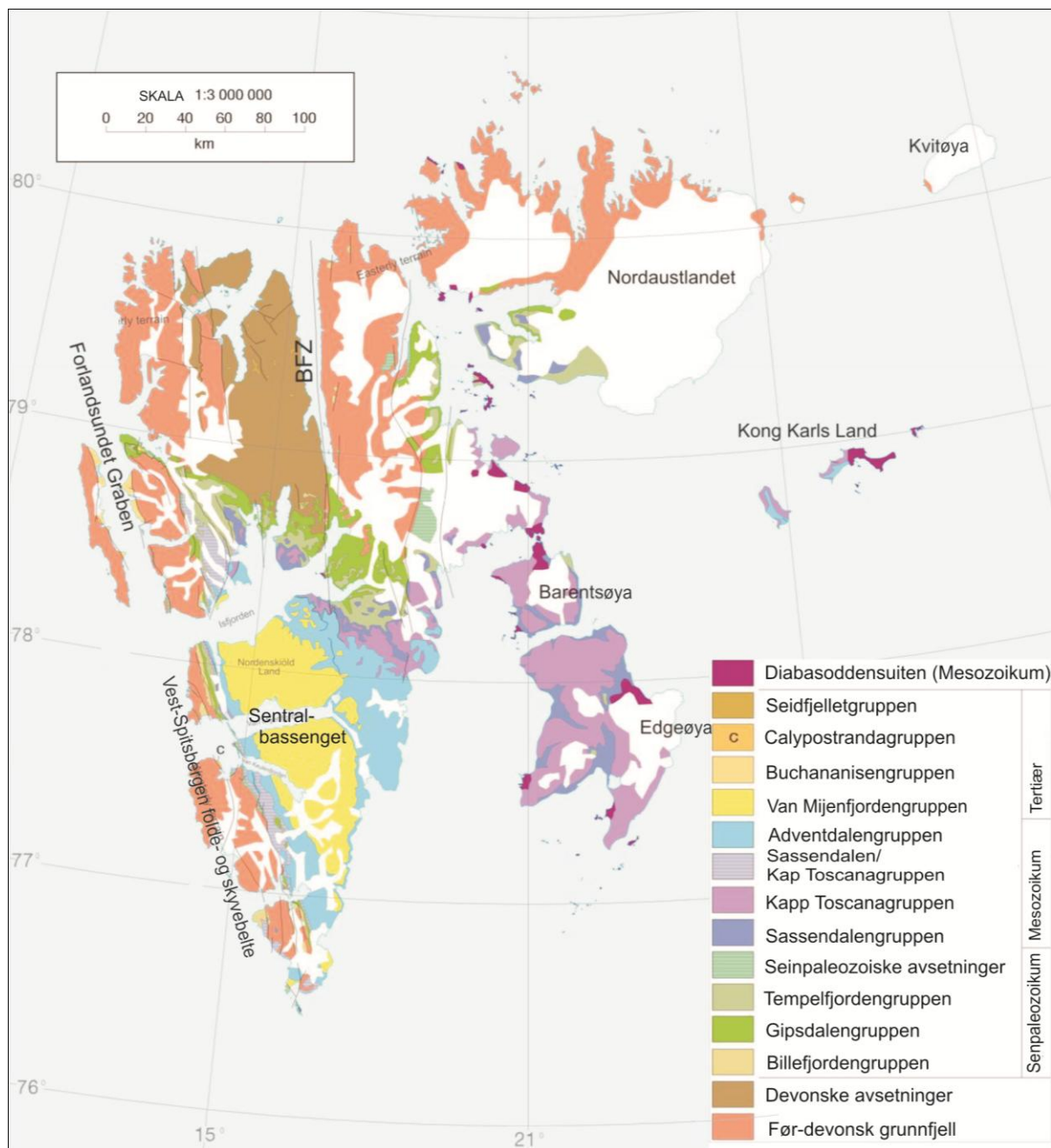
3 BAKGRUNNSGEOLOGI

3.1 Introduksjon

Svalbard er en øygruppe, lokalisert mellom 74° og 81° nordlig bredde og 10° og 35° østlig lengde i det nordvestre hjørnet av kontinentalsokkelen i Barentshavet (fig. 3.1). Grunnet en nesten komplett og meget godt eksponert geologisk lagrekke fra prekambrium og helt opp til oligocen, med økonomiske forekomster av kull og mineraler, har det vært gjort et omfattende geologisk arbeid på Svalbard siden tidlig på 1900-tallet. Spitsbergen er den største av øyene på Svalbard og utgjør over halvparten (37 673 km²) av det totale landarealet (Store norske leksikon, 2011). En karakteristisk nord-sørgående synklinal, kalt Sentralbassenget, dekker store deler av det sentrale Spitsbergen (merket med gult på figur 3.2). Sentralbassenget er omtrent 200km langt, 60km bredt og består av hele 2,3km (stratigrafisk tykkelse) med klastiske avsetninger, definert som Van Mijenfjordengruppen av Harland m.fl. (1969). I tillegg viser vitriniterefleksjonsstudier at rundt 1,7 km med ovenforliggende sedimenter har blitt erodert siden eocen tid (Manum og Thronsen, 1978, i Steel m.fl., 1985).



Figur 3.1: Svalbard er en øygruppe som er lokalisert i det nordvestrehjørne av kontinentalsokkelen til Barentshavet (Modifisert fra IBCAO (2008)).



Figur 3.2: Geologisk kart over Svalbard, hvor området farget i gult viser utbredelsen av Van Mijenfjordengruppen på det sentrale Spitsbergen (modifisert fra Dallmann 1999).

3.2 En kort gjennomgang av den pre-kenozoiske historien til Svalbard

Den pre-devonske berggrunnen på Svalbard består av Hecla-Hoek-komplekset (Nordenskjöld, 1863) som inneholder en rekke deformerte og metamorfe bergarter av prekambrisk til tidlig silur alder. Den totale stratigrafiske tykkelsen er på rundt 15-20km og graden av metamorfose og strukturell kompleksitet varierer betydelig (Johnsen, 2001).

De devonske avsetningene, kalt "Old Red", består av en tykk pakke av hovedsaklig rødlige, kontinentale lag som ble avsatt i et nord-sørgående riftbasseng nord på Svalbard. Dette riftbassenget ble til under et sinistral sidelengs ekstensjonsregime etter den kaledonske fjellkjededannelsen (Orvin, 1940). Den såkalt Svalbardske fjellkjededannelsen ("Svalbardian tectonic movement") førte videre til en folding av de devonske sedimentene slik at de devonske avsetningene ligger med en vinkeldiskordans til de ovenforliggende avsetningene fra karbon (Worsley, 1986).

Tidlig til midtre karbon er dominert av en periode med ekstensjon, med en mindre komponent av lateralt skjær sent i utviklingen. Dette forårsaket dannelsen av Billefjord-grabenen hvor terrestriske og marginale marine sedimenter ble avsatt med en tykkelse på opp til 2km (Johnsen, 2001).

I sen karbon, perm og mesozoikum utviklet det seg en stabil plattform over Svalbard og store deler av kontinentalsokkelen i Barentshavet (Steel og Worsley, 1984). Lagrekken av nedre karbon og perm består av kalkstein, dolomitter og evaporitter som ble avsatt i et grunnmarint hav og sabkhasletter (Johnsen, 2001). En transgressiv utvikling i perm resulterte i utviklingen av et relativt dypt kontinentalsokkelmiljø hvor chert-rik kalkstein og silisifisert skifer ble avsatt. Senere, fra tidlig til midtre trias, dekket et dyphav store deler av Svalbard og dypmarine skifere dominerte avsetningene. Deltaiske og grunnmarine avsetninger er likevel representert i de vestre delene av Spitsbergen hvor kystlinjen var lokalisert på den tiden.

Sent i trias og tidlig i jura førte en regressiv utvikling til progradering fra både øst og vest i den første fasen, og en mer ren østlig dominert progradering i de senere fasene.

Avsetningene er deltaiske og fluviale sandsteiner, kull, kystdominerte sandsteiner og marine skifere. Regresjonen ble etterfulgt av en betydelig transgresjon som resulterte i et anoksisk dyphavsmiljø i sen jura, og en pakke av organiskrike marine skifere ble avsatt (Dallmann, 1999). I kritt førte tektonisk aktivitet til en heving av den nordlige marginen. Grunnet hevingen prograderte fluviale og deltaiske systemer i en sør-sørøstlig retning. Senere resulterte regional havnivåøkning til at prograderingen av de fluviale og deltaiske

sedimentene fra nord stoppet opp og stormgenerert sand ble avsatt over de deltiske sandene (Worsley, 1986).

Åpningen av det Arktiske bassenget førte til at hevingen fortsatte gjennom hele kritt og var større enn havnivåøkningen. Dette resulterte i at de nordlige og vestlige delene av kontinentalsokkelen ble eksponert og derfor er ingen sedimentære avsetninger representert på Svalbard fra midtre til sen kritt (Dallmann, 1999).

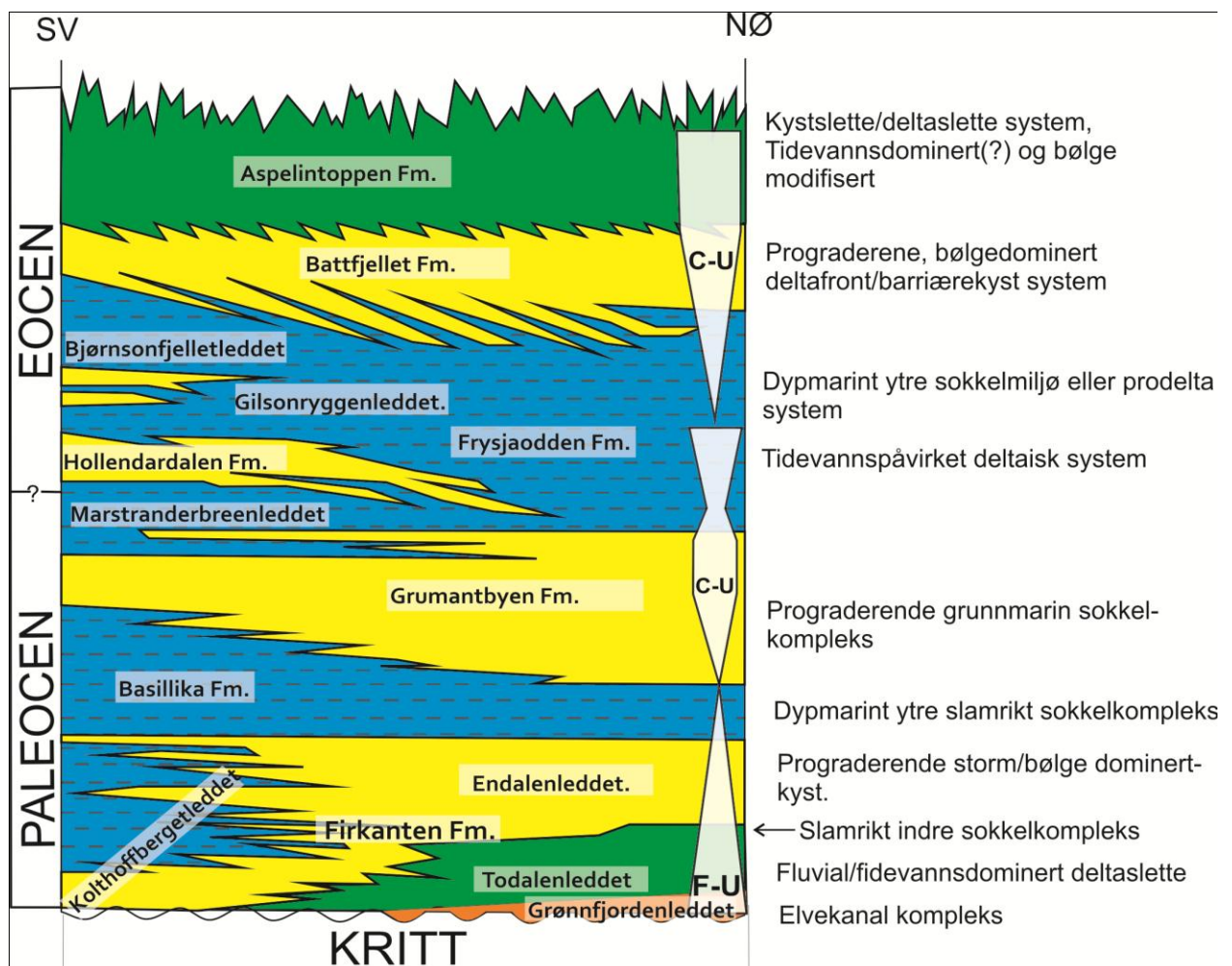
I paleogen ble høyre-lateral transtensjon langs De Geer-forkastningssonen i paleocen etterfulgt av høyre-lateral transpresjon i eocen, i forbindelse med at Grønland beveget seg langs vestkysten av Svalbard. Det tektoniske regimet førte til dannelsen av Vest-Spitsbergen folde- og skyvebeltet med det tilhørende Sentralbassenget på Spitsbergen (fig 3.2) (Steel m.fl., 1985). Sentralbassenget er tolket til å representere et regionalt forlandsbasseng med syklisk innsynkning og innfylling av både kontinentale og marine klastiske sedimenter (Steel m.fl., 1985). Den tektoniske og sedimentologiske utviklingen av Sentralbassenget vil bli diskutert i detalj videre i dette kapittelet.

3.3 Sentralbassenget på Spitsbergen

De paleogene avsetningene i Sentralbassenget ble avsatt i tre sedimentologiske utviklingsfaser; én transgressiv, og to regressive faser. Livšic (1965) var den første som delte den sedimentologiske utviklingen inn i tre hovedfaser på denne måten. Senere presenterte Steel m.fl. (1981) de samme tre hovedfasene, men med andre sekvensgrenser slik som vist i figur 3.3. Under den transgressive fasen ble deltaavsetninger avsatt over en grunnmarin plattform i en vestlig og sørvestlig retning, mens under de to regressive fasene prograderte deltiske systemer i en østlig og sørøstlig retning. (Steel m.fl., 1981)

Lagrekken som representerer den sedimentære innfyllingen av Sentralbassenget er som nevnt kjent som Van Mijenfjordengruppen (Harland, 1969). Det er vanskelig å fastsette en nøyaktig alder på avsetningene, men det er i dag en generell enighet om at Van Mijenfjordengruppen representerer paleocen og eocen tid, basert på moderne palynologiske

og mikropalaeonto-logiske studier (Dallmann m.fl., 2001 med referanser derifra). Figur 3.3 viser de syv litologiske enhetene som Van Mijenfjordengruppen er bygget opp av (Harland, 1969; Harland,1997). På grunn av at ulike geologer med ulike nasjonaliteter har jobbet med de samme avsetningene på Spitsbergen siden tidlig 1900-tallet har den stratigrafiske nomenklaturen til avsetningene i Sentralbassenget vært kilde for mye diskusjon. Navnene som vil bli benyttet i denne oppgaven er de som er anbefalt av "komiteen for Svalbards stratigrafi" (Dallmann, 1999).



Figur 3.3: De stratigrafiske formasjonene i Sentralbassenget, med tolket avsetningsmiljø notert i kolonnen til høyere (modifisert fra Steel m.fl., 1985)

3.3.1 Stratigrafisk gjennomgang av Van Mijenfjordengruppen.

Firkantenformasjonen

Firkantenformasjonen er delt inn i fire ledd: de proksimale Grønnfjorden-, Todalen- og Endalenleddene, og et distalt og betydelig mer finkornet ledd, kalt Kalthoffbergetleddet (fig 3.3). Grønnfjordenleddet består hovedsakelig av sandsteinskonglomerater og ligger direkte over marine skifere fra nedre kritt (Bruhn og Steel, 2003). Grønnfjordenleddet representerer altså de første avsetningene i Van Mijenfjordengruppen og danner en hiatus på omtrent 32 Ma. til de underliggende skiferavsetningene fra nedre kritt (Harland 1997). Konglomeratet, med godt rundet chert og kvartsklaster, er tolket til å representere forgrenede elver som hadde sitt utspring i de østlige delene av bassenget (Bruhn og Steel, 2003).

Todalenleddet består av finkornede og kullholdige deltasletteavsetninger med enkelte innslag av deltafrontavsetninger, og er tolket til å representere et fluvialdominert delta (Steel, 1981). Den øvre delen av Todalenleddet går i de vestre og sørvestre delene av bassenget inn i en homogen og kvartsrik sekvens, som er tolket til å representere strandskråning avsetninger fra Endalenleddet (Bruhn og Steel, 2003). Kalthoffbergetleddet representerer de distale ekvivalentene til Endalenleddet og består av nedre deltafrontavsetninger og prodeltaavsetninger (Steel, 1981).

Den paleogeografiske utviklingen av Todalenleddet er tolket til å ha vært dominert av deltautbygging mot vest-sørvest og sør fra en rekke ulike distribusjonssystemer som hadde kilde i nord og øst, utenfor det som i dag er Sentralbassenget sine yttergrenser (Steel, 1981). Endalenleddet utviklet seg langs hele bassenget og interfingerer med Kalthoffbergetleddet i den sørlige delen av bassenget (Steel, 1981).

Basilikaformasjonen

Den overliggende Basilikaformasjonen består av sort skifer som er tolket til å representere prodeltaiske avsetninger av Steel (1981). Formasjonen varierer i tykkelse fra 20m i de nordøstlige delene av bassenget, til 300m i de sørlige og sørvestlige delene.

På grunn av den generelle utviklingen oppover i sekvensen fra deltasletteavsetningene i bunnen (Todalenleddet), med en gradvis overgang til sandskråningavsetninger (Endalenleddet) og videre til prodeltaavsetninger (Basilikaformasjonene), er denne lagrekken tolket til å representere den tidligere nevnte transgressive megasekvensen i Van Mijenfjordengruppen (Steel, 1981). Innad i denne transgressive megasekvensen har Bruhn og Steel (2003) senere kommet frem til at syv mindre sekvenser er representert.

Grumantbyenformasjonen

Grumantbyenformasjonen er en sterkt bioturbert sandsteinssekvens som er på sitt tykkeste i de nordligste delene og tynner sørover. Formasjonen er dårlig forstått grunnet den massive framtoningen og den høye graden av bioturbasjon. Disse kjennetegnene peker likevel mot en offshore opprinnelse, med sannsynlig opphav i et komplekst system av offshorebarer (Steel, 1981).

Det er sannsynlig at Grumantbyenformasjonen representerer en oppovergrunning. Dette er indikert ved at den øvre delen av formasjonen består av flere mindre oppovergrovende sekvenser (Dalland, 1977).

Hollandardalenformasjonen

Hollandardalenformasjonen består av grunne, tidevannspåvirkede, deltaiske sandsteinskiller som tynnes i en østlig retning. Sandkroppsgeometrien og paleogeografien indikerer en vestlig til nordvestlig kilde, som betyr at hevingen av landet i vest gjorde seg gjeldende mot slutten av paleocen (Dalland, 1977; Steel; 1981; Dypvik m.fl., 2010). Utviklingen fra de tykke prodeltaiske skiferavsetningene i Basilikaformasjonen til offshoresandsteinene i Grumantbyenformasjonen og videre til de grunne tidevannspåvirkede sandsteinene i Hollandardalenformasjonen, er tolket til å representere den første av de to nevnte regressive megasekvensene av Steel (1981) (fig 3.3).

Frysaoddenformasjonen

Den andre regressive fasen i utviklingen av Sentralbassenget starter med Frysaoddenformasjonen. Frysaoddenformasjonen består av tykke avsetninger (200-400m) med sort skifer og møter sandsteinskilene fra Hollandardalenformasjonen og Bjørnsonfjelletleddet

vest i bassenget (Steel, 1981). Frysjaoddenformasjonen er delt inn i to undergrupper; Gilsonryggenleddet og Marstranderbreenleddet. De to leddene er skilt fra hverandre av Hollendardalenformasjonen hvor Gilsonryggenleddet ligger over Hollendardalenformasjonen og Marstranderbreenleddet ligger under Hollendardalenformasjonen (fig. 3.3). Den dominerende sorte skiferen er tolket til å representere prodeltaiske avsetninger (Steel, 1981).

Battfjelletformasjonen

Battfjelletformasjonen er en marin sandsteinsekvens som representerer østlig progradering av en deltaisk kystlinje, og er representert i hele Sentralbassenget. Selv om de sedimentære faciesene viser at bølgebearbeidelse av sedimentene var den dominerende prosessen under avsetningen, finnes det unntak fra dette, spesielt i de vestlige delene av bassenget hvor fluviale prosesser og massetetthetsstrømmer har hatt en viktig rolle i å distribuere sanden (Helland-Hansen, 1985).

Aspelintoppenformasjonen

Aspelintoppenformasjonen avslutter den andre regressive megasekvensen. Den er dominert av deltasletteavsetninger med hovedsakelig flomslette og lakustrine sedimenter, men inneholder også en rekke bølgegenererte sandsteinsenheter. Andre karaktertrekk ved Aspelintoppenformasjonen er; stor mektighet, teksturelt umodne sedimenter og gjennomgående syn-sedimentære deformasjonsstrukturer, som tyder på en rask innsynkning av bassenggulvet og en tilsvarende høy sedimentasjonsrate (Steel, 1981).

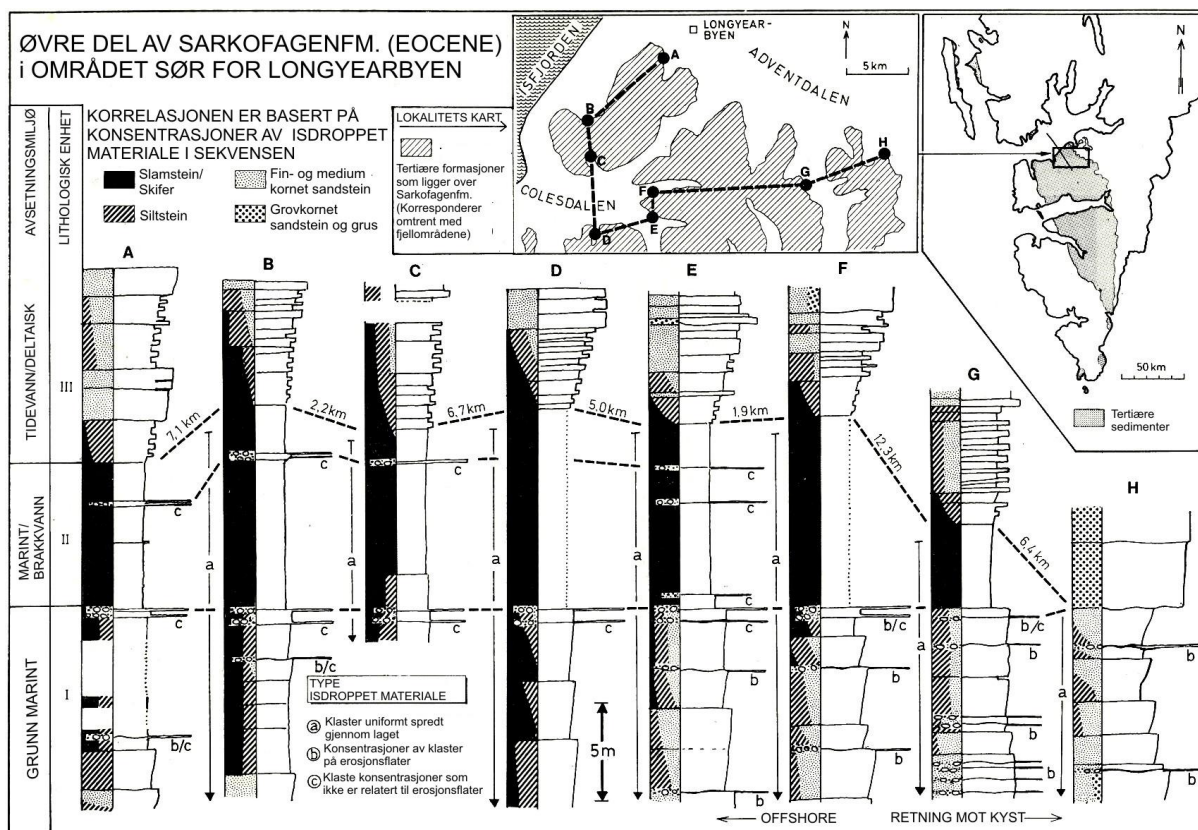
Man finner flere tegn som tyder på at kystlinjen var orientert omtrentlig nord-sør og prograderte i en østlig retning under den siste regressive megasekvensen: Klinotemene i de vestlige delene av bassenget heller mot og kiler ut mot øst, strømretningsdata fra de fluviale kanalene i Aspelintoppenformasjonen viser en trend mot øst, sålemerker på undersiden av massetetthetsstrøm avsetningene er grovt sett orientert øst-vest, og bølgeriflerygger som er målt gjennom hele bassenget har en foretrukket nord-sør orientering. Det er derfor god grunn til å tro at det bakomliggende landet er lokalisert i vest under den siste regressive megasekvensen (Helland-Hansen, 1990).

3.3.2 Hollendardalenformasjonen

I dette delkapittelet vil mer detaljert bakgrunnskunnskap om Hollendardalenformasjonen bli presentert.

Hollendardalenformasjonen (også kalt "enhet III" av Sarkofagenformasjonen) kan deles inn i tre deler (Dalland, 1977). Den nederste delen er karakterisert av mindre oppovergrovende enheter, bestående av alternerende lag av leirstein, siltstein og veldig finkornet sandstein med "lenticular bedding" og "wavy bedding". Den midtre delen består hovedsakelig av sandsteinslag med strømrifler og lavvinkla krysslaminering og den øvre delen er karakterisert ved medium grovkornet sandsteinslag. Den øvre delen inneholder også ofte lag med kryssjikt eller ujevn laminasjon som ofte er assosiert med in situ rotstrukturer og kullsummer (Dalland, 1977).

Hollendardalenformasjonen er tolket til å representere små prograderende delta loper, som i stor grad er påvirket av tidevannstrømmer i de nedre delene av formasjonen (Dalland, 1977). Hollendardalenformasjonen varierer i tykkelse fra mer enn 150 m i de vestlige delene av Nordenskiöld Land, til null lenger øst (Steel, 1981). Figur 3.4 viser et korrelasjonspanel, konstruert av Dalland (1976) med forenklete sedimentære logger gjennom de øvre delene av Grumantbyenformasjonen, videre inn i Marstranderbreenleddet og opp til Hollendardalenformasjonen.

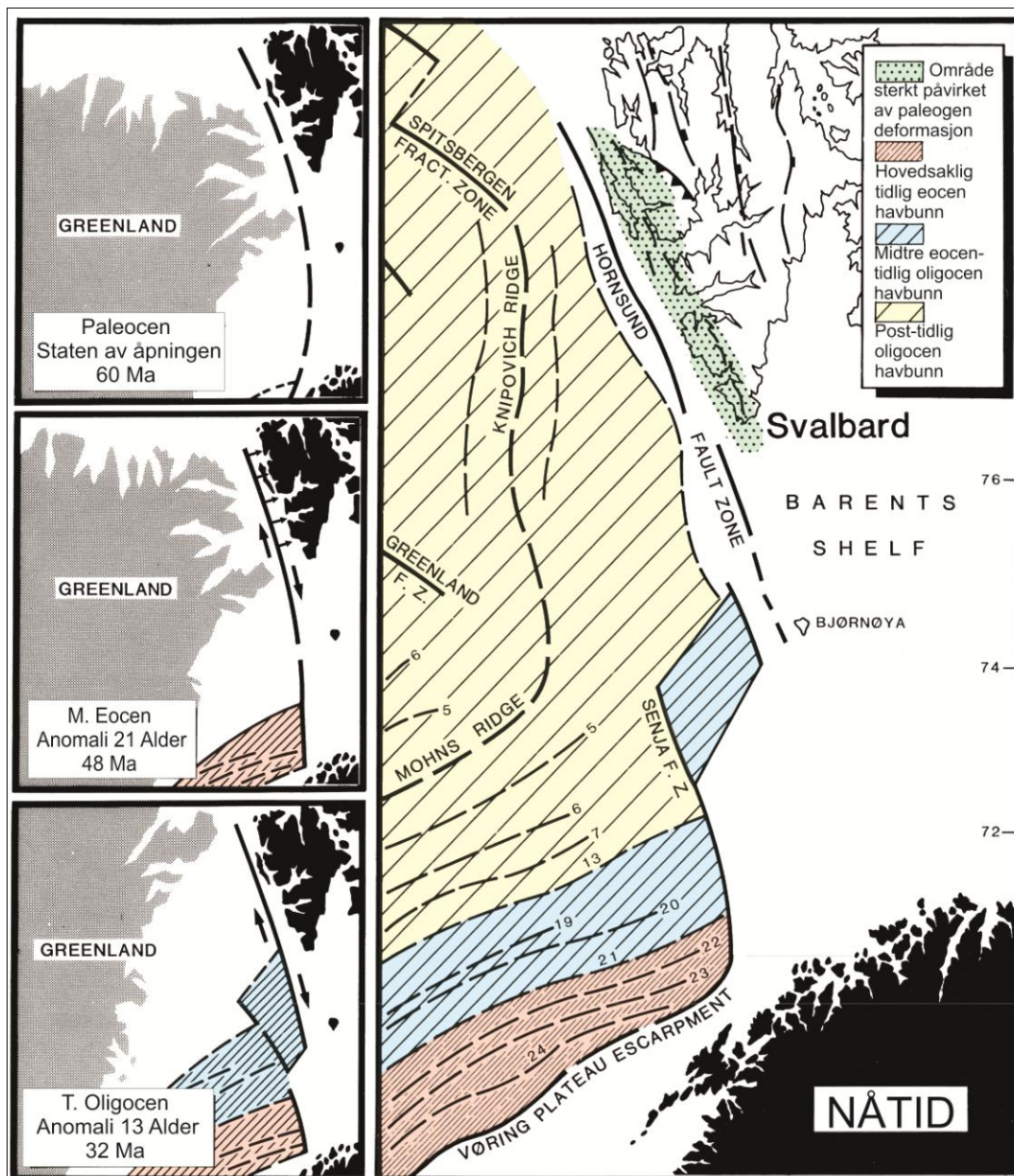


Figur 3.4: Korrelasjonspanel med forenklede sedimentære logger av Sarkofagenformasjonen (tidligere bruk nomenklatur på Grumantbyenformasjonen, Marstranderbreenleddet og Hollendardalenformasjonen) i de nordre delene av Nordenskiöld Land. (modifisert fra Dalland, 1977)

På grunn av at korrelasjonspanelet (fig 3.4) i utgangspunktet er konstruert for å illustrere utbredelsen av erratiske klaster i Marstranderbreenleddet (de erratiske klastene vil bli beskrevet og diskutert i senere kapitler) er ikke de øvre delene av Hollendardalenformasjonen tatt med i figuren. Likevel kan en ut fra figuren se hvordan Dalland har tolket Marstranderbreenleddet skiferen til å kile ut i øst og hvordan de deltske sandsteinskilene i Hollendardalenformasjonen blir mer finkornede og graderes ut mot øst. Dalland (1979) foreslår at Hollendardalenformasjonen representerer *to* sandsteinskiler, som bygde seg ut fra vest. Som nevnt indikerer denne geometrien en vestlig kilde for avsetningene og Hollendardalenformasjonen er således den første sandsteinenhet som kommer inn fra vest (Dalland, 1977; Steel, 1981).

3.3.3 Tektonisk utvikling av Sentralbassenget

Som nevnt var den paleogene tidsalderen på Spitsbergen dominert av fjellkjededannelse i vest som i dag er representert ved store skyveforkastninger og storskala folding av de eldre sedimentlagene. Fjellkjedestrukturen kalles Vest-Spitsbergen folde- og skyvebelte, og ble dannet som en konsekvens av transpresjon, relatert til dekstral (høyre-lateral) bevegelse langs De Geer forkastningssonen i forbindelse med åpningen av Grønlandshavet (fig 3.5) (Harland, 1965 og 1969). Åpningen av Grønlandshavet skjedde i følge Eldholm (1977) i to distinkte faser, hvor den første fasen (58Ma.) besto av flere faser med sidelengsbevegelser, mens den andre fasen (37Ma.) innebar et skifte av rotasjonspolen og en utvikling til en riftingfase hvor ny havbunn ble dannet progressivt lenger nord (fig 3.5) (Steel m.fl., 1985 med referanser derifra). Alderen på den første tektoniske fasen og Vest-Spitsbergen fjellkjededannelsen, stemmer overens med skiftet fra et nordøstlig til et vestlig kildeområde i sentralbassenget og med influks av metamorfe fragmenter som stammer fra fjellkjededannelsen (Steel, 1981). Basert på stratigrafiske bevis var klimaks for aktiviteten på fjellkjededannelsen sannsynligvis rundt midt-eocen tid (Steel og Worsley, 1984).



Figur 3.5: Oversikt over den tektoniske utviklingen mellom Svalbard og Grønland under åpningen av Norske-Grønlandshavet i kenozoikum med kart av havbunnen dannet av havbunnsbredning (modifisert og oversatt fra Steel m.fl., 1985)

Som tidligere nevnt er Sentralbassenget betraktet som et forlandsbasseng til Vest-Spitsbergen Fjellkjeden (Steel et al. 1985; Helland-Hansen, 1990 og Bruhn og Steel, 2003). Hovedargumentene for at Sentralbassenget er tolket til å være et forlandsbasseng er at bassenget grenser til et folde og skyvebelte med en syn-sedimentær tilting av bassenggulvet mot fjellkjeden hvor flankene til fjellkjeden senere er blitt inkorporert i deformasjonen (Dickinson 1977, i Helland-Hansen 1990). I tillegg forklares det sterkt asymmetriske profilet til den øvre delen av Van Mijenfjordengruppen, hvor de tykkeste avsetningene er avsatt opp mot fjellkjeden, best med at den økte tykkelsen og tyngden av folde og skyvebeltet har vært

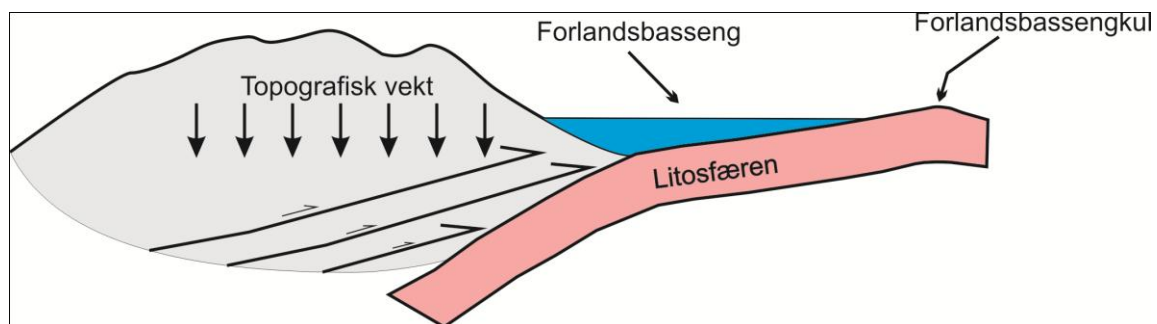
drivmekanismen i innsynkningen av Sentralbassenget (Helland-Hansen, 1990). Det er likevel noen sider ved å bruke en typisk forlandsbassengmodell for *hele* det paleogene bassenget som ikke er like overbevisende. For eksempel viser ikke den sedimentære lagrekken til bassenget et konsistent kildeområde i vest, men viser et signifikant skifte i kildeområde i sen-paleocen/eocen (Steel m.fl., 1985; Bruhn og Steel, 2003). I tillegg er det tektoniske regimet transpressivt og ikke rent kompressivt, noe som er uvanlig ved dannelse av forlandsbasseng.

Når det gjelder utviklingen av forlandsbassenget foreligger det hovedsakelig to ulike ideer om utviklingshistorien. Steel m.fl. (1981), Steel m.fl.(1985), og Muller og Spielhagen (1990) foreslår at bassenget har utviklet seg i to steg, med først en ekstensiv/transtensiv fase etterfulgt av en transpressiv fase. Bruhn og Steel (2003) foreslår at hele bassengutviklingen kan tolkes til å være en del av et forlandsbasseng scenario. De to utviklingsmodellene er begge enige om at Hollendardalen- og Battfjelletformasjonen bygde seg ut i bassenget fra vest, mens de paleocene avsetningene (Firkanten- til Grumantbyenformasjonen) bygget seg ut i bassenget fra både øst og nord. Det er også en samlet oppfatning om at dette dreneringsskiftet i bassenget skyldes at den vestlige marginen av Sentralbassenget ble betydelig hevet som et resultat av at Vest-Spitsbergen fjellkjededannelsen begynte å gjøre seg mer gjeldende. Betingelsene rundt avsetningen av de paleocene avsetningene er det derimot mer usikkerhet og diskusjon rundt.

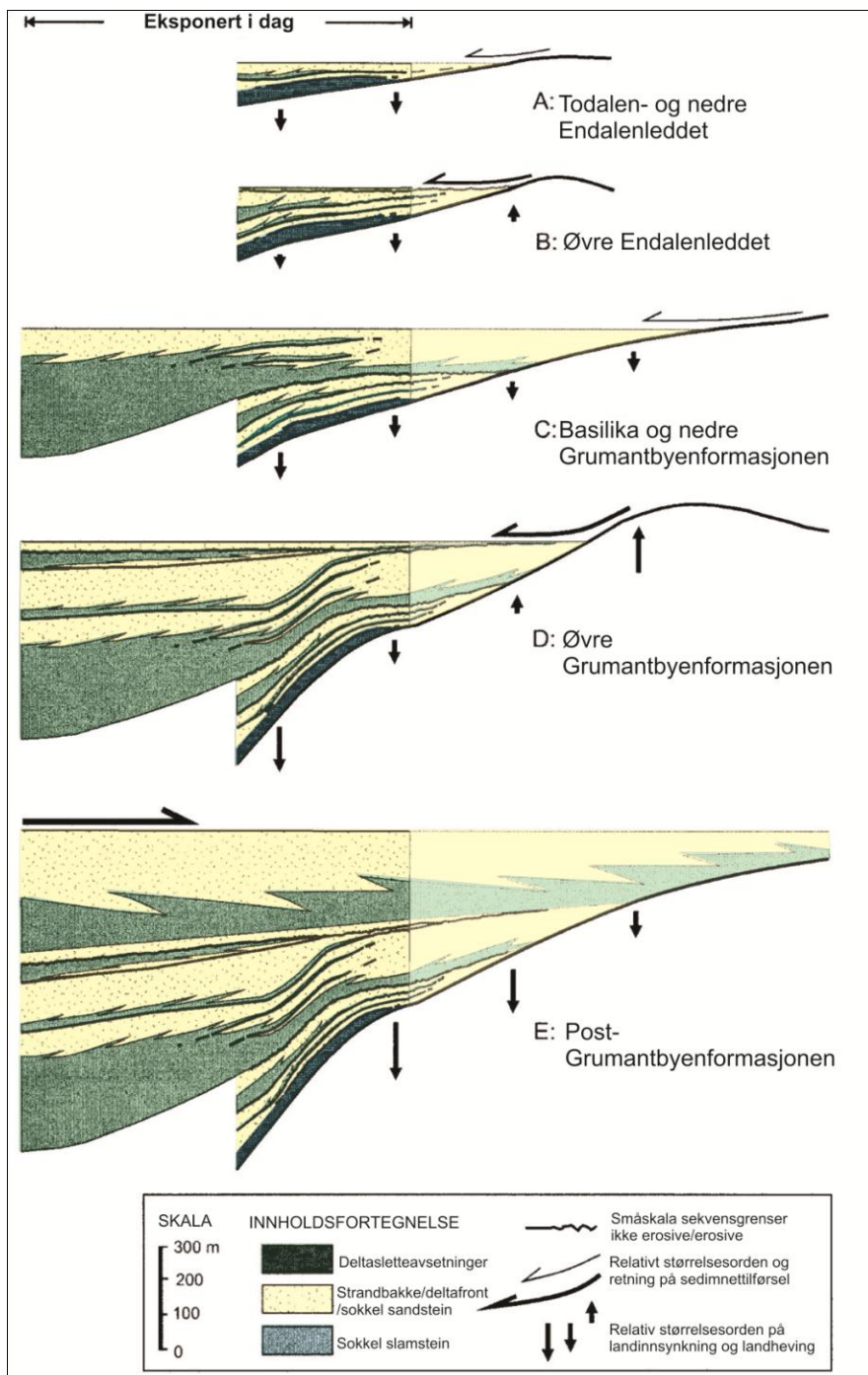
I Steel m.fl. (1981) og Steel m.fl. (1985) sin to steg utviklingsmodell av Sentralbassenget, er de paleocene avsetningene avsatt i et ekstensivt/transtensiv tektonisk regime med utvikling av en rekke mindre bassenger i tidlig til sen paleocen tid, og at de sen paleocene til sen eocene avsetningene er avsatt fra den Vest-Spitsbergenske fjellkjededannelsen, under et transpressivt regime. Hovedargumentene til Steel m.fl. (1981) og Steel m.fl. (1985) for en slik tostegs tektonisk utvikling er basert på (1) endringene fra den transgressive paleocene lagrekken med kildeområde i øst til den regressive eocene lagrekken med kildeområde i vest (2) tidskorrelasjon til tilgjengelige offshore data av sjøspredning mellom Grønland og Eurasia (fig 3.7) som tilsynelatende begrenser kompresjonen langs Vest-Spitsbergen til etter overgangen mellom paleocen-eocen og (3) tilstedeværelsen av en betydelig øst-vest gående

forkastning, som kan underbygge ekstensjons segmentering av Sentralbassenget tidlig i utviklingen (Steel m.fl, 1985, Bruhn og Steel, 2003).

I 2003 presenterte Rikke Bruhn sammen med Ron Steel nye ideer for utviklingen av sentralbassenget. De mener hele lagpakken av paleogene avsetninger i Sentralbassenget kan inkorporeres i et forlandsbasseng scenario, med et tektonisk kompresjon/transpresjons regime gjennom hele paleogen. Scenariot er i følge Bruhn og Steel (2003) konsistent med regionale havbunnsbredningsmodeller, nye tektoniske undersøkelser av den Vest-Spitsbergenske fjellkjeden og ny sedimentær data fra Sentralbassenget (Bruhn og Steel, 2003). Modellen går ut på at den paleocene lagpakken var avsatt fra en perifer forlandsbassengkul i øst mens den påfølgende eocene lagrekken ble tilført sedimenter fra den Vest-Spitsbergenske fjellkjeden. En forlandsbassengkul dannes som en konsekvens av at fjellkjededannelse fører til en fortykning og økning av vekten av jordskorpen som videre resulterer i at litosfæren bøyer av under fjellkjeden. En får da dannet et forlandsbasseng i forkant av fjellkjeden som vil være på sitt dypeste rett i forkant av fjellkjeden og bli grunnere med økt avstand til fjellkjeden, til slutt vil avbøyningen av litosfæren føre til en forhøyning over havnivå som kalles en perifer forlandsbassengkul (fig 3.6). Bruhn og Steel (2003) argumenterer for at den paleogene bassenginnfyllingen reflekterer at avsetningene var kontrollert av posisjonen og høyden til forlandsbassengkulen til Sentralbassenget (fig 3.6), som innebærer at kompresjon langs Vest-Spitsbergen må ha startet allerede i sen kritt eller tidlig paleocen tid. De foreslår at forlandsbassengkulen har hatt et høyt relieff øst i sentralbassenget på grunn av lav litosfære stivhet, noe som underbygges av den smale geometrien og høye sedimentasjonsraten som var opp mot 100m/Ma (Bruhn og Steel, 2003, med referanser derifra)



Figur 3.6: Illustrasjon av hvordan et forlandsbassengs kan se ut med dypest havnivå nærmest fjellkjededannelsen og en forlandsbassengkull lengst vekk fra fjellkjededannelsen.



Figur 3.7: Bruhn og Steel (2003) sin modell for hvordan den paleocene bassenginnfyllingen har vært kontrollert av posisjonen og høyden en perifer forlandsbassengkul øst i Sentralbassenget (modifisert fra Bruhn og Steel, 2003)

Nichols og Lüthje (2008) foreslo at Sentralbassenget ble dannet som et resultat av avbøyning grunnet kompresjon istedenfor avbøyning som et resultat av fortykning og økt vekt fra fjellkjededannelsen. De argumenterer med at den langbølgede asymmetriske folding av skorpen, relatert til Hornsundet forkastningssonen, kan ha dannet lignende bassengstruktur som Sentralbassenger representerer.

4 LITOFACIES OG FACIESASSOSIASJONER

4.1 Introduksjon

De loggede seksjonene fra felt og borekjerner er gruppert inn i ulike enheter som skiller seg fra hverandre ved et eller flere aspekter fra de under- eller overliggende enhetene. Slike enheter kalles "litofacies" eller bare "facies" og ble først introdusert som et geologisk begrep av Nicolas Steno allerede i 1669 (Nemec, 1996). Utrykket ble likevel ikke definert før i 1838 da den Sveitsiske geologen Armand Gressly definerte uttrykket "facies" som; " Total sum of the lithological and paleontological aspects of a stratigraphic unit" (Walker, 2006). Det har vært mye diskusjon om definisjonen av faciesbegrepet opp gjennom tidene, og en rekke ulike definisjoner av uttrykket har vært foreslått. En god oppsummering av denne debatten er gitt i definisjonen til Middleton (1978):

"... The facies may be given informal designations ("Facies A" etc.) or brief descriptive designations ("laminated siltstone facies") and it is understood that they are units that will ultimately be given an environmental interpretation; but the facies definition is itself quite objective and based on the total field aspect of the rocks themselves... . The key to the interpretation of facies is to combine observations made on their spatial relations and internal characteristics (lithology and sedimentary structures) with comparative information from other well-studied stratigraphic units, and particularly from studies of modern sedimentary environments".

På bakgrunn av de loggede seksjonene er Hollendardalenformasjonen og Marstranderbreenleddet delt inn i 18 ulike litofacies (tabell 4.1) og 5 ulike facies-assosiasjoner (tabell 4.2). Litofaciesene er kun presentert i korte trekk med kornstørrelse og en kortfattet beskrivelse og tolkning i tabell 4.1, mens faciesassosiasjonene, som er bygget opp av litofaciesene, er grundig beskrevet med mer omfattende tolkninger av avsetningsmiljø i kapittel 4.3.

4.2 Litofacies

Tabell 4.1: Oversikt over de 18 litofaciesene.

Litofacies	Kornstørrelse:	Beskrivelse:	Tolkning:
F1	Slamstein	Blanding av silt, leire og veldig fin sandstein, med dårlig utviklet laminering og mørk grå til sort farge.	Avsatt fra suspensjon og slamstrømmer i et rolig avsetningsmiljø.
F2	Slamstein til fin sandstein	Bioturbert og strukturløs slamstein og sandstein.	Representerer et oksidert og rolig avsetningsmiljø, med moderat til lav sedimentasjonsrate.
F3	Veldig fin til fin sandstein	HCS strukturer ofte med symmetriske rifler i topp.	Periodiske stormavsetninger, dannet av kombinerte strømmer.
F4	Veldig fin til fin sandstein	Småskala riflelaminert sandstein, med moderat grad av bioturbasjon som gjør riflestrukturene utydelige.	Avsatt i et miljø med svake strømmer og lav sedimentasjonsrate.
F5	Veldig fin til fin sandstein	Småskala symmetriske 2D riflestrukturer.	Avsatt av oscillasjons- eller kombinasjonsstrømmer med lav strømhastighet.
F6	Veldig fin til fin sandstein	Asymmetriske småskala 3D rifler og småskala traukryssikt, med og uten draperinger av finkornet organisk materiale.	Avsatt av svake strømmer med én dominerende strømretning av varierende styrke.
F7	Slamstein og veldig fin til fin sandstein	"Flaserbedding".	Avsatt under varierende strømstyrke.
F8	Fin sandstein	Klatrende rifler i ren og finkornet sandstein.	Representerer et avsetningsmiljø med svake strømmer og høy sedimentasjonsrate.
F9	Silt til fin sandstein	Lavvinklet kryssjikt med ca 0,5-1cm avstand mellom lagflatene, drapert med organisk materiale.	Avsatt av en svak unidireksjonal-og/eller oscillasjonsstrøm.
F10	Fin sandstein	Undulerende lamina i fin sandstein.	Avsatt av en svak strøm og senere utsatt for en lav grad av bløtdeformasjon.

F11	Veldig fin til fin sandstein	Parallell til sub-parallele kryssjikt med ca 1cm avstand mellom lagflatene.	Avsatt av hyperpyknale strømmer.
F12	Fin sandstein.	Lavvinklet storskala traukryssikt	Representerer migrasjon av sanddyner.
F13	Medium til grov sandstein.	Tangentielle kryssjikt med bratte skrålag og erosive nedre kontakter med leirklaster.	Representerer migrasjon av sanddyner i en kanal.
F14	Veldig fin til fin sandstein.	Vannutslippsstrukturer og bløtdeformasjon.	Deformert sandstein som et resultat av hurtig avsetning av sand sammen med vann.
F15	Veldig fin til medium sandstein.	Planlaminert godt sortert sandstein med opp til 3cm avstand mellom lagflatene.	Avsatt på relativt grunt vann av en sterk unidireksjonal strøm.
F16	Veldig fin sandstein.	Skifrig og dårlig konsolidert kull.	Avsetninger fra organisk materiale i et rolig miljø.
F17	Fin sandstein	Karboniserte røtter i rifle laminert sandstein.	Periodevis subaerisk eksponering av sandstein avsatt av svake strømmer.
F18	Slamstein til grov sandstein.	Meget usortert og rotete lag i toppen av formasjonen, med runde chertklaster og skjell- og kullfragmenter.	Transgressiv erosjon

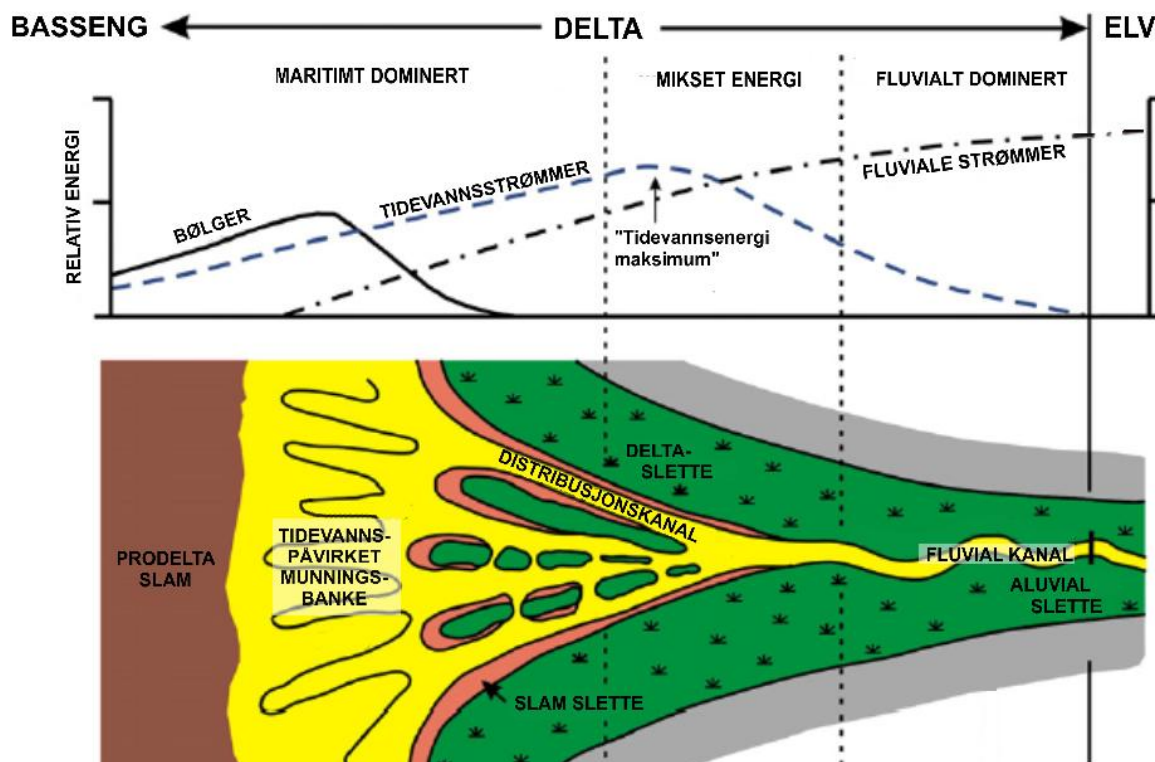
4.3 Faciesassosiasjoner

4.3.1 Introduksjon:

Som nevnt i kapittel 3.3.2 er Hollendardalenformasjonen tolket til å representere et tidevannsdominert delta. Etter observasjoner fra borekjerner og to sesonger i felt, er jeg langt på vei enig i denne tolkningen. Likevel kan det diskuteres i hvilken grad deltaet er *dominert* av tidevannsprosesser, eller om fluviale- og bølgeprosesser har spilt en like stor rolle som tidevannet under avsetningen av deltaet. Dette vil bli diskutert i senere kapitler.

I motsetning til bølgedominerte kystsoner, hvor en har en relativt enkel og velforstått relasjon mellom ulike facies og vanddyp (antatt bølgeenergi for de forskjellige avsetningsstrukturene minker med økende vanddyp), viser ikke tidevannsdominerte deltaer samme enkle faciesutvikling fra de proksimale til de distale delene. Dalrymple og Choi (2007) mener derfor det er mer hensiktsmessig å fokusere på den laterale utviklingen av systemet når en jobber med faciesvariabiliteten for dette miljøet, mens vanddypet er av mindre betydning.

Tidevannspåvirkede deltaavsetninger avsettes i overgangsonen mellom et fluvialt og marint miljø. Dette området er ansett som et av de mest kompliserte og komplekse avsetningsmiljøer som finnes, på grunn av de mange terrestriske og marine prosessene som møtes her. Det vil i dette området være en generell proksimal til distal nedgang i intensiteten av elvestrømmene og en økning i intensiteten av tidevannsstrømmene og andre marine prosesser som påvirker systemet (figur 4.1) (Dalrymple og Choi, 2007).



Figur 4.1: Variasjoner av intensiteten til de tre viktigste fysiske prosessene, fluviale strømmer, tidevannsstrømmer og bølgeaktivitet fra de proksimale til de distale delene av et tidevannsdominert delta (modifisert fra Dalrymple og Choi, 2007).

Som tidligere nevnt er det ut i fra de 18 litofaciesene definert 5 faciesassosiasjoner, basert på felt- og kjerneobservasjoner (tabell 4.2). De fem faciesassosiasjoner er delt inn etter den laterale utviklingen av fluvial- til bassengprofilet slik Dalrymple og Choi (2007) anbefaler. Tabell 4.3 viser hvilken av faciesassosiasjonene som er representert ved de ulike lokalitetene. Videre i kapittelet er de fem ulike faciesassosiasjonene og undergruppene av disse beskrevet og tolket.

Tabell 4.2: Oversikt over de fem litofaciesene.

Faciesassosiasjon	Undergruppe	Lithofacies	Avsetningsmiljø
FA1	-	F1, F2	Prodelta
FA2	FA2-A Nedre deltafront	F1, F2, F3, F4, F11	Deltafront
	FA2-B Stormbølgedominert deltafront	F2, F3	
	FA2-C Tidevannsdominert deltafront	F1, F5, F6, F7	
FA3	FA3-A Tidevannspåvirkede munningsbanker av grovkornet sandstein med kanaler	F14, F15	Deltamunning
	FA3-B Tidevannspåvirkede munningsbanker av finkornet sandstein	F3, F6, F8, F9, F10, F11, F12, F13	
FA4	FA4-A. Subaerisk deltaslette	F16, F17, F7	Deltaslette
	FA4-B Beskyttet bukt	F1, F2, F3, F4, F13, F16	
FA5	-	F18	- (Transgressiv erosjons)

Tabell 4.3: Oversikt over hvilke faciesassosiasjoner en finner ved de ulike lokalitetene

Lokalitet fra Vest til Øst	UTM	Faciesassosiasjon representert
Oppkuvbekken	488471 8667884	FA1, FA2-A, FA2-B, FA2-C, FA3-B, FA4-A, FA4-B
Vestalbekken	492850 8668073	FA1, FA2-A, FA2-3, FA3-A, FA3-B, FA4-A, FA4-B
Vesuv Sør	495202 8665684	FA1, FA2-A, FA2-B, FA3-A, FA3-B, FA4-A, FA4-B
Russekollen	502408 8671326	FA1, FA2-A, FA2-C, FA3-B, FA2-B, FA4-A, FA4-B
Holmsenfjellet	502155 8662829	FA1, FA2-A, FA2-B, FA3-A, FA3-B, FA4-A
Istørna Nord	503741 8661442	FA1, FA3-B, FA3-A, FA4-B
Trodalen	505677 8665700	FA1, FA2-A, FA2-B, FA2-C, FA3-B, FA4-A, FA5
Tilbergfjellet Vest	509830 8667316	FA1, FA2-A, FA2-B, FA2-C, FA3-B, FA4-A, FA4-B, FA5
Ringdalfjellet Øst	510855 8664868	FA1, FA2-A, FA2-B, FA3-B, FA4-A, FA4-B, FA5
Bødalen Øst	512707 866920	FA1, FA2-A, FA2-B, FA3-B, FA4-A, FA4-B, FA5
Tufsbreen	516266 8662956	FA1, FA2-A, FA2-B
Bromdalsnosa	517559 866288	FA1, FA2-A, FA2-B
Gangdalen Nord	520252 8665449	FA1, FA2-B
Gangdalen Sør	520864 8663477	FA1, FA2-A, FA2-B
Tverrdalen	524987 8663646	FA1, FA2-A, FA2-B, FA5
Reindalen Sør	525558 8661301	FA1, FA2-A, FA2-B
Reindalen Nord	527152 8662730	FA1, FA2-A, FA2-B
Foxbreen	528744 8671227	FA1, FA2-A, FA3-B
BH 09-2006	527850 8667160	FA1, FA2-A, FA2-C, FA3-B, FA4B

4.3.1 FA1: Prodelta

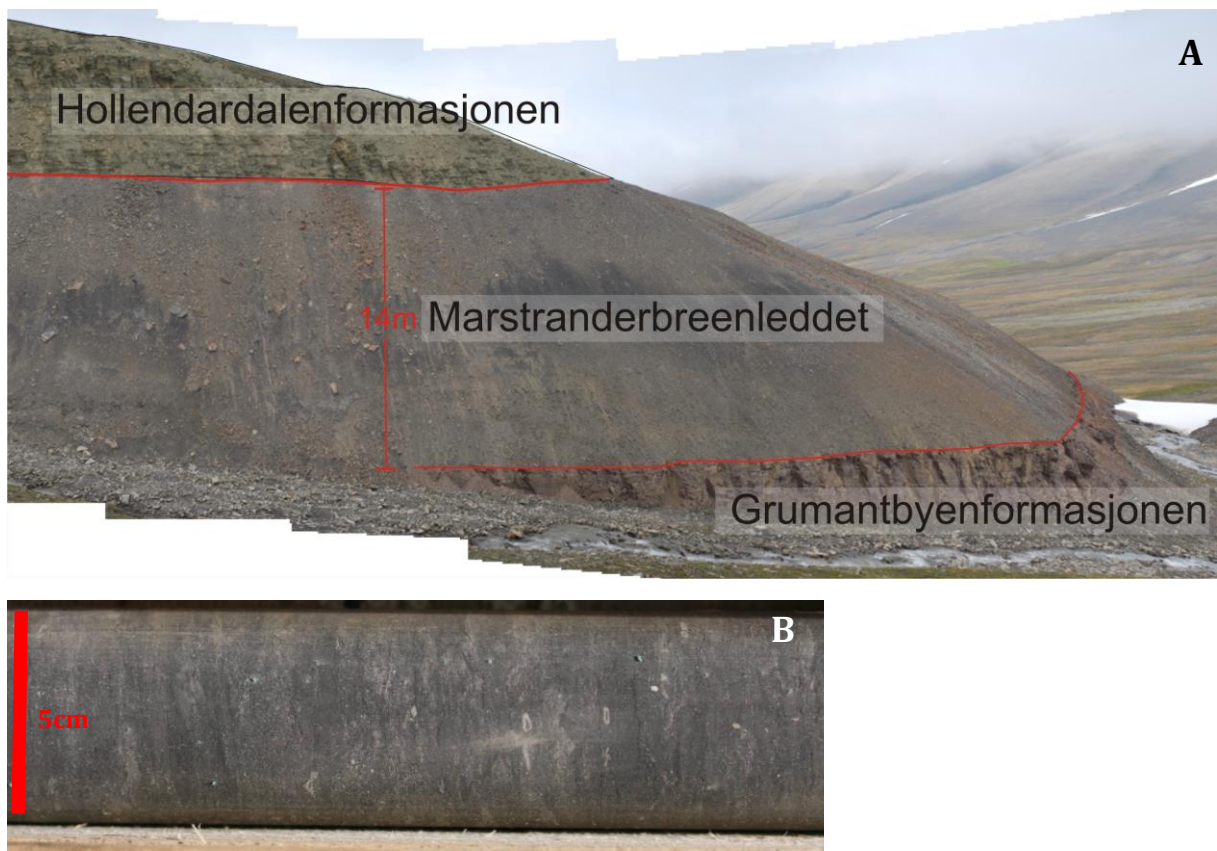


Fig 4.2: A Panoramabilde som viser Grumantbyenformasjonen, Marstranderbreenleddet og Hollendardalenformasjonen ved lokalitet Bødalen øst.

B: Mørk bioturbert sandig slamstein fra borekjerne BH 09-2006 (Bilde tatt av Nagya 2010)

Beskrivelse

Denne faciesassosiasjonen består i hovedsak av mørk silt- og leirstein (F1). Tykkelsen varierer fra 47 m i de vestlige delene av bassenget til kun 2 m i øst. I felt fremstår skiferen som løs og er ofte overdekket av utrast materiale (fig. 4.2.A). Faciesassosiasjonen ligger stratigrafisk under de sandige avsetningene i Hollendardalenformasjonen og er derfor, som nevnt tidligere, skilt ut som eget ledd, kalt Marstranderbreenleddet (Dallmann, 1999). Overgangen til den underliggende Grumantbyenformasjonen er ofte uklar og vanskelig å sette fordi overgangen, spesielt vest i bassenget, skjer gradvis. Tykkelsesmålingene, spesielt i de vestlige delene av bassenget, er derfor usikre. Overgangen til den overliggende, nedre deltafront faciesen i Hollendardalenformasjonen, skjer også gradvis ved at innholdet av silt og veldig fin sand øker mot toppen av Marstranderbreenleddet.

Sentralt og øst i bassenget er det vanlig å finne et distinkt klastlag i Marstranderbreenleddet rundt 3 til 4 m under overgangen til Hollendardalenformasjonen. Klastlaget er opp mot 10cm tykt og består i hovedsak av chertklaster fra 0,4 cm opp til 7 cm som ligger i usortert, fin sand (fig 4.3).

Ved enkelte lokaliteter er det trinn i skråningene med den utraste skiferen. Disse trinnene består av lag med grovere sedimenter av siltstein og veldig fin sandstein som er mer grå i fargen (F2). Lagene er bedre konsolidert og bedre bevart enn den mørke skiferen.

Det er vanskelig å si noe om laminering og grad av bioturbasjon av denne facies-assosiasjonen i felt, men i borekjerne BH 09-2006, i den østlige delen av bassenget, kan en se at skiferen er svakt laminert den første meteren og kraftig bioturbert mot toppen. Det ble også observert sporfossil av *Terebellina* i denne faciesassosiasjonen i den nevnte borekjernen.



Figur 4.3

A: Spredte klaster i fint materiale ved lokalitet Gangdalen sør

B: Lag med runde chertklaster og fin sand ved lokalitet Bromdalsnosa

Tolkning

Den mørke skiferen som dominerer denne faciesen, tyder på at faciesen har blitt avsatt under stormbølgebasis hvor det kun blir avsatt silt og leire fra suspensjon (Bhattacharya, 2006). De tykke avsetningene av silt og leire og det faktumet at de grenser til overliggende nedre deltafront facies, er tegn på at disse sedimentene har blitt avsatt på et prodelta (Dalrymple og Choi, 2007).

Trinnene en finner av mer konsoliderte og grovere slamstein kan være avsetninger fra turbidittstrømmer som har ført med seg grovere sedimenter ut på prodeltaet. Turbidittstrømmer dannes ved at ved at slam og leire virvles opp og settes i bevegelse nedover deltaskråningen på grunn av økt massetetthet i forhold til vannmassene rundt. Turbidittstrømmer eroderer og tar med seg sedimenter underveis nedover deltaskråningen, slik at store mengder sedimenter transporteres fra grunne områder ut på dypere vanddyb (Stow m.fl., 1996).

Det faktumet at borekjerne BH 9-2006 går fra svak laminering til kraftig bioturbasjon kan bety at sedimentasjonsraten var avtagende med tiden, ettersom bioturbasjon blir mer intens ved lavere sedimentasjonsrate. Det kan også bety på at bunnforholdene gikk fra å være anoksiske til at oksygenivået økte slik at organismer kunne leve på prodeltaet. I så tilfellet ville det bety at vi har et intervall med anoksiske miljø mellom den gjennombioturberte Grumantbyenformasjonen og Hollendardalenformasjonen.

Det er vanskelig å si med sikkerhet hvordan klastlaget som ligger inne i siltsteinen og leirsteinen har blitt avsatt på prodeltaet. De store klastene kan ikke være avsatt på samme måte som siltsteinen og leirsteinen rundt den, og diskusjonen om hvordan klastene har blitt avsatt har derfor vært diskutert av en rekke geologer som har jobbet med Sentralbassenget opp gjennom tidene. De tidligste antagelsene fra Nathorst (1910); Atkinson (1963); Livšic (1965, 1974) m.fl. er at disse klastene er fraktet ut i bassenget av drivtømmer eller tang, mens Kellogg i 1975 foreslo at klastene er transportert ut med drivis fra kysten. Arne Dalland undersøkte klastene på slutten av 70- og begynnelsen av 80-tallet, og argumenterte for at klastlaget var isdroppet materiale med kilde i øst (Dalland, 1977). Dette vil bli diskutert i senere kapitler.

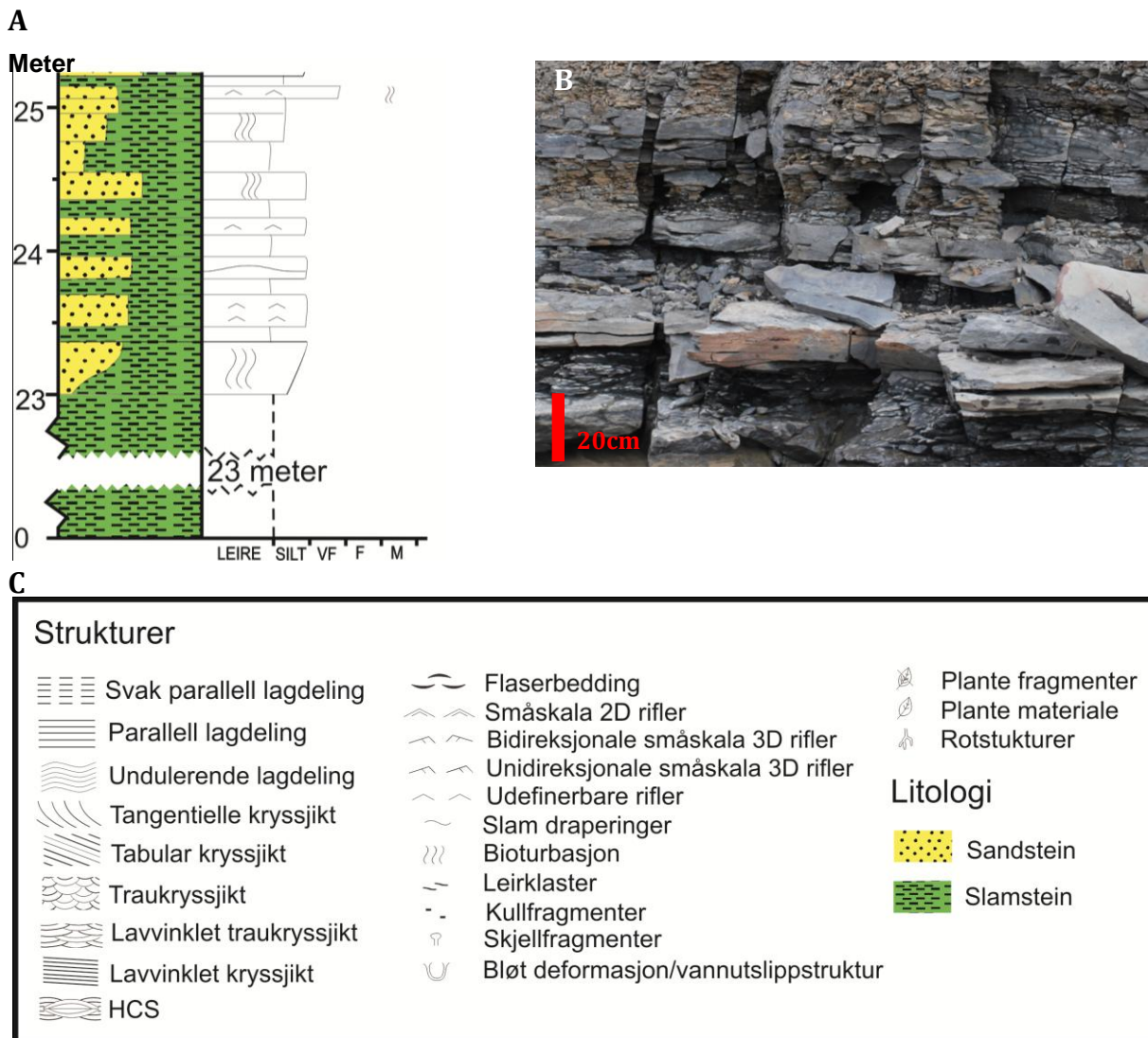
4.3.2 FA2: Nedre deltafront

Introduksjon:

Faciesassosiasjon 2 (deltafront) er delt inn i tre undergrupper: FA2-A (nedre deltafront); FA2-B (stormbølgedominert nedre deltafront) og FA2-B (tidevannspåvirket deltafront).

Inndelingen i undergrupper er gjort på grunn av at det innad i faciesassosiasjon 2 er tydelige forskjeller i hvilke prosesser som har vært dominerende under avsetningen av sedimentene på deltafronten.

FA2-A: Nedre deltafront



Figur 4.4. A: Eksempel på en logget seksjon av FA2-A, fra lokalitet Trodalen. B: Vekselsvis lag av slamrik sandstein og slamstein ved lokalitet Trodalen. C: Tegnforklaring med symbolene som er benyttet på samtlige logger i avhandlingen.

Beskrivelse

Faciesassosiasjon 2-A består av vekselvise lag av bioturbert eller strukturløs slamstein og lag av veldig fin sandstein. Faciesassosiasjonen er fra 2,5 meter tykk i de proksimale delene, opp til 8 meter tykk i de distale delene av Sentralbassenget og er observert i hele bassenget (tabell 4.3). Overgangen fra den underliggende faciesassosiasjonen (FA1) er satt hvor første sandsteinsdominerte facies, F2, F3, F4 eller F11, kommer inn i stratigrafien.

Generelt sett blir faciesassosiasjonen mer sandig oppover i seksjonen, men det er variasjoner mellom de ulike lagene. Innholdet av silt og leire varierer internt i sandsteinslagene, men ligger i de fleste tilfeller på rundt 50 prosent og kan klassifiseres som slamrik sandstein. Slamsteinslagene består i hovedsak av ren silt og leire, men enkelte slamsteinslag kan inneholde opp til 20 prosent sand.

Sandsteinslagene er fra 3 til 50 cm tykke. Udefinerbare og symmetriske 2D rifler, HCS og lavvinklet kryssjikt er vanlig i sandsteinslag som ikke er fullstendig bioturbert. Organisk materiale og fragmenter av bladfossiler er observert på enkelte av lagflatene. De symmetriske riflene som er observert har en tendens til å ha en nord-sør orientering på rifleryggene, som er illustrert med rosedigram i kapittel 6 (fig 6.2).

Slamsteinslagene varierer også mye i tykkelse; fra 1 cm og opp til i overkant av 50 cm. Enkelte slamsteinslag har uklare riflestrukturer, men generelt er det få eller ingen tegn til strukturer i disse lagene. Sorteringsgraden varierer mellom de ulike lagene, men generelt er slamsteinslagene, som sandsteinslagene, dårlig til moderat sortert.

Grensene mellom sandstein- og slamsteinlagene er som regel skarpe, og på enkelte blotninger finner en også erosive kontakter. Gjennomgående kan en si at FA2-A er moderat til kraftig bioturbert.

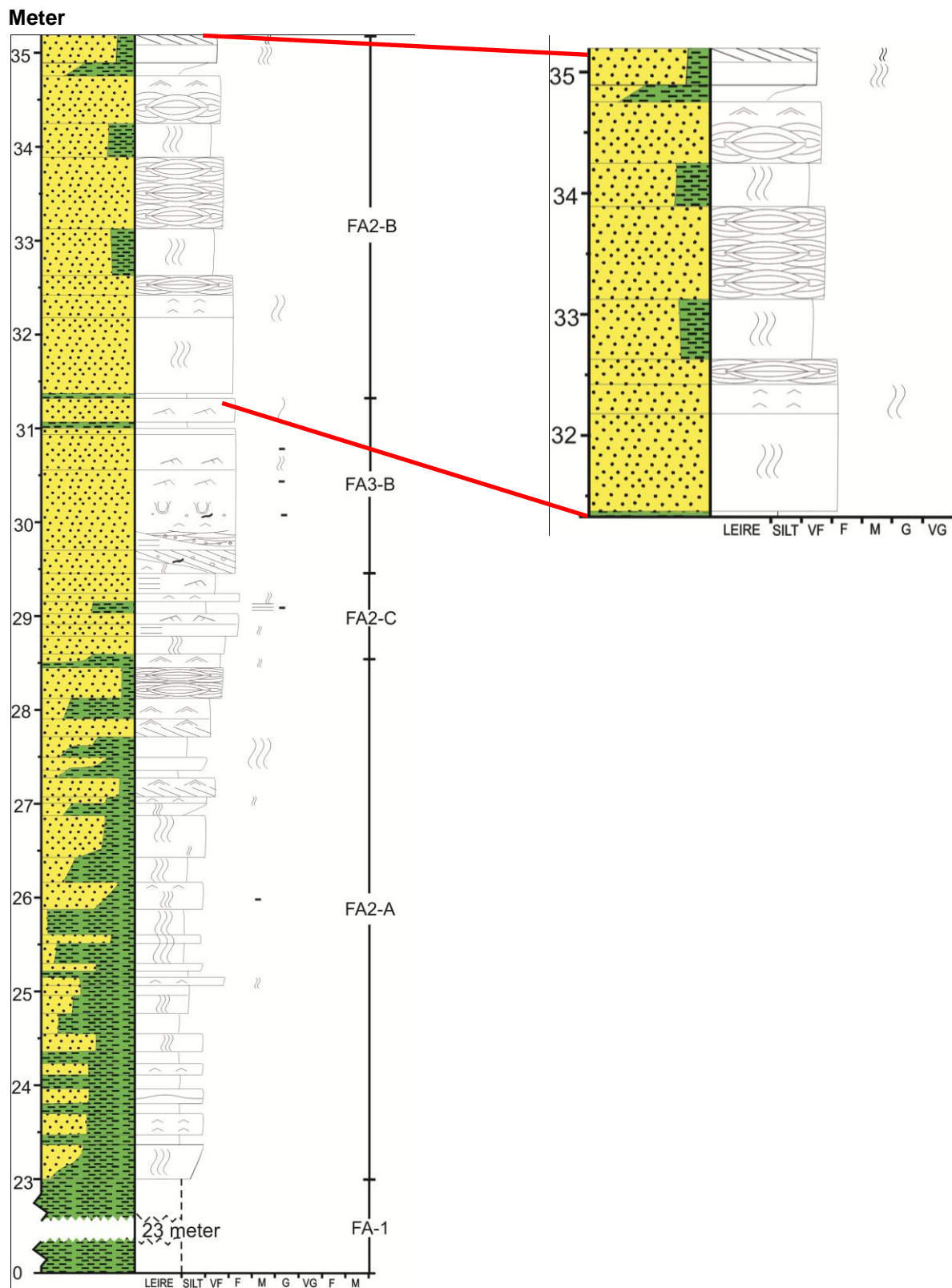
Tolkning

Denne faciesassosiasjonen representerer overgangen fra prodeltaskiferen i Marstranderbreenleddet til den sandsteinsdominerte Hollendardalenformasjonen. Den heterogene pakken med vekselvis strukturløs slamsteinslag og sandsteinslag med bølgegenererte strukturer som symmetriske 2D rifler og HCS, gjør at FA2-A er tolket til å representere nedre deltafrontavsetninger. De fleste elver transporterer mellom 85 til 95 prosent slam (Schumm, 1972), som hovedsakelig blir avsatt under finværsbølgebasis når elven mister sin kompetanse i møte med bassenget. Slamsteinslagene er ofte strukturløse ved deltafronten, slik som er registrert for avsetningen i denne faciesassosiasjonen. Dette kommer av at slamsteinslagene i stor grad blir avsatt som slamstrømmer. Likevel vil rolig, passiv avsetning av fine sedimenter fra suspensjon også forekomme (Harris m. fl. 2004).

På grunn av få og dårlig bevarte strukturer i denne faciesassosiasjonen er det vanskelig å bestemme hvilken prosess som har avsatt sandsteinslagene. Likevel er det sannsynlig at sandsteinlagene representerer avsetninger fra flom og stormhendelser. Ved økt vannføring, som for eksempel ved flom, kan sand bli transportert som hyperpyknale understrømmer forbi munningsbankene/sandskråningen og ut til deltafronten (Reading og Collinson, 1996). Sandsteinslagene hvor bølgegenererte strukturer er registrert er sannsynligvis avsatt under stormhendelser, ettersom HCS-strukturer er typiske for stormbølgeavsetninger (dannelsen av HCS vil bli diskutert under tolkningen av FA2-B). Tilstedeværelsen av HCS vil således sannsynliggjøre at enkelte sandlag er avsatt som tempestitter. Tempestittavsetninger blir avsatt ved at sandrike avsetninger fra den proksimale delen av deltaskråningen blir erodert av stormbølger og transportert ut i retning av bassenget og avsatt hovedsakelig under finværsbølgebasis (Myrow og Southard 1996).

Slam med oppbrutte bladfossiler og organisk materiale tyder på at avsetningsmiljøet til tider har vært rolig og relativt nært utløpet til det fluviale systemet. I følge Walker og James (1992) er det vanlig at organisk materiale bevares på deltafronten i elvedominerte deltaer.

FA2-B Stormbølge dominert nedre deltafront



Figur 4.5: Logget sekvens fra Trodalen med Facies FA1, FA2-A, FA3-B og FA2-B representert. Til høyere er et utsnitt av FA2-B er skilt ut og forstørret (se figur 4.4 for tegnforklaring).

Beskrivelse

Faciesassosiasjon 2-B er registrert i nesten hele bassenget; fra lokalitet Oppkuvbekken i vest til lokalitet Gangdalen Sør, i øst (tabell 4.3). FA2-B er opp mot 4 meter i totaltykkelse og er som regel registrert høyere i stratigrafien enn FA2-A, som også representerer deltafrontavsetninger (FA2) (fig 4.5).

I de proksimale delene av bassenget grenser FA2-B til den kontinentale FA4 både under og over, dette vil bli diskutert i senere kapitler. I de distale delene av bassenget derimot, grenser FA2-B til mer forventede avsetningsmiljøer, med prodeltaiske (FA1) og nedre deltafrontavsetninger (FA2-A) liggende under, og deltamunningavsetninger (FA3) liggende over.

FA2-B skiller seg fra FA2-A ved at den er mer sandrik og er *dominert* av HCS. I tillegg er de vekselvise sandsteins- og slamsteinslagene tykkere og har skarpere kontakter mellom seg (fig 4.5). Sandsteinslagene består av helt eller delvis ren, veldig fin sand. Tykkelsen på de individuelle HCS lagene varierer fra rundt 20 cm til over 1 meter, og blir generelt tykkere mot de proksimale, vestlige delene av bassenget. Foruten HCS, er lavvinklet kryssjikt og 2D riflestrukturer observert i denne faciesassosiasjonen. Avsetningene har til felles at de er skifrige og ofte delvis utrast (fig 4.6).

Slamsteinlagene er bioturbert eller svakt laminert og er mellom 20 til 60 cm tykk. Innholdet av veldig finkornet sand internt i disse slamsteinslagene kan være opp til 75 prosent i de proksimale delene, men avtar generelt distalt i bassenget. Sandsteinslagene står frem som enkeltstående lag mellom de forvitrede og delvis utraste slamsteinslagene, og overgangen mellom de to litologiene er som nevnt brå.



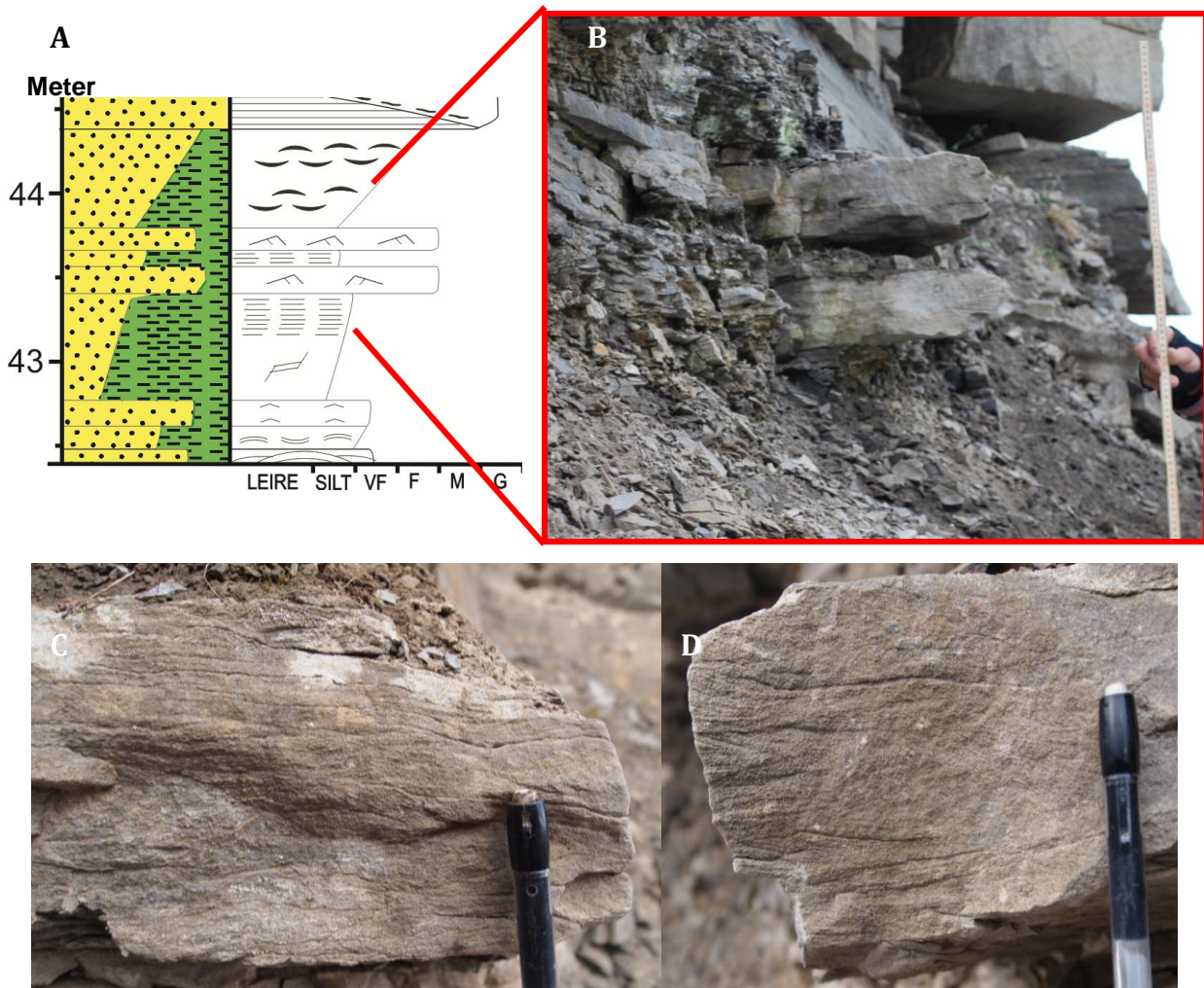
Figur 4.6: HCS-strukturer ved lokalitet Oppkuvbekken.

Tolkning

Faciesassosiasjonen 2-B er tolket til å representere en stormbølgedominert deltafront. Slamsteinslagene representerer perioder med rolige forhold under finværsbølgebasis, mens HCS-strukturene representerer kortere perioder med storm. Under store stormer blir sand fra grunnere områder virvlet opp av store stormbølger og fraktet ut på deltafronten, hvor kombinasjonen av svake unidireksjonale geostrofiske strømmer og sterkere stormbølge oscillasjoner (kombinasjonsstrømmer) avsetter sanden med HCS-strukturer (Dumas, 2006; Collinson m.fl. 2006). Kombinasjonsstrømmen eroderer lavvinklede traue samtidig som veldig fin og fin sand avsettes som lavvinklede, isotropiske kryssjikt (Dumas, 2006). De småskala symmetriske 2D-riflene som på enkelte steder er avsatt på toppen av HCS lagene dannes av svakere oscillasjonsstrømmene idet stormen er i ferd med å dø ut. De vekselvise lagene av sandstein med HCS og bioturbert slamstein er diagnostiske for avsetninger mellom finværsbølgebasis og stormbølgebasis (Walker og James, 1992).

Det faktum at faciesassosiasjonen 2-B er mer sandrik og i stor grad dominert av HCS-strukturer tyder på at det har vært høyere energi under avsetningen av FA2-B enn under avsetningen FA2-A. Det kan bety at disse avsetningene er avsatt på grunnere vanddyb og at tilgangen på sand i systemet har vært større. Ettersom sand blir virvlet opp og deretter fraktet ut på deltafronten under stormer, betyr det samtidig at det må ha vært en unidireksjonal strøm i systemet som virket i retning av paleobassenget. En slik unidireksjonal strøm vil normalt være en "storm surge ebb" som utvikler seg til en geostrofisk strøm på sokkelen (Mount, 1982).

FA4-C Tidevannspåvirket deltafront



Figur 4.7 A: Logget seksjon av FA2-C ved lokalitet Vestalbekken (se figur 4.4 for tegnforklaring). B: Eksempel på heterolittisk avsetning fra lokalitet Vestalbekken. C: Kombinert strømrifler ved lokalitet Vestalbekken D: Unidireksjonale strømrifler ved lokalitet Vestalbekken.

Beskrivelse

Faciesassosiasjon 2-C består av maksimalt 2 m tykke heterolittiske avsetninger og finnes i de vestlige delene av bassenget. FA2-C er karakterisert av sandlag med unidireksjonale og bidireksjonale strømrifler (fig 4.7), slamdraperinger og "flaserbedding". Kornstørrelsen i sandlagene består i hovedsak av veldig fin til fin sand, men også medium sand er registrert på enkelte lokaliteter. Imellom sandsteinslagene er det lag av sterkt forvitret og svakt laminert sandig siltstein som kan være opp mot 1 m tykk og ligger med skarpe grenser til sandsteinslagene. Disse sandige siltsteinslagene har et høyt innhold av organisk materiale og inneholder ofte bladfossiler. Det er en tydelig lagdeling internt i enkelte av sandsteinslagene. Lagtykkelsen varierer fra 1 til 3 cm, og på flere steder er lagflatene drapert av bladresten og

organisk materiale. Det er i denne faciesassosiasjonen få tegn til bioturbasjon og sandsteinene er rene og godt sorterte. Grensene til den underliggende faciesassosiasjonen, FA2-A er satt til første lag som er tolket til å være tidevannsrelaterte strukturer, mens grensen til de ovenforliggende faciesassosiasjon FA3 ofte er erosiv.

Tolkning

Slamdraperinger, "flaserbedding" og bidireksjonale strømrifler er sedimentære strukturer som til sammen peker mot tidevannspåvirkning av denne faciesassosiasjonen. "Flaserbedding" er riflestrukturer hvor slam legger seg som tynne, ofte usammenhengende lamina, som draperer over riflene eller legger seg i trauene (Collinson, 2006). "Flaserbedding" dannes i miljøer hvor både sand, silt og leire er tilgjengelig samtidig som det er perioder med vekselvis strøm og stille vann. Under strømperioder avsettes sand som rifler mens silt og leire holdes i suspensjon. Ved rolige perioder derimot avsettes silt og leire over riflene og nede i trauene (Reineck og Singh, 1980).

Mellom de tidevannspåvirkede sandsteinene er det lag av svakt laminert sandig slamstein som ligger med skarp kontakt til sandsteinslagene. Dette betyr FA2-C er avsatt i et heterogent avsetningsmiljø. Når en i tillegg tar i betraktning den underliggende nedre deltafront-faciesassosiasjonen (FA2B), tolkes disse sedimentene til å være avsatt i et tidevannspåvirket deltafrontmiljø, i et relativt grunt og beskyttet basseng. Variasjoner i vannføringen i det fluviale og tidale systemet kan ha ført til at det har blitt avsatt sandsteinslag med sandig slamstein imellom.

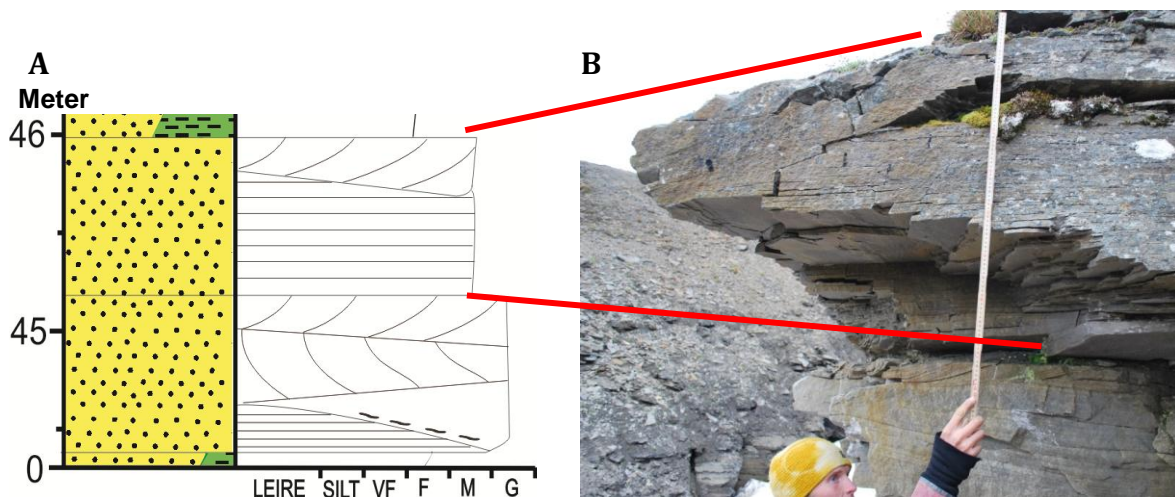
Undersøkelser av sedimentære strata ved munningen av Amazonaselven viser at tidevannspåvirkning av deltafronten, slik som det her er registrert, kan forekomme (Jaeger og Nittrouer, 1995). Tykke tidevannspåvirkede avsetninger er likevel lite sannsynlig på grunn av påvirkning av bølgeaktivitet (Dalrymple og Choi, 2007).

4.3.3 FA3: Deltamunning

Introduksjon:

Faciesassosiasjon 3 (deltamunning) er delt inn i to undergrupper; FA3-A som representerer tidevannspåvirkede munningsbanker av grovkornet sandstein med kanaler, og FA3-B som representerer tidevannspåvirkede munningsbanker av finkornet sandstein uten kanaler. Grunnen til dette er at det, i likhet med Faciesassosiasjon 2, innad i faciesassosiasjon 3 er forskjeller i hvilken prosess som har vært dominerende og hvor høy energien i systemet har vært under avsetningen av sedimentene i de to undergruppene.

FA3-A Tidevannspåvirkede munningsbanker av grovkornet sandstein med kanaler



Figur 4.8 A: Eksempel logg av Facies FA3-A. Fra 44,5 til 46 meter ved lokalitet (se figur 4.4 for tegnforklaring) B: Kryssjikt skjærer seg ned i de underliggende planparallelle lagene ved lokalitet Vestalbekken.

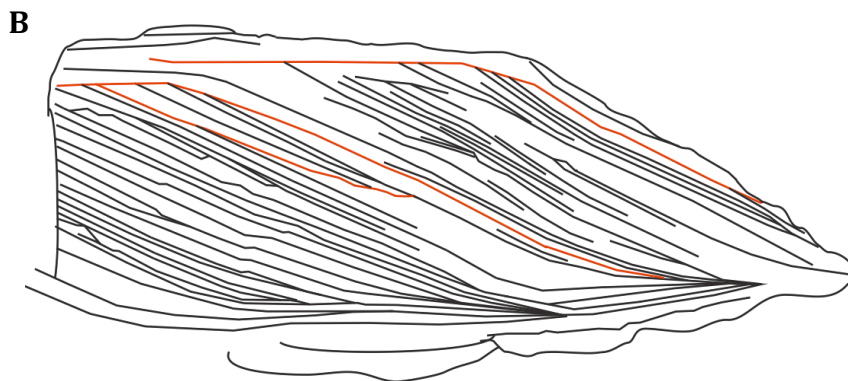
Beskrivelse

Faciesassosiasjon 3-A er kun observert på enkelte lokaliteter vest for Bødalen (Tabell 4.3). Faciesassosiasjon har en total tykkelse på 1,5-2 meter og har erosiv kontakt ned til den underliggende faciesassosiasjon 2. FA3-A er dominert av lag med tangentielle kryssjiktstrukturer og planstratifiserte lag av medium til grov sandstein og fremstår som harde og godt sementerte. Lagene med kryssjikt er fra 20 til 75 cm tykke, og enkelte av disse har en oppoverfinende trend. Kryssjiktlagene skjærer seg ned i lag av planstratifisert medium grov sandstein og danner et relieff på opp mot 30 cm. Den erosive kontakten består

av et sjikt med veldig grov sandstein og leirklaste på opp til 9 cm (fig 4.8). Dersom en studerer de tangentielle kryssjiktene nøye, kan en enkelte steder registrere at tykkelsen på hvert enkelt skrålag varierer med en viss syklisitet og at enkelte lag har erosjonsflater (fig 4.9). Paleostrømmålinger av fallretningen til kryssjiktlagene viser grovt sett et øst-vest orientert, bidireksjonal strømningsmønster (kapittel 6). Det er ikke observert bioturbasjon i kryssjiktlagene, men i enkelte av de planstratifiserte lagene er det antydning til noe bioturbasjon. Over FA3-A ligger deltasletteavsetninger fra FA4.



Figur 4.9:
A: Kryssjikt med varierende tykkelse på skrålagene og trunkeringsflater ved lokalitet Vestalbekken.
B: Oppsprekknin langs lagflatene er markert med de tre mest tydelige reaktiveringsflatene er merket i rødt.



Tolkning

Munningsbanker er sandige avsetninger som ligger ved utløpet av distribusjonskanaler fra distalt på deltasletten til proksimalt på deltafronten (Bhattacharya, 2006). De tangentielle kryssjiktlagene representerer migrasjon av sanddyner under det Dumas m.fl. (2004) karakteriserer som nedre strømningsregime, mens de planparallelle lagene representerer avsetninger under øvre strømningsregime. Migrasjon av sandrike dyner, erosiv kontakt til de

underliggende deltafrontavsetningene (FA2) og de ovenforliggende deltasletteavsetningene (FA4) ligger til grunn for at faciesassosiasjon FA3-A er tolket til å representere sandrike munningsbanker ved deltamunningen.

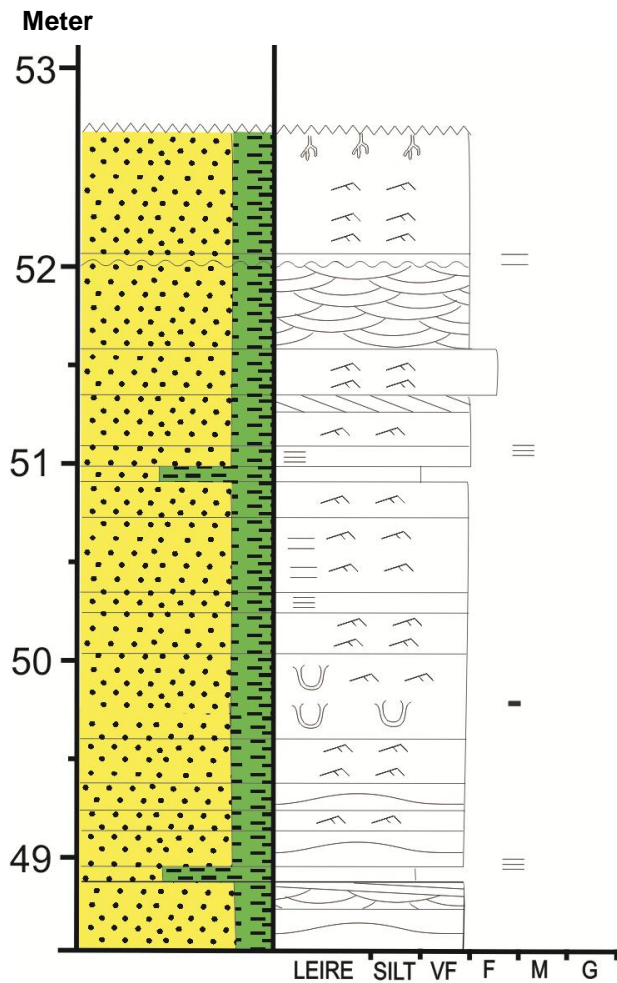
En av grunnene til at munningsbanker ofte fremstår som godt sortert, sandrike avsetninger, er at de ofte er eksponert for marin påvirkning fra bassenget slik at sedimentene blir påvirket av bølgeaktivitet (fig 4.2). Dette medfører at slam, som eventuelt har blitt avsatt, blir vasket vekk og munningsbankene fremstår som noe av de mest sandrike avsetningene en finner på et delta (Dalrymple og Choi, 2007). Samtidig fører den lave saliniteten til brakkvannet og det relativt stressende miljøet til at bioturbasjon ofte er begrenset på munningsbanker (Dalrymple og Choi, 2007).

De erosive kontaktene viser at strømmer også har vært i stand til å erodere i de grove sedimentene. Det lille relieffet på kun 30 cm gjør at dette er tolket til å representere *små* kanaler som har kuttet seg ned i sandbankene; såkalte "swatchways" (Robinson, 1960) eller "terminal distributary channels" (Bhattacharya, 2006). Leirklastar, som er observert i de erosive kontaktene, er vanlig å finne på kanalbunnen i tidevannspåvirkede miljøer hvor det er mye slam i systemet (Dalrymple og Choi, 2007). Leirklastene blir dannet ved at slamdraperinger og slamsletter blir utsatt for fluvial erosjon og klastar av slam blir revet opp og senere avsatt langs kanalbunnen (Dalrymple og Choi, 2007).

Som nevnt over viser de tangentielle kryssjiktene en viss syklisitet (fig. 4.9). Dette er typisk for avsetninger hvor *en* tidevannstrøm er dominerende og sterk nok til å danne dyner, mens den motsatt rettede tidevannstrømmen fører til at vi får små erosjonsflater, såkalte reaktiveringsflater, på skrålagene. Syklusiteten er et resultat av ulik strømstyrke under springflo og nipeflo, som resulterer i forskjellige tykkelser på avsettingene i lesiden av dynene (Walker og James, 1992). Tidevannspåvirkningen av systemet underbygges også det bidireksjonale strømningsmønster som er registrert. Sammen resulterer dette i at faciesassosiasjon 3-A er tolket til å representere tidevannspåvirkede munningsbanker med grunne kanaler.

FA3-B Tidevannspåvirkede munningsbanker av finkornet sandstein

A



Figur 4.10 A: Logget seksjon av FA3-B fra 48,5 til 53m meter ved lokalitet Holmsenfjellet (se figur 4.4 for tegnforklaring).

Beskrivelse

Faciesassosiasjon 3-B er opp mot 5 meter tykk og blir mer sandrik oppover i sekvensen. Faciesassosiasjonen er representert i det meste av bassenget, utenom de mest sentrale delene (tabell 4.3). FA3-B grenser til de underliggende deltafornt-faciesassosiasjonene (FA2-A og FA2-2), og den overliggende deltaslettefaciesassosiasjonen (FA4).

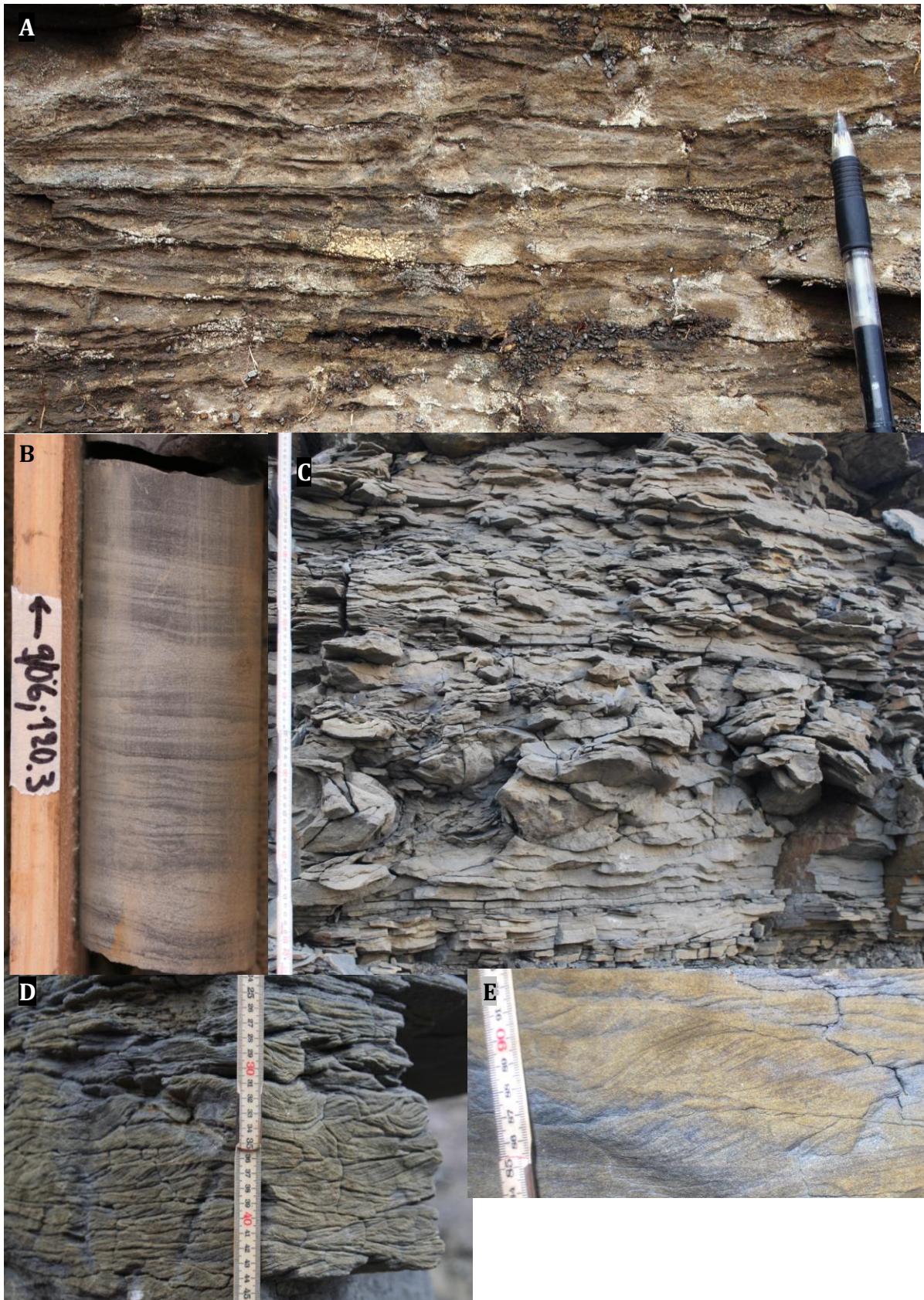
Småskala 3D rifler, lavvinklet traukryssjikt og planparallell- og undulerende lagdeling er de vanligste strukturene, mens HCS-strukturer forekommer sjeldent. 3D-riflene består av både unidireksjonale strømrifler, klatrende strømrifler (fig. 4.11), kombinerte strømrifler, og vekselvise lag av planparallell laminasjon og riflestrukturer er vanlig å observere. Både i felt og i borekjerne BH 9-2006 kan det være vanskelig å bestemme hva slags riflestrukturer som

er avsatt. Udefinerbare rifler er derfor registrert flere steder i FA 3-B. Paleostrømdata (kapitel 6.1) viser at de unidireksjonale strømriflene viser en svaktrend mot sør og sørvest, men paleostrømretninger mot nord også er registrert. Kryssjiktlagene viser, som nevnt tidligere, et øst-vest orientert, bidireksjonal strømnings-mønster.

Faciesassosiasjon FA3-B spenner over en rekke ulike sedimentære strukturer og kompleksiteten i faciesassosiasjonen er stor. Likevel er det en trend til at antatte bølgegenererte strukturer, som symmetriske 2D rifler og HCS, er dominerende i den nedre delen, mens uni- og bidireksjonale 3D rifler og lavvinklet traukryssjikt er dominerende i den øvre delen av faciesassosiasjonen.

I felt er det vanlig at lagflatene er drapert med silt og leire eller organisk materiale, og doble slamdraperinger er også registrert (fig. 4.11). I borekjerne BH 9-2006 er det også vanlig med tynne slamdraperinger og laminasjon av tynne silt- og sandlamina (fig. 4.11). Et annet karakteristisk trekk for denne faciesassosiasjonen er vannutslippstrukturerne som stedvis, helt eller delvis har ødelagt primærstrukturene (fig. 4.11). Graden av bioturbasjon varierer og veksler mellom de ulike lagene. Generelt kan en si at det er større grad av bioturbasjon i den østlige, distale utviklingen av faciesassosiasjonen.

Teksturen består av godt sortert fin sand. Siltinnholdet varierer noe mellom de ulike lokalitetene og borekjerne BH 9-2006, men er generelt lavt (mellom 10-20 prosent). Enkelte tynne lag med planlaminasjon skiller seg ut med høyere siltinnhold på opp mot 50 prosent.



Figur 4.11: A: Lavvinklet traukkryssikt med doble slamdraperinger ved lokalitet Vesuv Sør.

B: Slam draperinger i riflelaminert sandstein ved 120m i brønn BH 9-2006. C: Planparallell laminasjon og 3D rifler som delvis og/eller helt har blitt ødelagt av bløt deformasjon ved lokalitet Holmsenfjellet. D:

Unidireksjonale strømrifler i et 3D snitt ved lokalitet Russekollen (Bilde tatt av William Helland-Hansen, 2009) E: Nærbilde av klatrende strømrifler ved lokalitet Holmsenfjellet.

Tolkning

Som nevnt under tolkningen av FA2-B, blir HCS dannet under stormhendelser av sterke stormbølge oscillasjoner i kombinasjon med svake unidireksjonal strømmer. HCS strukturene tyder altså på at enkelte av avsetningene i faciesassosiasjonen har vært utsatt for påvirkning fra stormbølger i de nedre delene.

Enkle og doble slamdraperinger, som generelt er avsatt over HCS-strukturene i FA3-B, dannes i systemer med vekslende strømningsregime hvor både slam og sand er tilgjengelig. Doble slamdraperinger er tegn på tidevannspåvirkning og er mest vanlig i den subtidale sonen hvor en får avsatt slam fra suspensjon både ved høyvann og lavvann (Visser, 1980, Mellere and Steel, 1995). Doble slamdraperingene dannes ved at riflelaminert sandlag avsettes ved den dominerende av tidevannstrømmene, etterfulgt av et tynt lag med slam som avsettes i den rolige perioden mellom "ebb tide" og "flood tide". Dersom den underordnede tidevannsstrømmen er sterk nok, vil et nytt riflelaminert sandlag bli avsatt på toppen av den første slamdraperingen, etterfulgt av en ny slamdrapering ved den andre rolige tidevannsperioden. Tidevannstrømmer som er for svake for å danne riflestrukturer vil likevel avsette tynne sandlag, som da vil alternere med slamlamina. (Dalrymple m.fl., 1991)

De øvre delene av FA 3-B består av homogene sandsteinlag med 3D rifler og lavvinklet traukryssjikt. Det er som nevnt ofte vanskelig å bestemme hva slags rifler som er avsatt, men ved lokalitet Russekollen er fine unidireksjonale strømningsrifler og klatrende rifler blottlagt (fig. 4.11). Klatrende rifler blir avsatt under unidireksjonale strømmer med høy sedimentasjonsrate (Collinson m.fl., 2006) og kan bety at det fluviale systemet får større betydning i den øvre delen av FA3-B.

Generelt sett er det altså registrert at bølgedominerte strukturer dominerer den nedre delen av FA3-B, mens sedimentære strukturer som er mer typiske for tidevannspåvirkede og fluvial påvirkning, er dominerende i den øvre delen. Dette, sammen med den generelle økningen i sandinnhold, peker mot en gradvis oppovergrunning av faciesassosiasjonen.

Den generelle oppovergrunningen av denne faciesassosiasjonen sammen med tegn til påvirkning fra både marine og fluviale prosesser, resulterer i at FA3-B er tolket til å representere tidevannspåvirkede munningsbanker av finkornet sandstein.

Det er flere faktorer som underbygger denne tolkningen av faciesassosiasjon 3-A. For det første passer tolkningen godt overens med at det er registrert bløtdeformasjon og vannutslippingsstrukturer. Slike deformasjonsstrukturer kjennetegner miljøer hvor store mengder sedimenter blir avsatt hurtig, slik som på en munningsbanke (Dalrymple og Choi 2006). Videre styrkes tolkningen av at faciesassosiasjon 4 (deltaslette) ligger over faciesassosiasjonen, som er hva en kan forvente å finne over en munningsbanke (Walker og James, 1992). Dalrymple og Choi (2006) argumenterer for at paleostrømmønsteret ved tidevannspåvirkede munningsbanker generelt sett vil vise et bimodalt bilde, men at paleostrømmene stedvis kan være unimodale. Dette stemmer godt overens med de registrerte paleostrømdataene for denne faciesassosiasjonen (kapittel 6).

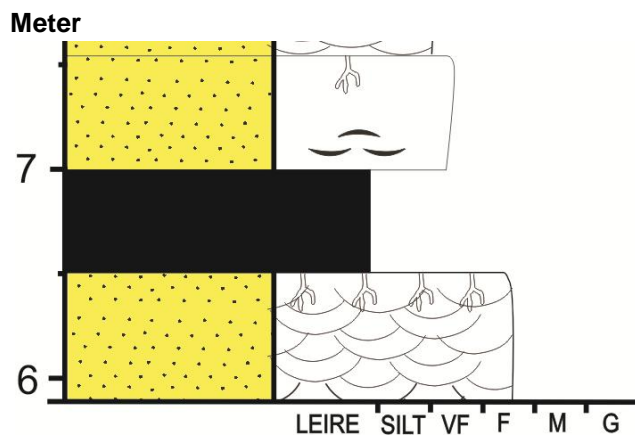
4.3.4 FA-4: Deltaslette

Introduksjon

En rekke ulike facies (F1, F2, F3, F4, F7, F15, F16) er representert i faciesassosiasjon FA-4. Ut i fra disse faciesene er to ulike submiljøer tolket til å være representert; FA4-A som er tolket til å være subaerisk deltaslette, og FA4-B som er tolket til å være avsatt i en beskyttet bukt.

De to submiljøene ligger stratigrafisk om hverandre, det er derfor hensiktsmessig å betrakte den stratigrafiske plasseringen til FA4 samlet sett: FA4 ligger stratigrafisk på toppen av de to parasekvensene (vil bli diskutert i neste kapittel) som er registrert i Hollendardalenformasjonene. Over FA4, i den første parasekvensen ligger FA2 i de proximale delene og FA1 i de distale delen. I den andre parasekvensen derimot, er en erosiv transgresjonsrest (FA5) flere steder registrert over FA4. Under FA4 ligger faciesassosiasjonene FA2 og FA3 (fig. 5.2).

FA4-A: Subaerisk deltaslette



Figur 4.12: Eksempel på FA4-A i en logget seksjon fra Oppkuvbekken (se figur 4.4 for tegnforklaring).

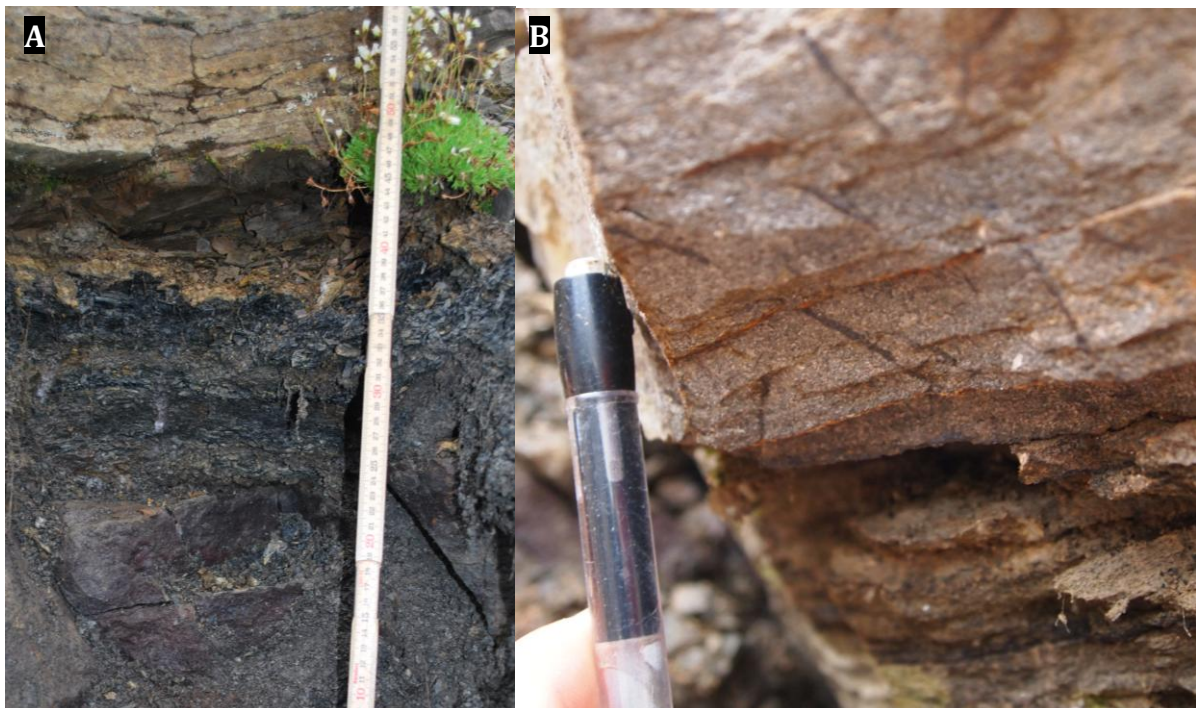
Beskrivelse

Denne faciesassosiasjonen er ikke tykkere enn 1 meter på sitt tykkeste i vest. Faciesassosiasjonen er representert i de proximale delene av bassenget i vest, og i borekjerne BH-0906 som er boret helt nordøst i bassenget (tabell 4.3). Faciesassosiasjonen

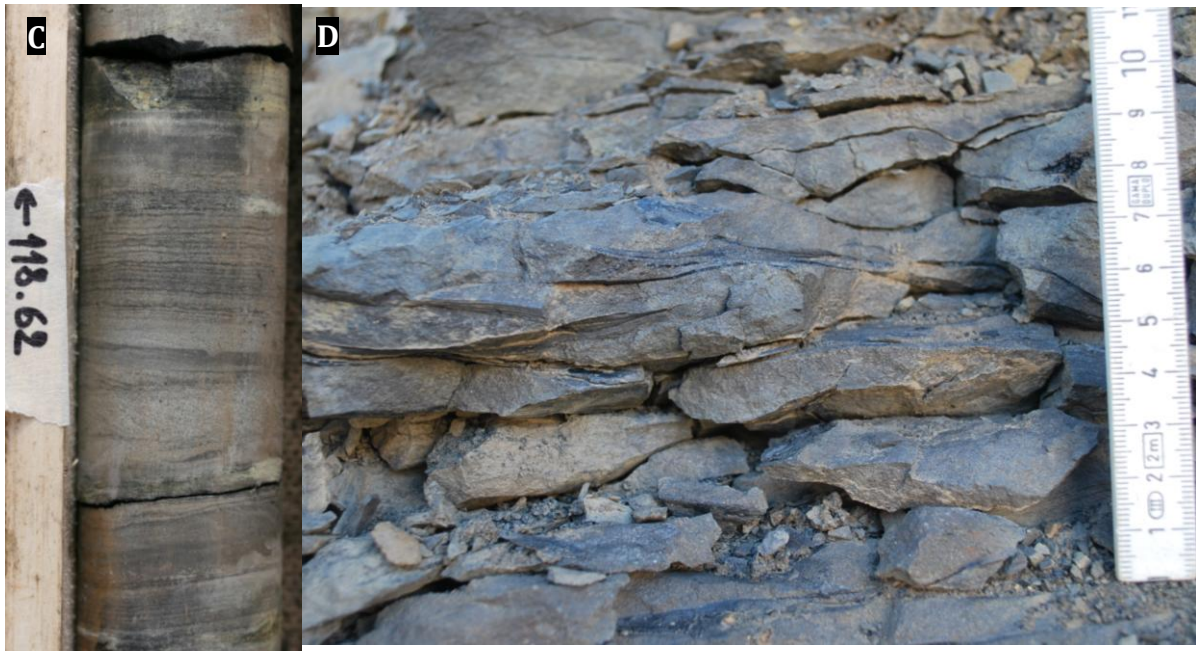
er karakterisert ved kull med en flaket tekstur som ofte er registrert i assosiasjon med det som er tolket til å representere rotstrukturer (Pers. kom. Taylor, 2011) (fig. 4.12)

Kullet fremstår som skifrig og inneholder ofte en del siliklastiske sedimenter samt et tynt rustbrunt siltlag som er vanlig å registrere i overgangen til sandsteinslagene over. Rotstrukturene fremstår som mørke, opp mot 10 cm lange lineasjoner som står vertikalt og krysser lagdelingen til sandsteinen (fig. 4.13). Disse rotstrukturene er som nevnt ofte observert i assosiasjon med kull, men de er også representert i enkelte sandsteinslag som *ikke* ligger sammen med kullavsetninger.

Sandsteinslagene i FA4-A er opp til 70cm tykke og består av veldig fin til fin sand. De er teksturelt umodne og kullfragmenter og høyt organisk innhold er vanlig. Kryssjiktstrukturer, bidireksjonale 3D rifler og udefinerbare riflestrukturer er de vanligste strukturene. Ved enkelte lokaliteter og i brønn BH 9-2008 er det også registrert "flaserbedding" og draperinger av slam og organiskrikt materiale over de nevnte strukturene (fig. 4.13). Kullagene ligger med skarp kontakt til lagene av sandstein og tykkelsen på disse kullagene kan variere mye på korte avstander; fra 10-40 cm på noen få meter.



(Figurtekst neste side)



Figur 4.13: A: Kullavsetninger ved lokalitet Oppkuvbekken B: Karboniserte røtter ved lokalitet Oppkuvbekken C: Slamdraperinger, småskala laminasjon og et tynt kullag brønn BH-9-2006. D: Flaserbedding ved lokalitet Bødalen Øst.

Tolkning

Det er vanlig å benytte seg av et 10 til 1 forhold til tykkelsesreduksjonen fra torv til kull (McCabe, 1984). Det vil si at selv tynne avsetninger på noen få centimeter med kull, som for eksempel i borekjerne BH-0906 (fig 4.13.C), kan representere et betydelig lag med torv da det ble avsatt. Den flakete teksturen av kullavsetningene gjør at kullet alene ikke er nok til å tolke denne faciesassosiasjon-undergruppen til å være subaeriske avsatt, ettersom små, kullforekomster også kan ha blitt erodert og transportert til innsjøer og strender (McCabe, 1991). Observasjonene av rotstrukturer sammen med kullavsetningene derimot, gjør det sannsynlig at dette representerer subaeriske avsetninger. Rotstrukturene som er registrert i sandsteinslag som ikke er tilknyttet kullag er, siden de er nærmest identiske til de rotstrukturene som er assosiert med kullet, tolket til å representere det samme subaeriske avsetningsmiljøet. For å kunne avgjøre hvilket subaerisk miljø faciesassosiasjon 4-A representerer må en ta i betraktning de strukturene som er representert samt den umodne teksturen. 3D-riflestrukturer med slam og organisk materiale drapert mellom lagflatene (fig. 3.14) er typisk for avsetninger relatert til oversvømmelse av deltasletter (Pers. kom. Taylor 2011). Slike avsetninger dannes ved at elven går over sine bredder eller bryter gjennom leveet, slik at finkornede og umodne sedimenter blir avsatt på elvesletten eller deltasletten (Collinson, 1996). Mellom oversvømmelseshendelsene kan vegetasjon vokse frem på

deltasletten slik at en får lag med umoden sandstein med rotstrukturer og enkelte kullag (Collinson, 1996). Tatt i betraktning at FA3 og FA2 er tolket til å representere *deltaiske* avsetninger er denne faciesassosiasjonen derfor tolket til å representere subaeriske deltasletteavsetninger.

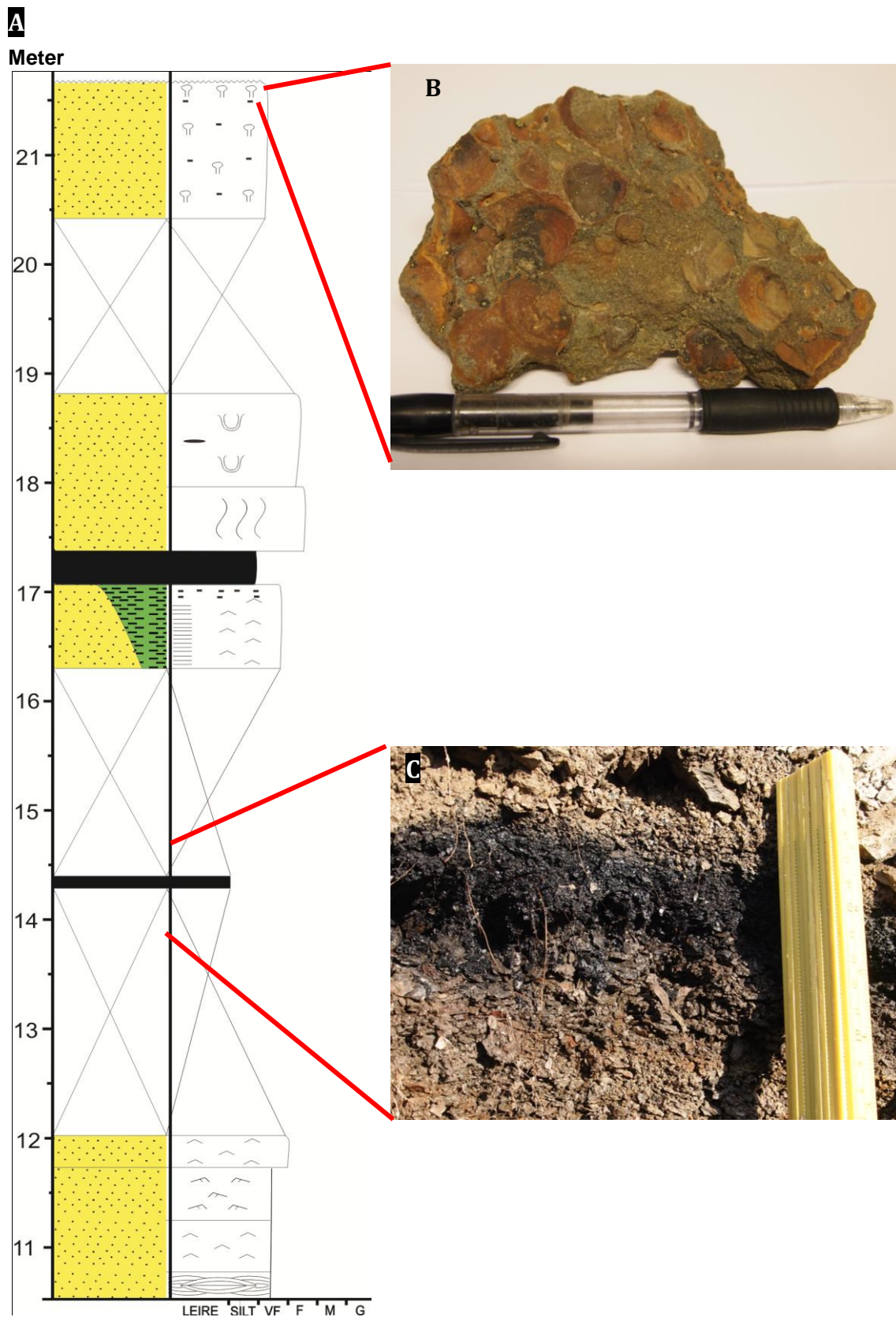
Deltasletter er store sletteområder som ligger like over, eller i lik høyde som havoverflaten. Aktive og inaktive distribusjonskanaler med tilhørende leveer avsettes her på grunt vann slik som for eksempel på flomsletter, innsjøer, beskyttede bukter, tidevannssletter, myrer og sumper (Reading og Collinson, 1996).

Det er ikke logget seksjoner med distribusjonskanaler i dette arbeidet, men ved lokalitet Russekollen ble det registrert kanalgeometrier i samme stratigrafiske høyde som en finner FA4-A (fig. 4.14). Av praktiske årsaker ble denne lokaliteten ikke logget, men observasjonen underbygger tolkningen av FA4-A som deltasletteavsetninger.



Figur 4.14: Kanalgeometri, merket med gult, ved lokalitet Russekollen (Bilde tatt av William Helland-Hansen, 2009)

FA4-B Beskyttet bukt



Figur 4.15: A: Logget seksjon av FA4-B fra lokalitet Oppkuvbekken. B: En sandsteinsprøve med Bivalviafossiler hentet fra FA4-B ved lokalitet Oppkuvbekken. C: En forvitret overflate av kullavsetninger med høyt innhold av siliklastiske sedimenter innimellom delvis utrast slamstein ved lokalitet Vesuv S.

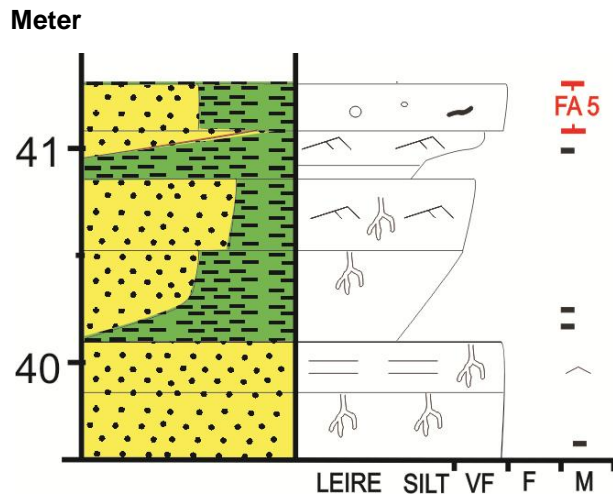
Beskrivelse

Faciesassosiasjon FA4-B er dårlig blottlagt i felt på grunn av at mye av faciesassosiasjonen er dekket av utrast materiale. Faciesassosiasjonen er likevel registrert i store deler av de proksimale, vestlige, delene av bassenget og er her opp mot 10 meter tykk. Sandstein med bidireksjonale 3D riflestrukturer, HCS og massive lag med bioturbasjon eller vannutslipp-strukturer er typisk for faciesassosiasjonen. Sandsteinene består av veldig fin til fin sand og har varierende andel av silt og leire (fig. 4.15). De finkornede sandsteinene ligger mellom lag av delvis eller helt utrast slamstein som danner bratte skråninger i terrenget. Innimellom de delvis utraste slamsteinene er det tynne lag på 10-20 cm av kullavsetninger (fig. 4.15). Kullavsetningene inneholder mye silisiklastiske sedimenter og fremstår ofte mer som organisk rik sand med kullfragmenter enn steinkull (fig. 4.15). En annen observasjon som er registrert i FA4-A er fossiler av *Bivalvia* (muslinger) som er avsatt i horisonter av finkornet sandstein. Bivalvfossilene er kun observert med de to halvdelene separert fra hverandre og de er ofte brutt opp i mindre fragmenter (fig. 4.15).

Tolkning

De finkornede sedimentene spenner over et vidt spekter av litologi og sedimentære strukturer; fra finkornet sandstein med HCS-strukturer til slamstein med tynne kullag. Faciesassosiasjonen er tolket til å representere et beskyttet buktmiljø hvor slam blir avsatt som bakgrunnsedimentasjon, mens stormer og flommer tilfører miljøet sandlag under enkelt hendelser. Beskyttede bukter regnes som en del av deltasletten og er generelt dominert av fluviale prosesser, men de distale delene kan være påvirket av marine prosesser. De marine prosessene har likevel en begrenset påvirkning på deltasletten ettersom den er beskyttet for bølger av strandbarrierer eller vidstrakte deltafronter. Unntakene er under ekstreme stormer hvor havet kan bevege seg flere kilometer innover land (Reading og Collinson, 1996). Observasjoner av HCS-strukturer og horisonter med bivaler er observasjoner som peker i retning av slik marin påvirkning i bukten. De tynne lagene av organisk rik sand (fig. 4.15) kan, som nevnt under FA4-4, representere organisk materiale som er skylt ut i det beskyttede buktmiljøet under flomhendelser, slik som beskrevet av McCabe (1991).

4.3.5 FA5: Transgressiv erosjons



Figur 4.16: Eksempel på transgressiv erosjonsrest i toppen av Hollendardalenformasjonen (se figur 4.4 for tegnforklaring).

Beskrivelse

I toppen av Hollendardalenformasjonen finner en flere steder et lag med klaster av småstein, konsolidert slam- og kullfragmenter (fig. 4.16 og 4.17). De nevnte småsteinene er kornboret, godt rundede chertklaster på opp til 3 cm. Laget er 30 cm tykt på sitt tykkeste og gir generelt inntrykk av å være massivt eller kaotisk. Laget har ingen tydelige strukturer, bortsett fra at riflestrukturer har blitt registrert enkelte steder over klastlaget. Teksturelt fremstår dette laget som umodent med kornstørrelser fra leire til småsteiner. Under denne faciesassosiasjonen ligger den kontinentale FA4 i de proksimale delene, og FA2-B i de distale, mens det direkte over FA5 ligger en tykk pakke med sort skifer (FA1).



Figur 4.17: Massiv fin sandstein med klaster av grus og småstein ved lokalitet Tverrdalen.

Tolkning

Under en transgresjon vil kystlinjen trekke seg tilbake innover land. Denne prosessen kan føre til at erosjon langs kystlinjen danner et lag av erosive transgresjonsrester (eng. "Transgressive lag") som da vil representere en transgressiv ravineflate. I den geologiske litteraturen er erosive transgresjonsrester beskrevet som tynne (<50 cm), grovkornede lag av småstein, intraklaster og andre typer klaster. Under lag av erosive transgresjonsrester vil en forvente å finne grunne og proksimal facies, mens over et slikt lag vil forvente mer distale avsetninger (Meloche, 2010). Generelt er det høy faciesvariabilitet under erosive transgresjonslag mens den vertikale faciesvariabiliteten over et erosivt transgresjonslag vanligvis er lav (Meloche, 2010).

Denne faciesassosiasjonen er derfor tolket til å representere et erosivt transgresjonsrestlag. Dette er på bakgrunn av klastlaget sin stratigrafiske plassering mellom toppen av sandsteinsparasekvensene i Hollendardalenformasjonen og den homogene skiferen i Gilsonryggenleddet. Den massive framtoningen og observasjonene av rundede småsteinsklaster, slamklaster og kullfragmenter er tegn som bygger opp under denne tolkningen.

5 SANDKROPPGEOMETRI

5.1 Introduksjon

På grunnlag av faciesassosiasjoninndelingen som ble definert i kapittel 4.3 er det konstruert en rekke korrelasjonspaneler som ved hjelp av prinsipper fra sekvensstratigrafi definerer ulike parasekvenser og flatene mellom dem. Slike korrelasjonspanel er et nyttig redskap for å illustrere trender som kan følges i paleobassenget. Slike trender vil vanligvis være en konsekvens av endringer i det relative havnivå og sedimentasjonstilførsel.

Det vil i dette kapitlet bli presentert i alt syv korrelasjonspaneler presentert i tre figurer (fig. 5.2, 5.3 og 5.5). Figur 5.2 viser et korrelasjonspanel med høyere vertikal skala enn de andre korrelasjonspanelene, som gir leseren et mer detaljert bilde av de loggede seksjonene og en bedre oversikt over inndelingen av parasekvensene og grensene mellom dem. Figur 5.3 og 5.5 er satt sammen av i alt fem korrelasjonspanel i både strøk og fall retning, med en betydelig mindre vertikal skala for å danne et bedre bilde av den romlige utviklingen av Hollendardalenformasjonen i Sentralbassenget. Alle loggene er satt opp i korrekt relativ avstand til hverandre.

En parasekvens er i følge Van Wagoner m. fl (1990) "en lagrekke som består av relativt konforme lag med likt opphav, som er bundet sammen av oversvømmelsesflater eller andre korrelasjonsflater". Brudd på Walther's lov (1894), i form av et sprang i den forventede faciesutviklingen, slik at distale faciesassosiasjoner blir liggende direkte over betraktelig mer proksimale faciesassosiasjoner, vil derfor danne grensen mellom to parasekvenser. En slik grense representerer en oversvømmelsesflate som blir dannet som et resultat av en rask drukning av systemet og er således ansett som en tilnærmet isokron linje.

En slik oversvømmelsesflate er brukt som datum i korrelasjonspanelene. Oversvømmelsesflaten som er benyttet er markant i 17 av de 19 loggede seksjonene. Grunnen til at

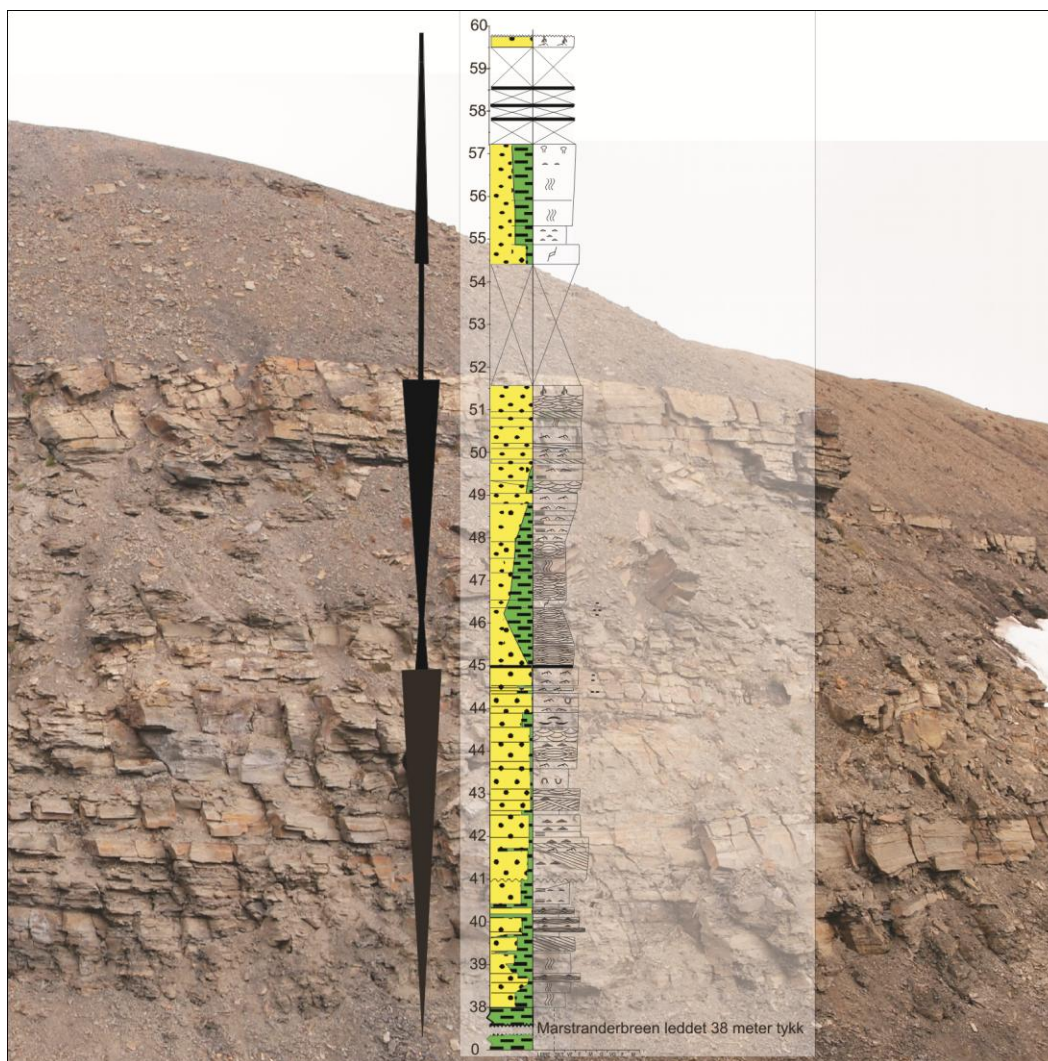
oversvømmelsesflaten er benyttet som datum istedenfor formasjonsgrenser, er at overgangen til de underliggende formasjonene skjer gradvis og er på enkelte lokaliteter vanskelig å definere, samtidig som overgangen til den ovenforliggende formasjonen ikke alltid er representert i de loggede seksjonene.

Med Marstranderbreenleddet skiferen under og Gilsonryggenleddet skiferen over, står sandsteinskroppene i Hollendardalenformasjonen frem som små klipper eller hyller i fjellskråningene. Det kan likevel være vanskelig å følge sandsteinskroppene lateralt ute i felt på grunn av at Hollendardalenformasjonen flere steder ikke er blottlagt og fordi Hollendardalenformasjonen kan være vanskelig å skille fra oppovergrovningssekvensene i toppen av Grumantbyenformasjonen. Sentralbassenget på Nordenskiöld Land ligger i svake synklinaler og antyklinaler med stor utbredelse, dette medfører at Hollendardalenformasjonene i enkelte områder ikke kommer opp i dagen.

Som nevnt i foregående kapitler har Hollendardalenformasjonen sitt primære kildeområde i vest – nordvest og systemet ser ut til å ha progradert i en østlig til sørøstlig retning. Det vil si at en kan forvente en utvikling hvor deltaslette(FA4) og munningsbanke(FA3) faciesassosiasjoner, som er registrert i vest, gradvis tynner ut og forsvinner mot de distale delene av bassenget i øst.

5.2 Parasekvenser

Ut fra loggene og andre feltobservasjoner er det definert to generelt oppovergrovende og oppovergrunnende parasekvenser i Hollendardalenformasjonen (fig. 5.1). Parasekvens P1 inneholder sandkropper med marin påvirkning som strekker seg ut i hele bassenget, stedvis med et tynt belte av deltasletteavsetninger i toppen. Parasekvens P2 inneholder en betydelig tykkere pakke av deltasletteavsetninger i de proksimale delene og kiler ut i det overliggende Gilsonryggenleddet i de sentrale delene av bassenget (fig. 5.2)



Figur 5.1: Logget seksjon lagt over bilde fra lokalitet Vesuv Sør. Figuren viser hvordan de to parasekvensene fremstår i de vestlige delene av feltområdet.

5.2.1 Parasekvens P1

Parasekvens P1 består av alle de fire faciesassosiasjonene; FA1(prodelta), FA2(deltafront), FA3(deltamunning) og FA4(deltaslette) med en gradvis forventet faciesutvikling fra prodelta-avsetninger i bunnen til deltasletteavsetninger i toppen. Faciesassosiasjon FA3 og FA4 tynner gradvis mot øst før de kiler ut i de sandrike deltafrontavsetningene i den underliggende faciesassosiasjon 2 (fig. 5.2). Nordøst i bassenget kommer likevel FA3 og FA4 tilbake, og det vil bli diskutert i neste kapittel om disse avsetningene representerer et eget kildeområde som møter de østlig prograderende avsetningene.

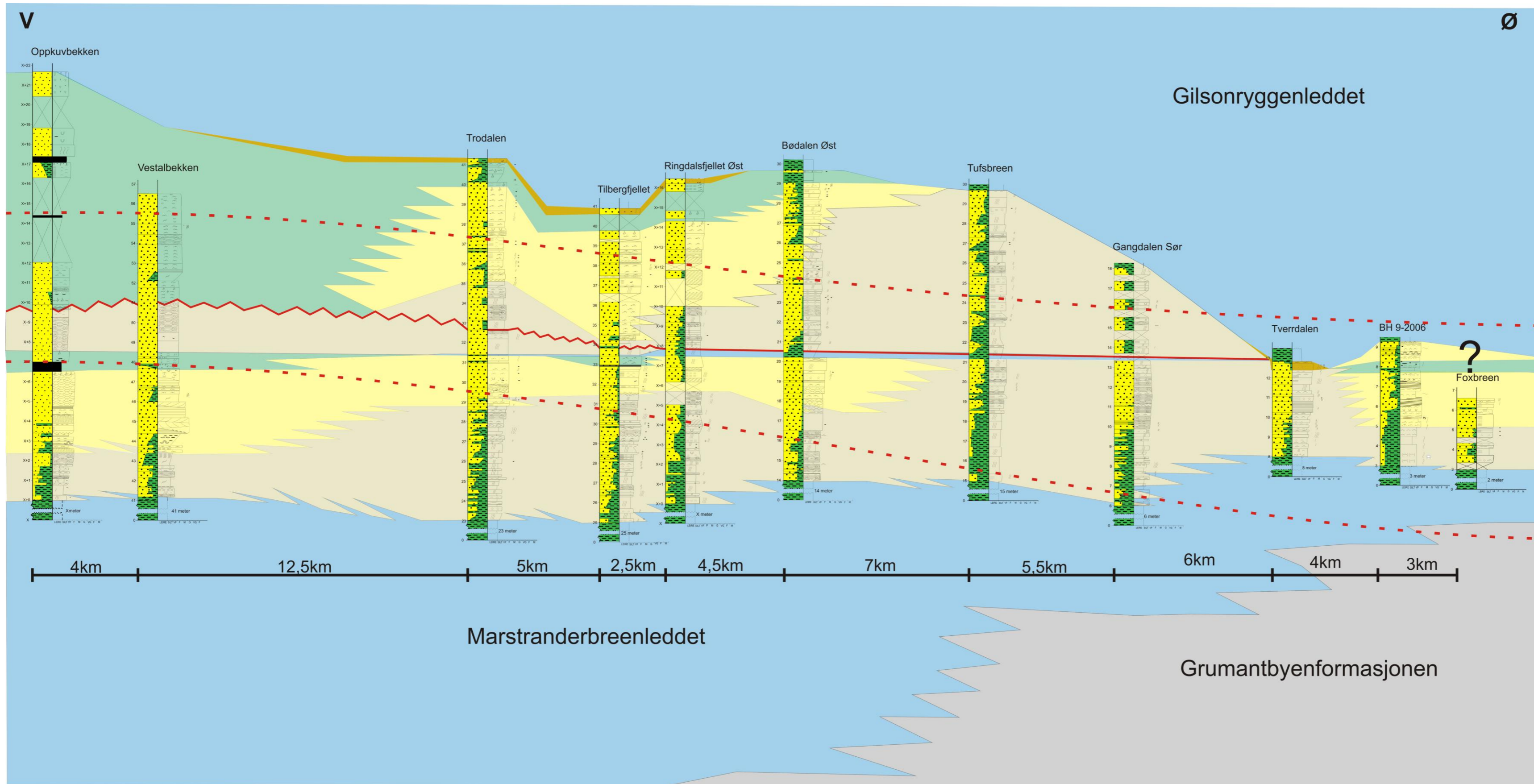
Deltafrontavsetningene i faciesassosiasjon 2 kan følges gjennom hele bassenget, også i de distale delene. Prodeltaskiferen i FA1 kan også følges gjennom hele paleobassenget, men tynnes gradvis ut mot øst.

5.2.2 Parasekvens P2

Bunnen av parasekvens P2 er definert ut fra det som er tolket til å representere en mer eller mindre markant oversvømmelsesflate i 17 av de 19 loggede seksjonene av Hollendardalenformasjonen. Oversvømmelsesflaten er markert i de proksimale delene ved at deltafrontavsetninger (FA2) ligger direkte over deltasletteavsetninger (FA4). I de distale delene finner vi på samme stratigrafiske nivå en generell økning av finkornet materiale i loggene. De få seksjonene hvor oversvømmelsesflaten er mindre markant, er den representert med et kortere intervall av faciesassosiasjon 2. Dette kan forklares med laterale forskjeller av utbredelsen av faciesassosiasjonene og forskjeller i avsetningsrom.

Parasekvens P2 har en mer aggraderende utvikling enn P1, hvor systemet bygger seg mer oppover enn det prograderer utover i bassenget før systemet blir druknet i en transgresjon. I de proksimale delene består parasekvensen av deltasletteavsetninger (FA4) på opp til 12 meter. Lengst vest i bassenget ligger den tykke pakken med deltasletteavsetninger (FA4) direkte over deltafrontavsetninger (FA2), mens munningsbankeavsetninger (FA3) som er forventet å ligge imellom, mangler (fig. 5.2). Det kan derfor argumenteres for at det her er en sekvensgrense, hvor et fall i det relative havnivået har ført til erosjon av de proksimale faciesassosiasjonene under det som ville vært en tvunget regresjon. Det er likevel ikke registrert noen tydelig erosiv grense som en vil kunne forvente ved en slik utvikling, og en slik tolkning vil derfor være modellbasert. Dette vil bli diskutert i senere kapitler.

I de sentrale delene av bassenget følger parasekvens P2 en mer forventet utvikling, med deltafrontavsetninger (FA2) som gradvis går over i munningsbankeavsetninger (FA3) med et tynt lag med deltasletteavsetninger (FA4) over seg (fig. 5.2). På toppen av parasekvensen er det registrert et tynt transgressivt erosjons lag (FA5) som representerer en ny transgresjon, før en kommer inn i den dypmarine Glisonryggenleddetskiferen.



Figur 5.2: Korrelasjonspanelet viser utviklingen til de to parasekvensene P1 og P2 i Sentralbasseng, basert på faciesfordelingen i 11 logger.

5.3 Korrelering

Ut i fra de 19 loggede seksjonene fra Nordenskiöld Land er det konstruert fem korrelasjonspanel(A-E) som sammen danner grunnlaget for hovedkorrelasjonspanel F som dekker hele bassenget (fig. 5.4 og 5.5). Transektene er valgt med hensyn til å få rettlinjede korrelasjonspaneler som samlet gir et tredimensjonalt inntrykk av sandkropputviklingen av Hollendardalenformasjonen i området. De tre korrelasjonspanelene A-A', B-B' og C-C' går alle langs med den antatte utbyggingsretningen i en nordvest–sørøst retning, mens korrelasjonspanel E-E' går på tvers av utbyggingsretningen i en sørvest-nordøst retning og lenker sammen de tre nordvest–sørøst gående korrelasjonspanelene. Korrelasjonspanel D-D' går fra nord-nordøst til sør-sørvest og lenker sammen det tidligere nevnte systemet som ser ut til å komme inn fra nordøst, med systemet som kommer fra nordvest (5.4).

5.3.1 Korrelasjonspanel A: Oppkuvbekken-Istjørnrelva Nord

Korrelasjonspanel A går fra Oppkuvbekken i vest til Istjørnrelva Nord i øst (fig. 5.4). Korrelasjonspanelet inneholder totalt fem logger som strekker seg langs et transekt på over 15 km i den antatte utbyggingsretningen til Hollendardalenformasjonen. Begge de to parasekvensene P1 og P2 er representert. Parasekvensen P2 er som nevnt representert med en tykk pakke av deltasletteavsetninger (FA4) i vest som tynner raskt ut mot sørøst. Transektet er spesielt på grunn av at en skyveforkastning er tolket inn i korrelasjonspanelet. Skyveforkastningen er tolket på bakgrunn av en lokal økning av tykkelsen og en tilsynelatende repetisjon av den øverste loggede sekvensen ved lokalitet Holmsensfjellet. En vertikal forflytning på 7 meter er estimert (vedlegg 1).

Ved Grumantbyen, på sørsiden av Isfjorden, er det registrert en forkastning som er tolket å til representere en skyveforkastning som skyter opp fra en underliggende décollementsone. Forkastningen er kalt Fuglefjelloskyvningen og kutter gjennom de paleocene lagene til Firkant-, Basilika- og Grumantbyenformasjonene. Skyvnings-forkastningen har en fallvinkel på ca. 30° vest-sørvest og har en vertikal forflytning på ca 150m (Dallmann m.fl., 2001). Tolker en skyveforkastningen ved lokalitet Holmsensfjellet med bakgrunn fra

Fuglefjelloskyvningen, kan det tenkes at den antatte Holmsenfjellet-skyveforkastningen representerer et nytt utspring fra en underliggende dècollementsone, med en skyveforkastning med en svakt hellende fallretning mot vest. Som figur 5.3 viser, kan en slik forklaring kunne stemme overens med det som er registrert i felt. Likevel er det knyttet mye usikkerhet til denne tolkningen.

Alternativet til å tolke den øverste seksjonen ved Holmsenfjellet til å være forkastet opp fra underliggende lag vil være en ny transgressiv-regressiv syklus som ikke er registrert i noen av de 19 andre loggede seksjonene. Dette er vanskelig å tenke seg ut fra sekvensstratigrafiske prinsipper. Forkastningstolkningen virker derfor mer sannsynlig.



Figur 5.3: Bilde fra den antatte forkastede seksjonen ved Holmsenfjellet, med forkastningsplanet og bevegelsesretning avmerket.

5.3.2 Korelasjonspanel B: Russekollen-Gangdalen Sør

Korrelasjonspanel B går omtrent parallelt med korrelasjonspanel A og C i et transekt fra Russekollen i vest til Gangdalen Sør i øst (fig. 5.4). Korrelasjonspanelet består av fem logger, er ca. 20km langt og strekker seg over store deler av bassenget. De to parasekvensene P1 og P2 er representert langs hele transektet, men parasekvensene tynner ut og får en mer distal signatur i østlig retning.

5.3.3 Korrelasjonspanel C: Bødalen Øst – Reindalen Nord

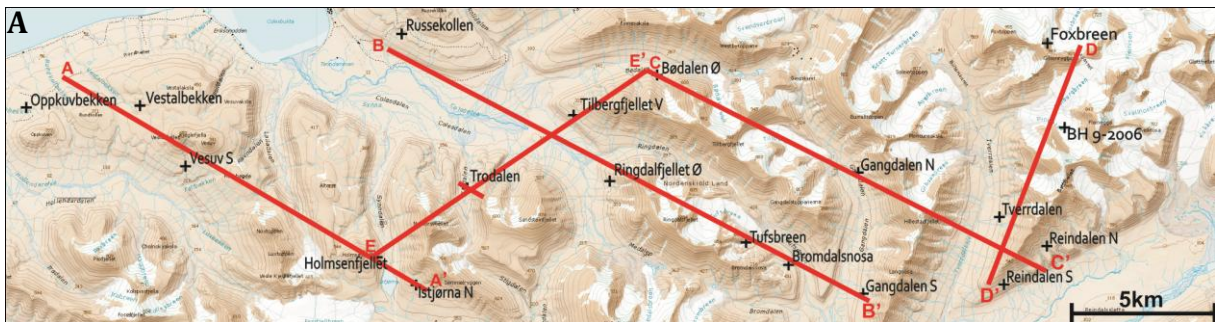
Dette korrelasjonspanelet er det eneste av de tre nordvest-sørøst orienterte korrelasjonspanelene som også inneholder lokaliteter hvor kun en av de to parasekvensene representert. Korrelasjonspanelet er 16 km langt og avstanden mellom de tre første loggene er på henholdsvis 8 og 7 km. Lokaliteten Gangdalen Nord er ikke en fullstendig logg på grunn av at snø og løsmateriale dekket blotningen under feltsesongen 2010. Upubliserte data fra Arne Dalland (vedlegg 3) viser likevel at denne lokaliteten også inneholder de to parasekvensene P1 og P2. Parasekvens P2 er derfor trukket forbi denne lokaliteten i korrelasjonspanelet, slik at det sammenfaller med det som er registrert ved lokalitetene Bromdalsnosa og Gangdalen Sør, rundt 5km lenger sør (fig. 5.4). Ved lokalitet Reindalen Sør og Reindalen Nord er derimot parasekvens P2 ikke lenger registrert i loggene. Det vil si at parasekvens P2 kiler ut et sted mellom Gangdalen Nord og Reindalen Sør, slik som er skissert i korrelasjonspanelet (fig. 5.4).

5.3.4 Korrelasjonspanel D: Foxbreen - Reindalen Sør

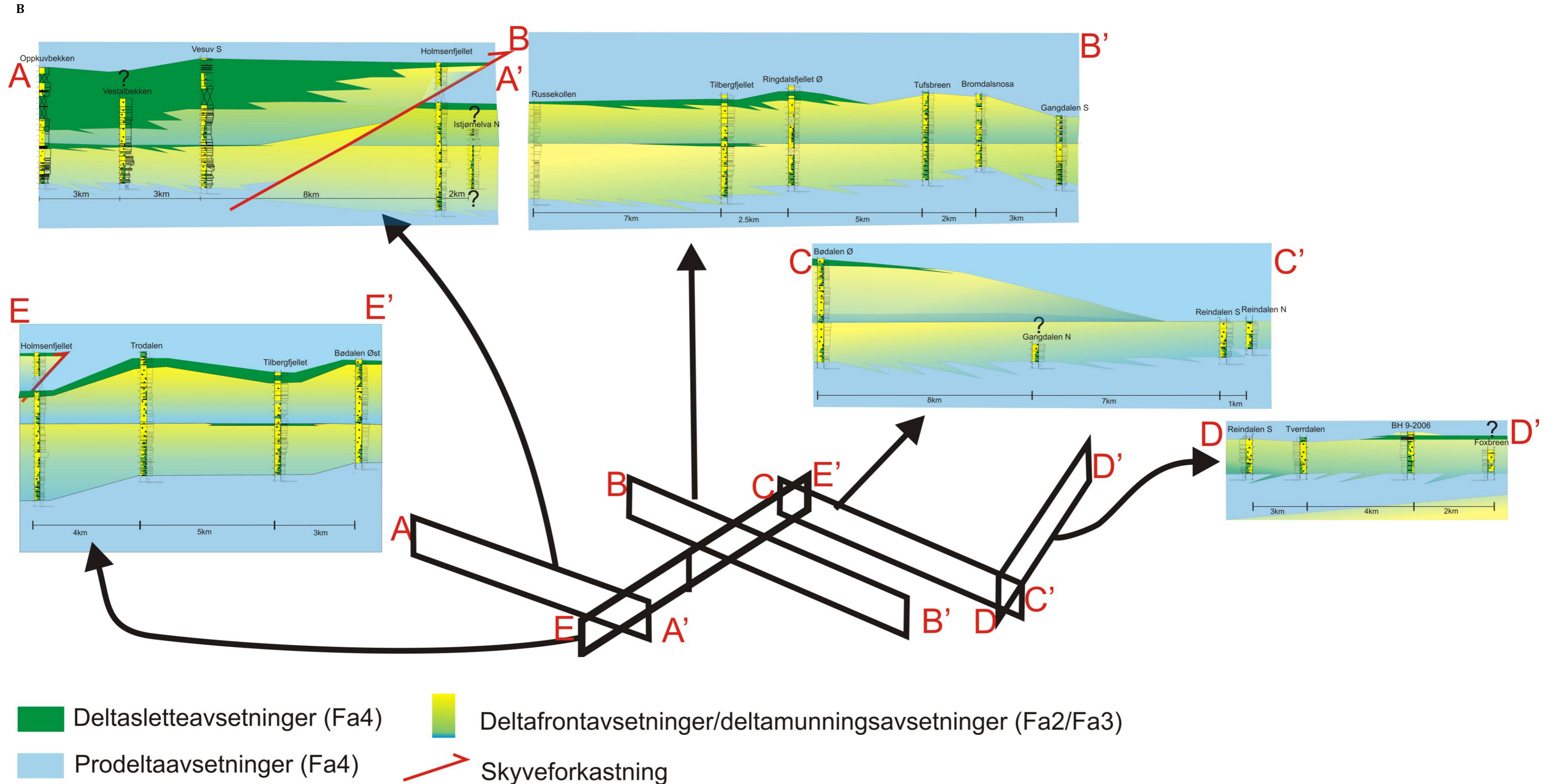
Korrelasjonspanel D går fra Foxbreen til Reindalen Sør og følger et sør-sørvestlig orientert transekt. Transektet skiller seg ut ved at kildeområdet til disse avsetningene er, som tidligere antydte, tolket til å være et annet enn i de fire andre korrelasjonspanelene. Grunnen til dette er observasjonen av deltasletteavsetninger (FA4), blant annet et tynt kullag, i borekjerne BH 9-2006 som ligger lengst nordøst i bassenget (fig. 5.4). De nærmeste deltasletteavsetningene er ved lokalitet Bødalen Øst 15 km lengre vest, og mellom disse to lokalitetene er det kun registrert marine avsetninger fra faciesassosiasjon 1 og 2. Deltasletteavsetningene i borekjerne BH 9-2006 er derfor tolket til å ha et annet kildeområde, nord eller øst i bassenget. Dersom en tenker seg et nordlig kildeområde vil en forvente også å finne deltasletteavsetninger ved lokalitet Foxbreen, men de øvre delene av avsetningene er her erodert vekk etter hevingen og senere erosjon av Sentralbassenget.

5.3.5 Korrelasjonspanel E: Holmsenfjellet – Bødalen Øst

Dette korrelasjonspanelet går langs med strøket og er konstruert for å lenke de tre nordvest-sørøst orienterte korrelasjonspanelene; A, B og C sammen. Det inneholder fire logger, hvorav tre av loggene også inngår i de nordvest-sørøst orienterte korrelasjonspanelene, mens loggen fra lokalitet Trodalen ligger for seg selv omtrent midt i mellom korrelasjonspanel A og B (fig. 5.4). Totalt er transektet 12 km langt og inneholder både parasekvens P1 og P2. Forkastningen ved lokalitet Holmsenfjellet, som ble beskrevet under korrelasjonspanel A inngår også i dette korrelasjonspanelet. Ved lokalitet Tilbergfjellet det er registrert deltasletteavsetninger (FA4) i parasekvens 1 som ikke er registrert ved lokalitetene rundt, samtidig er det en del variasjoner i tykkelsen på de ulike faciesbeltene langs transektet. Dette er laterale variasjoner som er forventet i den type deltaiske miljø som dette er tolket til å representere (Dalrymple og Choi, 2007).



Figur 5.4.A: Kart med oversikt over de ulike korrelasjonspanel transektene(modifisert kart fra Norsk Polarinstittutt (2011)).

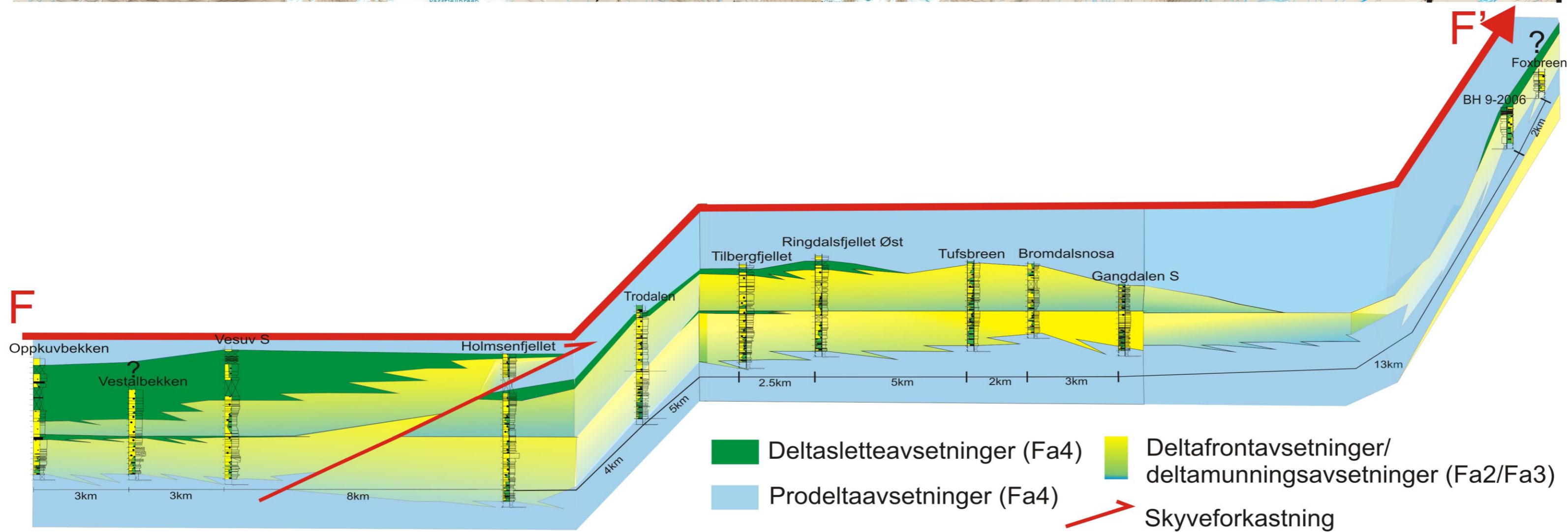
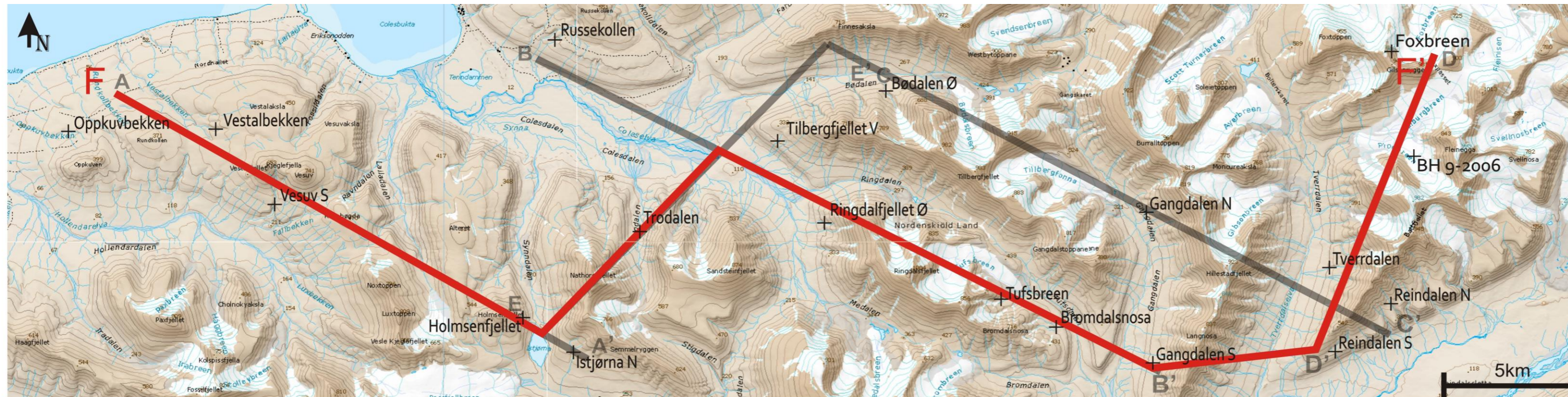


Figur 5.4.B: Korrelasjonspanelene A til E, presentert med en figur som illustrerer hvordan korrelasjonspanelene er lenket sammen og orientert.

5.3.6 Korrelasjonspanel F: Oppkuvbekken – Foxbreen

Korrelasjonspanel F er satt sammen av alle de fem korrelasjonspanelene (A-E) med hensikt å få et totalbilde av utviklingen av Hollendardalenformasjonen i Sentralbassenget (fig. 5.5). Total lengde på korrelasjonspanelet fra Oppkuvbekken i vest til Foxbreen i øst er på hele 51 km. Som nevnt er korrelasjonspanel A og B lenket sammen av loggen fra lokalitet Trodalen, mens korrelasjonspanel B til C ligger så tett på hverandre at de er satt sammen uten noen lenke.

I figur 5.5 ser en utviklingen av de to parasekvensene i hele bassenget. Tynningen av parasekvensene mot sørøst kommer tydeligere fram og det er enklere å følge utviklingen til faciesbeltene. Det kommer også tydeligere frem hvordan en forkastning ved lokalitet Holmsenfjellet kan passe inn med den relativt lokale tykkelsesøkningen en ser ved denne lokaliteten. Hvordan systemet fra nordøst treffer og interfererer med systemet som kommer inn fra nordvest er vanskelig å bedømme grunnet begrenset data fra området. Men på bakgrunn i tykkelsesdataene fra prodeltaskiferen (FA1) i Marstranderbreenleddet er de to systemene tolket til å møte hverandre rundt lokalitet Reindalen Sør (fig. 5.5).



Figur 5.5: Transekt F er satt sammen av transektene A-E og viser utviklingen av Hollandardalenformasjonen i hele feltområdet.

6 PALEOGEOGRAFI OG PALEOKLIMATOLOGI

6.1 Paleostrømdata

Paleostrømdata inkluderer målinger av orienteringen på kryssjikt, asymmetriske rifler og symmetriske riflerygger og gir informasjon om strømningsretningen under avsetningen av sedimentene. Under feltarbeidet på Nordenskiöld Land ble totalt 98 slike målinger tatt, og det er disse målingene som danner grunnlaget for dette kapitlet.

Paleostrømdataene er i denne oppgaven delt inn i to kategorier; Fallretning til kryssjikt og asymmetriske rifler, og orienteringen av symmetriske riflerygger (fig. 6.1). Fallretningen til kryssjikt og asymmetriske rifler indikerer direkte retningen til paleostrømmene, mens orienteringen av symmetriske riflerygger indikerer retningen, normalt på bidireksjonale strømmer.

Paleostrømdata kan gi gode indikatorer på avsetningsmiljø, ettersom ulike miljøer vil gi ulike paleostrømmønstre. For eksempel vil et miljø som er påvirket av tidevann vise et bipolar paleostrømmønster, mens et fluvialt dominert delta vil ha et mer uniformt paleostrømmønster (Dalrymple og Choi, 2007). I tillegg kan paleostrømdata gi en indikasjon på orienteringen til kystlinjen, ettersom en generelt sett kan regne at symmetriske rifler går omtrent parallelt med kystlinjen.

Paleostrømmålingene er presentert i rosedigram hvor vektorer viser orienteringen på målingene fra 1° til 360°. I rosedigrammene presentert i figur 6.1, 6.2 og 6.3, er målingene gruppert i intervaller på 10°. Antallet målinger som er representert i hvert intervall er proporsjonal med lengden på de fargede kolonnene. Lengden på kolonnene representert ikke et gitt antall målinger, men intervallet som er representert med flest målinger går ut til ytterkanten av rosedigrammet og lengden på de andre intervallene er relativt i forhold dette (fig. 6.1, 6.2 og 6.3). Det vil si at dersom en har 10 målinger representert i intervallet

som går ut til ytterkanten vil et intervall som representerer 5 målinger i samme rosedigram være halvparten så lang.

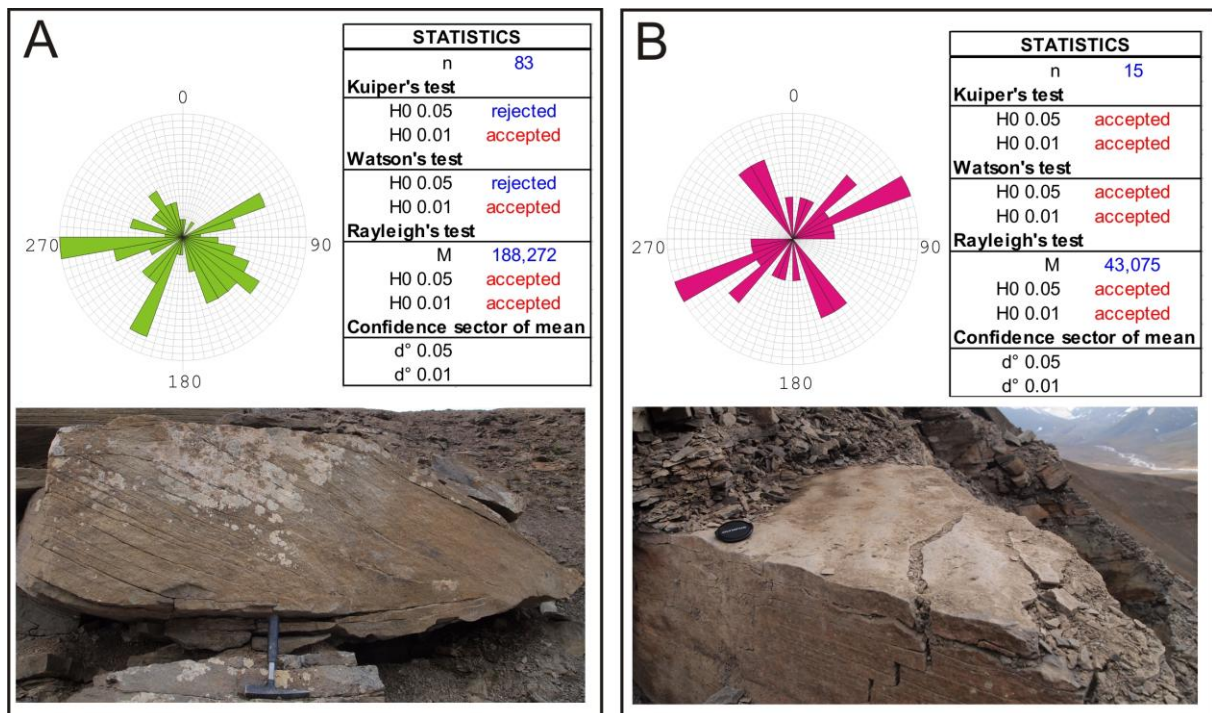
Dataene som er presentert i rosedigrammene har også gjennomgått statistisk analyse i programvaren EZ-Rose 1.0 (Baas, 2000). I denne programvaren blir både ikke-parametriske Kupier og Waton test, og parametriske Rayleigh test kjørt på datasettene. Dette gjøres for å undersøke om paleostrømmålingene viser en foretrukket orientering. Hypotesen som blir testet er:

H_0 : Populasjonen av vektor målingene viser en uniform (ikke-prefererbar) fordeling.

H_1 : Populasjonen av vektor målingene viser ingen uniform (prefererbar) fordeling.

Det betyr at dersom H_0 er godkjent (accepted) er det ingen systematikk i målingene og gjennomsnittsverdien som regnes ut, kan ikke vektlegges. Om derimot H_0 blir avvist (rejected) vil gjennomsnittsverdien vise den foretrukne retningen til målingene. De tre testene som kjøres opererer med to ulike konfidensnivå, et på 95% og et på 99%. Det vil si at resultatet av testen vil med 95% eller 99% sikkerhet stemme overens med antagelsen som en gjør i hypotesen H_0 . Dersom H_0 ikke er godkjent vil et konfidensintervall til gjennomsnittsverdien regnet ut i Ez-rose. Konfidensintervallet angir det intervallet hvor en med en gitt sannsynlighet vil forvente å finne orienteringen av paleostrømmålingene. I Ez-rose bruker en et 95% konfidensintervall og et 99% konfidensintervall.

På bakgrunn av forskjellene mellom hvordan fallretningen til kryssjikt og asymmetriske rifler, og orienteringen på symmetriske riflerygger tolkes, er disse to datatypene skilt fra hverandre. Figur 6.1 viser rosedigram og statistisk analyse for samtlige målinger i de to kategoriene, totalt 15 målinger for symmetriske riflerygger (farget rosa i figurer) og 83 målinger for fallretninger til kryssjikt og asymmetriske rifler (farget grønne i figurer). I tillegg viser figur 6.1 bildeksempler på strukturer hvor målinger ble tatt.



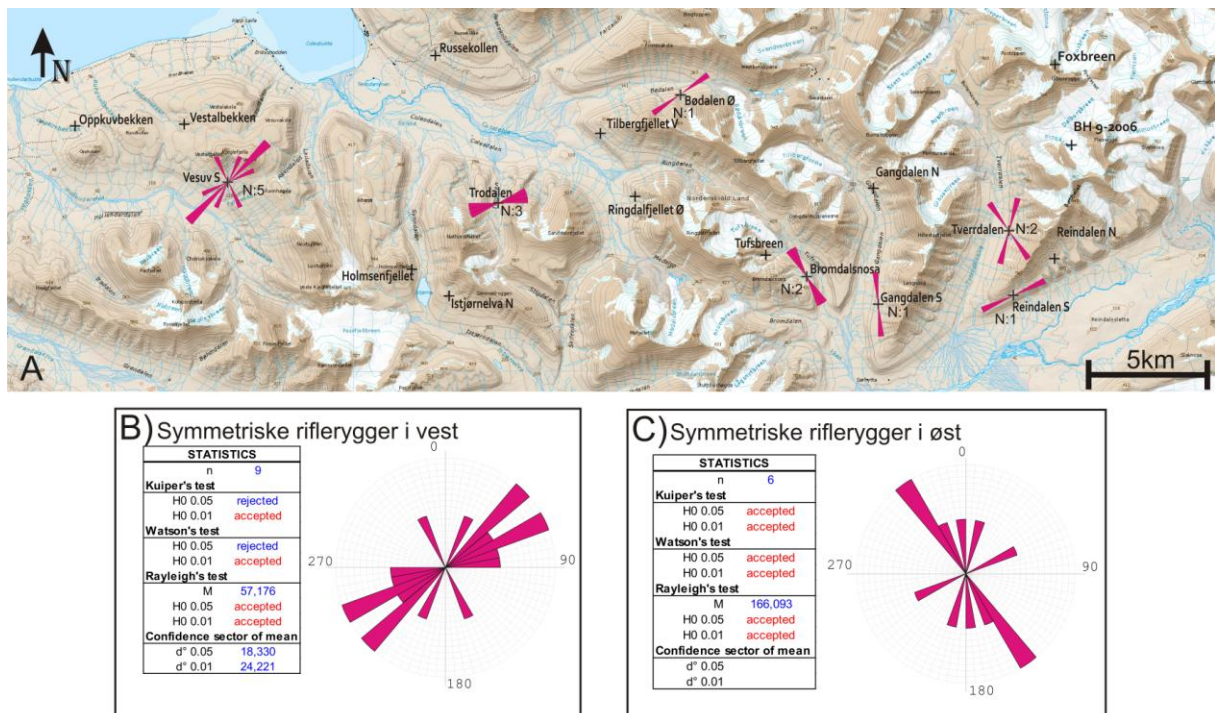
Figur 6.1 Rosediagram og tabell som viser statistiske resultater av paleostømmålinger fra Nordenskiöld Land med A) 83 målinger Fallretning til kryssjikt og asymmetriske rifler og B) 15 målinger av symmetriske riflerygger. Bildene er tatt ved A) Lokalitet Oppkuvbekken og B) Lokalitet Vesuv Sør. Se teksten over for mer informasjon.

Figur 6.1 A viser fallretningsmålinger av uni- og bidireksjonale 3D-rifler, kryssjikt og lavvinklet kryssjikt samt lavvikede trauskryssjikt. Disse strukturene kan dannes i flere ulike avsetningsmiljøer og av ulike prosesser, noe som gjør det vanskeligere å tolke rosedigrammet. På tross av at dette kan en lese ut i fra diagrammet at det er en større andel paleostrømretningsmålinger som viser en sørøstlig og sørvestlig retning enn nordvestlig og nordøstlig retning, samtidig som der er et fåtall målinger som går rett nord eller rett sør.

Figur 6.1 B viser to dominerende trender for de symmetriske rifleryggene, en går i en nordøst-sørvestlig retning og den andre i en nordvest-sørøstlig retning. Problemet med disse målingene er at antall målinger er for få til at den statistiske troverdigheten blir god. De to dominerende orienteringene på de symmetriske rifleryggene gjør det også problematisk å kjøre statistikkanalyse på datasettet.

Kartet under viser fordelingen av de symmetriske riflerygg-målingene i feltområdet. Selv om antall målinger er få, gir figuren et bilde av at de trendene er geografisk betinget. I de østlige

delene av bassenget er det en nordvest-sørøstlig trend, mens i de vestlige delene av bassenget er det en nordøst-sørvestlig og nord-sør trend. Målingene er derfor skilt ut i to ulike rosediagram som viser de to trendene (fig. 6.2). Dessverre gjør det lave antallet målinger at det kun er på de ikke parametriske testene med lavest konfidensnivå, hvor H_0 blir avvist. Men på det lille datagrunnlaget som er samlet inn, kan det tentativt foreslås at kystlinjen i vest har hatt en nordøst-sørvestlig orientering, mens kystlinjen lenger øst i bassenget har hatt en mer nordvest-sørøstlig orientering.



Figur 6.2. A) Kart over feltområdet på Nordenskiöld Land med orienteringen av symmetriske riflerygger representert med rosa rosediagram ved de lokalitetene hvor målingene er tatt. (modifisert kart fra Norsk Polarinstitutt (2011)). B) Orienteringen av symmetriske riflerygger representert ved rosediagram og statistiske data, fordelt etter målinger tatt vest og øst i bassenget.

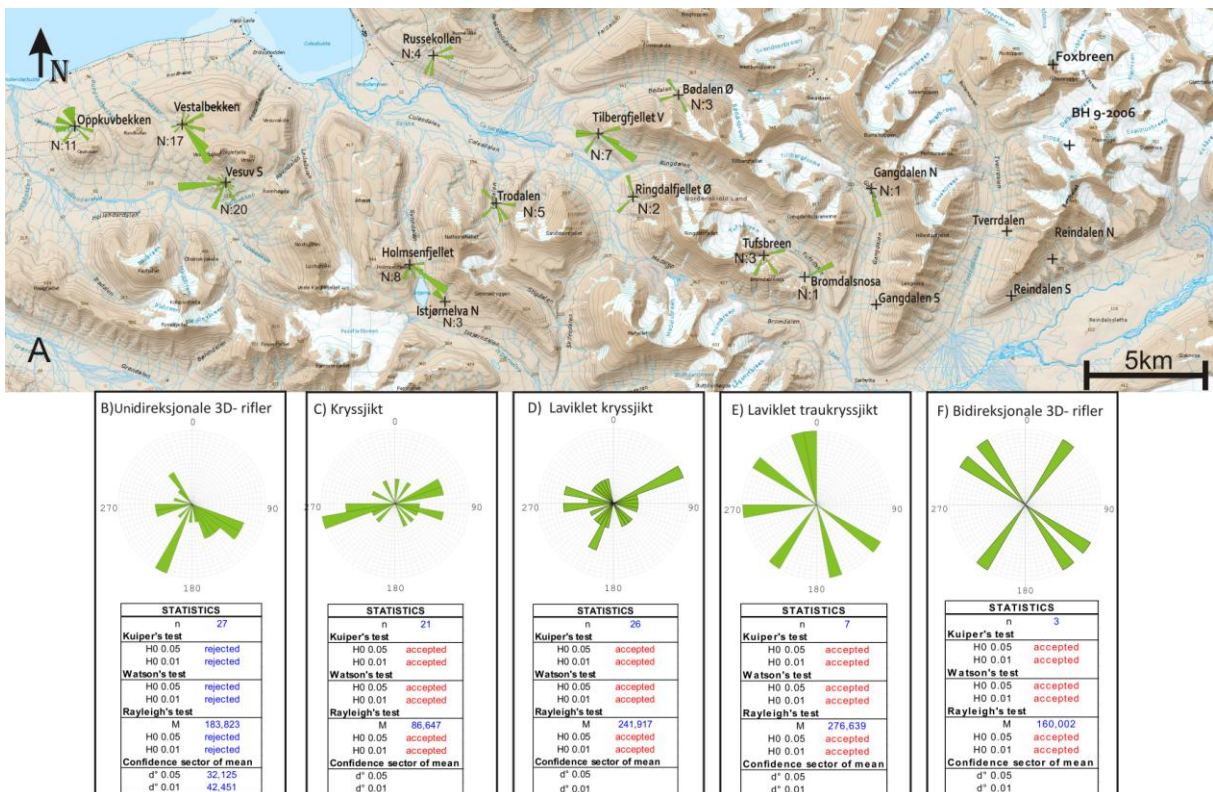
Paleostrømdatene fra fallretning til kryssjikt og asymmetriske rifler er vanskeligere å tolke på grunn av det mer komplekse rosediagrammet (fig. 6.1.A). Målingene er derfor skilt ut i ulike rosediagram etter hvilke type strukturer det er målt på (fig. 6.2).

Det er kun et rosediagram av de ulike strukturene hvor H_0 blir avvist i de statistiske testene. Dette er for endireksjonale 3D-rifler hvor gjennomsnittsverdien er 183° og et 95% konfidensintervall ligger innenfor 32° . Videre viser paleostrømreringsmålingene som er tatt

på kryssjikt og lavvinkede kryssjikt en svak nordøst-sørvestlig trend, men H_0 blir godkjent for begge konfidensnivåene i samtlige av de tre statistiske testene. Det er likevel viktig å huske på at disse testene, tester en hypotese om *en* prefererbar orientering, og at en bidireksjonal trend derfor vil bli "godkjent" som kaotisk.

For lavvinklede trauekryssjikt og bidireksjonale rifler er det ingen preferert trend. At fallretning til kryssjikt og asymmetriske ikke viser en foretrukket orientering peker i retning av et komplekst avsetningsmiljø, som bygger opp under de tidligere tolkningene (kapittel 3).

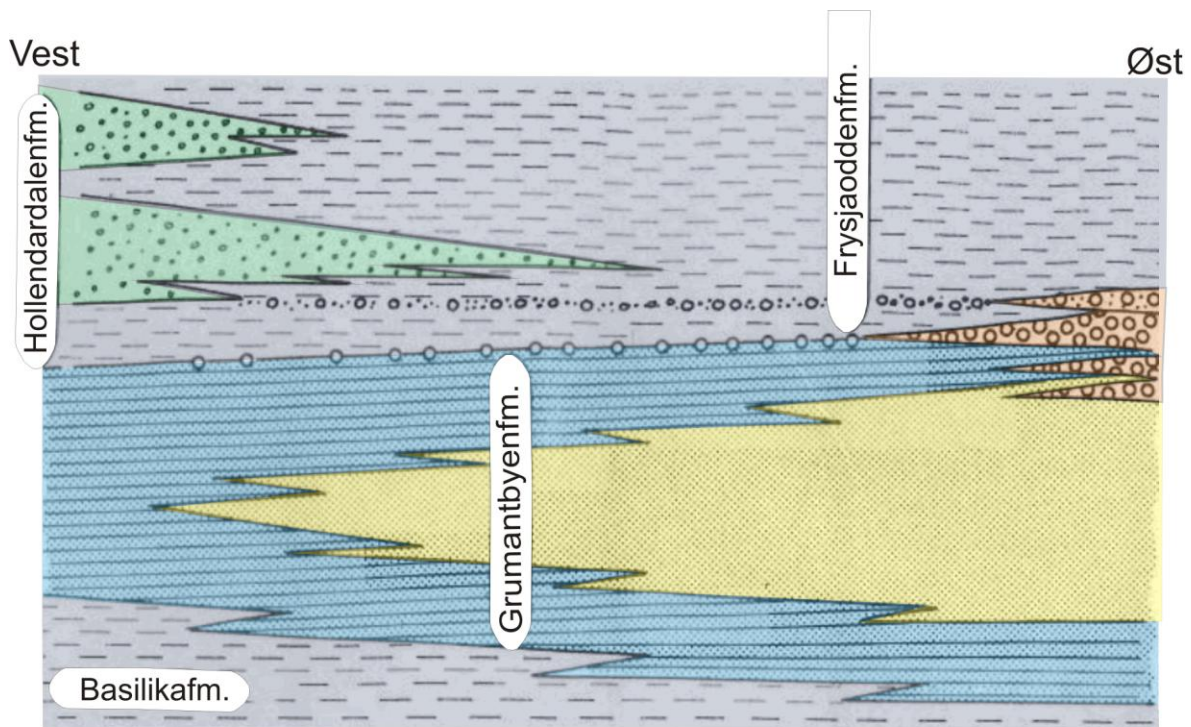
Av kartet som viser fallretning til kryssjikt og asymmetriske rifler ved de ulike lokalitetene (fig. 6.3), ser en at de fleste av disse målingene er tatt i de vestlige delene av bassenget. Som nevnt over tyder de symmetriske rifleryggene på en nordøst-sørvest orientert kystlinje i dette området.



Figur 6.3. A) Kart over feltområdet på Nordenskiöld Land med paleostrømretningsmålingene presentert med grønne rosediagram på de lokalitetene hvor målingene er tatt. (modifisert kart fra Norsk Polarinstutt (2011)). B) Paleostømretningsmålinger representert med rosediagram og statistiske data, delt inn etter strukturer.

6.2 Kildeområde og bassenggeometri

Som tidligere nevnt indikerer sandkroppgeometrien og paleogeografien en vestlig til nord-vestlig kilde for sedimentene. Hollendardalenformasjonen innleder altså hevingen av en vestlig kilde, som fra denne tiden og utover gjorde seg mer og mer gjeldende i Sentralbassenget. Dette er per dags dato den generelle oppfatningen og er det som er presentert i den begrensede litteratur og figurer som omhandler Hollendardalenformasjonen (jfr. kapittel 3) (fig. 6.4).



Litologi

	Silt og siltig sandstein, rytmisk lagning av små oppover grovende enheter, mye bioturasjon		Massiv bioturbert sandstein med grønnaktig farge.
	Sort skifer		Sandstein fra tidevannspåvirket delta.
			Konglomerat

Figur 6.4: Skjematisk diagram fra Steel m fl. (1981) som viser et vest-øst transekt med utbredelsen og forholdet mellom Hollendardalenformasjonen og Grumantbyenformasjonen. Modifisert og oversatt til norsk av forfatter.

Grunnet dårlig blottlegging av formasjonen, særlig i de østlige delene, kan formasjonen være vanskelig å følge i felt. Likevel viser korrelasjonene som er gjort i denne avhandling at Hollendardalenformasjonen ikke kiler ut midt i bassenget, slik som er vist på figur, men er, som vist i kapittel 5, representert i hele den nordlige delen av Sentralbassenget.

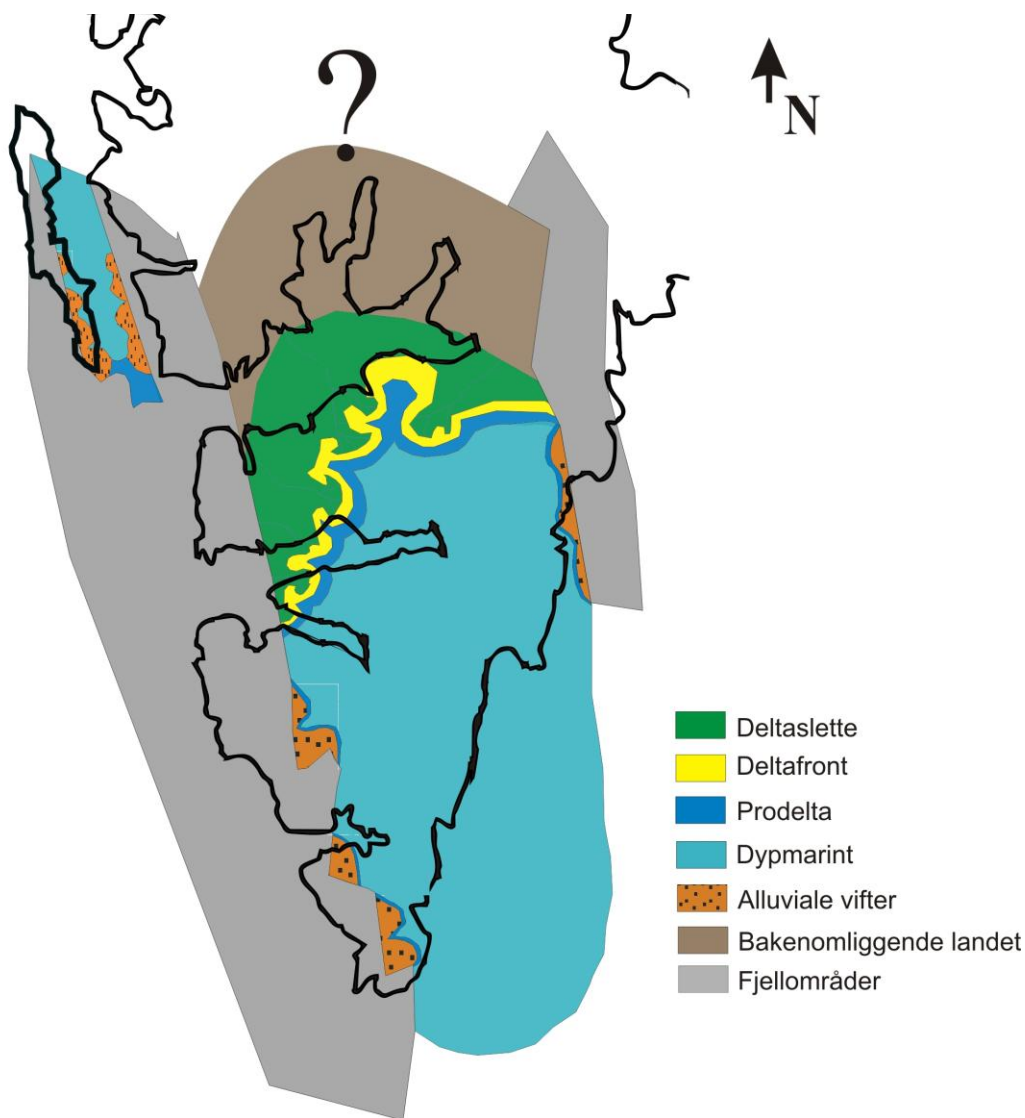
At det er registrert deltasletteavsetninger helt øst i bassenget, som er avskilt fra de vestlige deltaiiske avsetningene (kapittel 5), gir grunn til å tro at det har vært et aktivt sekundært kildeområde under avsetningen av Hollendardalenformasjonen. Ut i fra hvor avsetningene er funnet er det naturlig å tenke at det sekundære kildeområdet er lokalisert i nord eller øst (fig. 6.5). Denne tolkningen støttes av petrografiske studier utført av Sætre 2011, i trykk) som peker mot at Hollendardalenformasjonen har fått tilført sedimenter både fra vest og fra en kilde i nord eller øst.

Dessverre er det ingen paleostrømmmålinger fra lokaliteten Foxbreen, som er den eneste lokaliteten hvor avsetningene fra den antatte nord- eller østlige kilden er registrert i felt. Diskusjonen om kildeområdet for avsetningene blir derfor spekulativ. Likevel er det to alternativer som synes mest sannsynlig.

Det ene alternativet er at det østlige kildeområdet til Grumantbyenformasjonen (fig. 6.1) fortsatt har vært aktivt og har tilført sedimenter til bassenget. Ettersom konglomeratene øverst i Grumantbyenformasjonen skiller seg fra de finkornede sandsteins avsetningene i Hollendardalenformasjonen, kan det tenkes at systemet har trukket seg tilbake og at energien i systemet ikke lenger har vært stor nok til å avsette konglomerater, men at det fortsatt har vært i stand til å transportere fin sand og slam ut til områdene ved lokalitet Foxbreen og kjerne BH 6-2009. Dersom dette østlige kildeområdet har gjort seg gjeldende på denne tiden, vil det bety at bassenget har vært meget avgrenset i denne perioden.

Det andre alternativet er at sedimentene er tilført bassenget fra en delta lobe med et nordlig kildeområde. Bassenget var lukket i nord (Steel og Worsley, 1984) og det er ikke usannsynlig at et eget system har bygget seg ut i fra nord og fraktet sedimenter ut til de nordøstlige delene av bassenget.

Som nevnt i delkapitel 6.1 viser paleostrømndata at kystlinjen i vest har hatt en nordøst-sørvestlig orientering, mens kystlinjen lenger øst i bassenget har en mer nordvest-sørøstlig orientering. Figur 6.5 viser et paleogeografisk kart hvor både den vestlige og nordøstlige kildeområdet er presentert samt den antatte orienteringen på kystlinjene under avsetningen av Hollendardalenformasjonen.

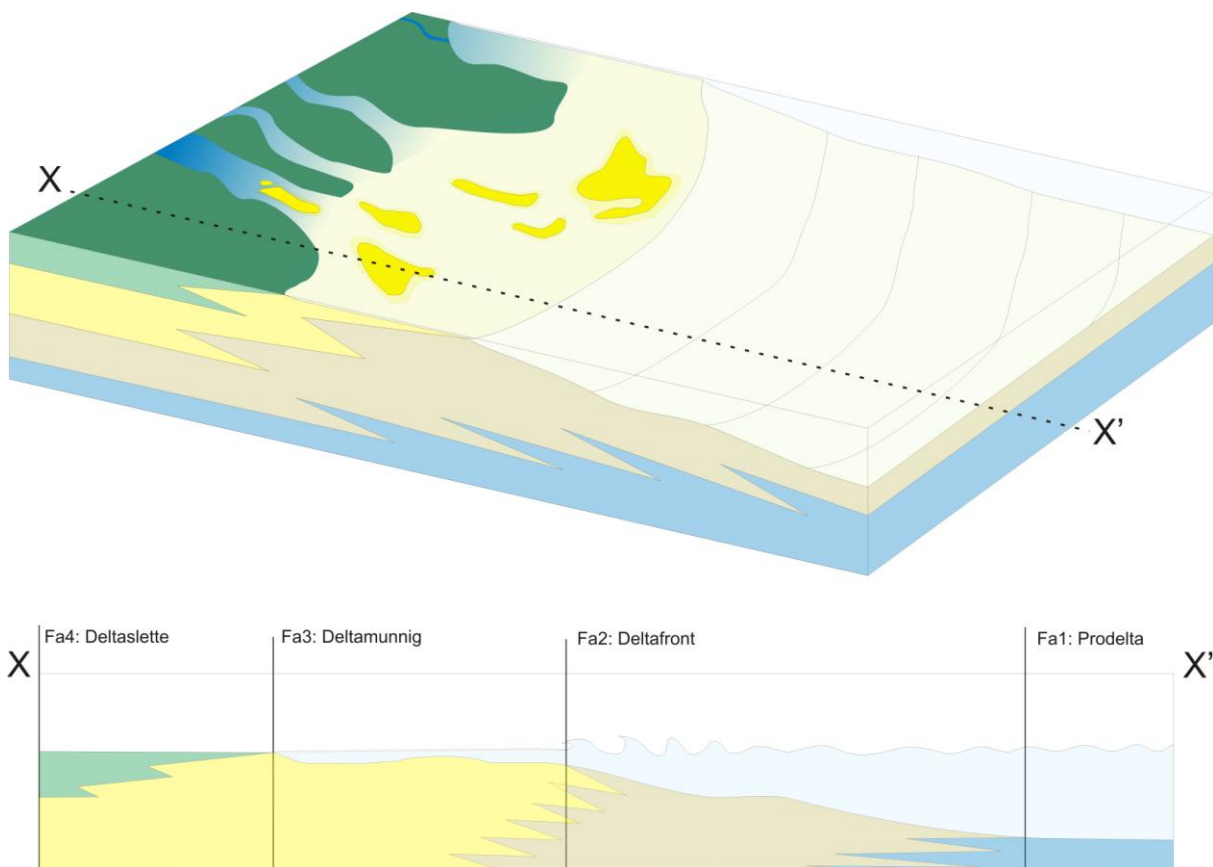


Figur 6.5: Paleogeografisk kart over Sentralbassenget under avsetningen av Hollendardalenformasjonen (basert på paleogeografiske kart fra Worsley (1986)).

6.3 Avsetningsmiljø

Ut i fra de ulike faciesassosiasjonene og deres respektive avsetningsmiljø som ble beskrevet og begrunnet i kapittel 4, samt paleostrømdataene presentert i kapittel 6.1, vil det i dette delkapittelet bli sett nærmere på avsetningsmiljøet til Hollendardalenformasjonen.

Parasekvensene viser en faciesassosiasjonutvikling fra prodelta skifer i FA1 til mer sandrike og bølgepåvirkede deltafrontavsetninger i FA2 som proksimalt i bassenget går over i deltamunningavsetninger (FA3), før en kommer opp i de deltaslette avsetningene i FA4 (fig. 6.6).



Figur 6.6. A) Illustrasjon som viser hvordan avsetningsmiljøet til Hollendardalenformasjonen kan ha vært med de fire faciesassosiasjonene FA1 til FA4 representert. Den stiplede linjen viser et transekt fra X til X' som er presentert i figur B) hvor grensene mellom de ulike faciesassosiasjonene er merket.

Som nevnt i kapittel 4 er det gjennom det meste av formasjonen, med unntak av i enkelte subfaciesassosiasjoner, mye slam og organisk materiale i systemet. Slammet er representert både som laminering, egne lag, draperinger og urenheter i sandsteinen. Dette kan sees i sammenheng med at Sentralbassenget på Spitsbergen var et geografisk avgrenset basseng (Dalland 1977). I dag dekker Sentralbassenget et område på omtrent 200*60km (Steel et al. 1981), og selv om bassenget hadde større utbredelse under innfyllingen kan det likevel ha vært et relativt lite basseng. I små bassenger vil det ofte være begrenset med bølgeenergi. Det kan derfor tenkes at de fluviale avsetningene i liten grad ble vasket ut, slik at mye slam ble fanget i systemet. En kan derfor gå ut i fra at Hollendardalenformasjonen ble avsatt i et lavenergiregime.

Bløtdeformasjonsstrukturene som er spesielt vanlig i parasekvens 2 tyder på rask sedimentasjonsrate, noe som underbygges av en bratt aggraderende kystlinjebane (vil bli

diskutert senere i kapitlet). Dersom Hollendardalenformasjonen er avsatt i et lavenergimiljø med begrenset bølgeenergi og begrenset tilknytning til åpent hav, vil den høye sedimentasjonsraten skyldes et aktivt fluvialt distribusjonssystem med høy kapasitet, men begrenset kompetanse. Den begrensede kompetansen er tolket ut i fra at kornstørrelsen, som er registrert i de antatte kanalstrukturene, ikke er større enn medium og grov sand.

I hvilken grad tidevannet har påvirket systemet er vanskelig å si med sikkerhet. Som en kan lese i kapittel 4, er det på enkelte lokaliteter registrert typiske tidevannsstrukturer slik som reaktiveringsflater, doble slamdraperinger og "flaserbedding". Og selv om en kan se et visst bidireksjonalt mønster fra fallretningene til kryssjikt og symmetriske rifler, viser paleostrømdataene generelt ingen klar bidireksjonalitet. Dette kan derfor bety at det har vært en begrenset tidevannspåvirkning av systemet.

6.4 Klaster i Marstranderbreenleddet og deres paleoklimatiske betydning

Klastlaget som er beskrevet under faciesassosiasjon 1 i kapittel 4 er beskrevet i detalj av Arne Dalland (1977). Han deler inn klastene som er registrert i øvre Grumantbyenformasjoenen og Marstranderbreenleddet (Sarkofagenformasjonen etter tidligere terminologi) inn i tre kategorier:

1) Klaster som er tilsynelatende tilfeldig spredt rundt i hele formasjonen; 2) klaster som er konsentrert på erosjonsflater, sannsynligvis dannet av stormbølger i grunnmarine miljø og; 3) klaster som er konsentrert i tynne horisonter uten at de er relatert til erosjonsflater. De sistnevnte klasthorisontene kan følges over store avstander og er i følge Dalland (1977) gode korrelasjonshorisonter.

Det er hverken i denne oppgaven eller i tidligere arbeid av Dalland registrert noen sammenheng mellom klastene og turbidittavsetninger eller storskala undersjøiske skredavsetninger som kunne ha transportert klastene ut i bassenget. Dette har ført til konklusjonen at klastene har sunket ned ovenifra og ikke er transportert langs bunnen av bassenget slik Birkenmajer og Narebski (1963) foreslo. Dette underbygges av at

orienteringen av klastene er tilsynelatende tilfeldig og at klastene ser ut til å ha penetrert et par centimeter ned i de fine sedimentene (Dalland, 1977).

Som nevnt i kapittel 4 ble disse erratiske klastene først tolket til å være transportert av tare og drivtømmer (Nathorst (1910); Atkinson (1963); Livšic (1965, 1974) m.fl.), mens Kellogg(1975) og Dalland (1977) argumenterer for at klastlagene består av erratiske klaster transportert ut i bassenget av drivis fra kysten. Dalland begrunner dette med at transportmekanismen må kunne ta opp og transportere fragmenter fra grov sand og helt opp i blokk størrelse. Tare kan ha evnen til dette, men har likevel flere egenskaper som gjør det mindre sannsynlig at dette er hovedtransportmekanismen, for eksempel har tare for lav kapasitet til å frakte de relativt store mengdene sedimenter ut i bassenget og for lite kompetanse til å frakte de største blokkene som er registrert (opp mot 150kg). Dalland (1977) har også flere innvendinger mot drivtømmer som transportmekanisme, da han blant annet mener drivtømmer også har for liten kapasitet til å frakte ut de relativt store mengdene erratiske klaster ut i bassenget og at han ikke finner noen sammenheng mellom fossile trefragmenter og erratiske klaster. Drivis fra kysten mener han derimot kan forklare alle observasjonene som er gjort. I følge Dalland (1977) kan drivis ta med seg og frakte store volum av alle kornstørrelser som finnes i kystsonen, noe som vil forklare det relativt store volumet og vide spekteret en finner av kornstørrelser med høy grad av rounding. I eocen tid var Svalbard lokalisert på høye breddegrader (rundt 71-72° Nord). Det vil si at det store deler av vinteren ikke var noen solstråling og at de klimatiske forholdene var sannsynligvis mer kontinentale enn i dag, med relativt varme somre og kalde vintre. Dette sammen med at Sentralbassenget antageligvis var et delvis landlukket basseng, med potensielt stort tilløp av ferskvann gjør at dannelse av sjøis er sannsynlig. Han understreker også at det er ingen motsigelser mellom transport med drivis og relativ frodig vegetasjon på samme tid.

Dallands synspunkter støttes av Spielhagen og Tripathi (2009) som studerte glendonitter (også kalt "rosett av kalksitt" eller "runde sideritt noduler"), samt de erratiske klastene og konkluderte med at klimavariabiliteten i tidlig-kenozoikum på Svalbard må ha vært betydelig større enn det som er rekonstruert ut fra biologiske indikatorer (fossiler og sporfossiler) alene. Spielhagen og Tripathi (2009) mener relativt mildt klima kan ha vært normalen, men at vintertemperaturer under frysepunktet var vanlig, noe som taler for sjøis i det semi-lukkede

Sentralbassenget. De mener også at temperaturer i flere perioder ved havbunnen har holdt seg lav og muliggjorde vekst av ikaitt (kalsium karbonat hexahydrat) krystaller i sedimentene som dannes i temperaturer nært frysepunktet (0-4°C).

Mine observasjoner støtter Dallands (1977) og Spielhagen og Tripati (2009) sitt syn på at de erratiske klastene mest sannsynlig er transportert ut av drivis. Dette samsvarer derimot ikke med det Sluijs m.fl. (2006) og Moran m.fl. (2006) har kommet frem til i sine paleomiljøundersøkelser. De konkluderer med at overflatetemperaturen i arktiske farevann var på hele 15-18°C mot slutten av paleoeocen. Dette er vanskelig å kombinere med at sjøis har blitt dannet i subpolare strøk rundt den samme tiden.

De to motstridende synspunktene er vanskelig å forklare, og alderen på avsetingene kan derfor trekkes inn som et usikkerhetsmoment. Nyere studier viser derimot at PETM (Paleocen-eocen-termalmaksimumet) er representert i skiferen rett over Hollendardalenformasjonen (Dypvik m.fl., 2010). PETM inntraff i overgangen paleocen-eocene (~55 Ma. siden) og Dypvik m.fl. (2010) fastslår således at Hollendardalenformasjonen ble avsatt like før denne paleocen-eocen overgangen.

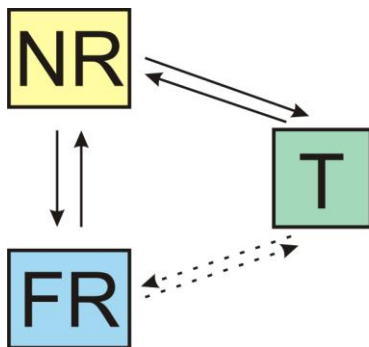
Det er derfor vanskelig å forklare dannelsen av sjøis uten å sette de nevnte polare overflatetemperatur estimatene til Sluijs m.fl. (2006) og Moran m.fl. (2006) under tvil, eller å forestå ekstreme klimaendringer. Klimaendringene vil da representere en økning i overflatetemperaturen i arktiske farevann fra rundt frysepunktet, til temperaturer på 15-18°C i tidsrommet mellom klastlagene i Marstranderbreenleddet og opp til toppen av Hollendardalenformasjonen.

6.5 Sekvensstratigrafi

6.5.1 Introduksjon

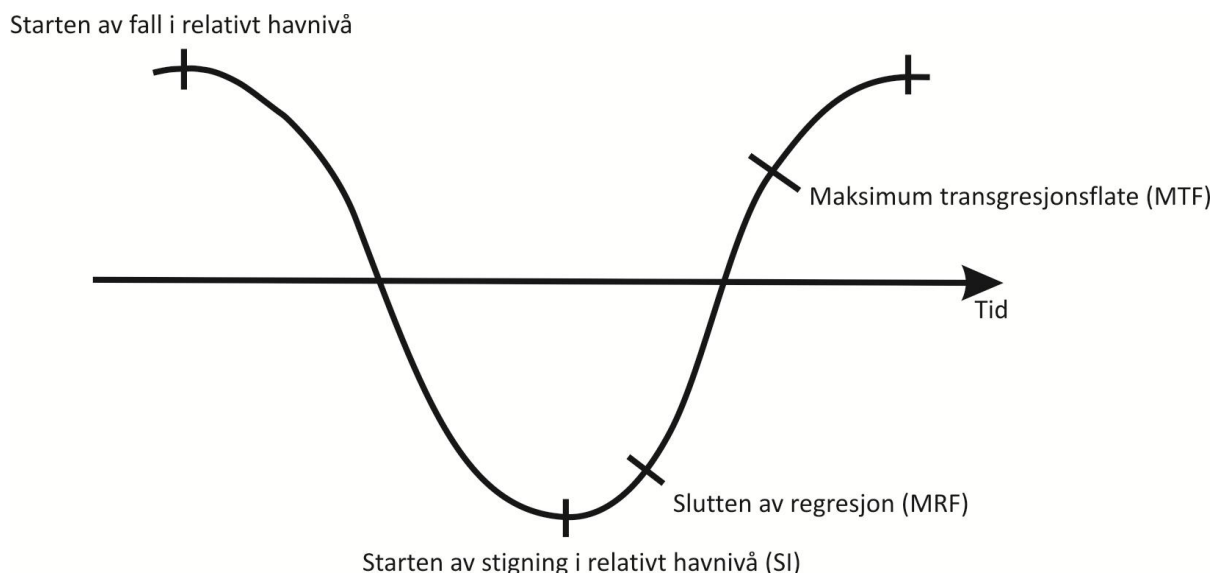
Sekvensstratigrafi er studiet av lagpakker innenfor et kronostratigrafisk rammeverk der en foretar inndeling av genetisk relaterte avsetningsenheter som er avgrenset av inkonformiteter eller deres korrelative konformiteter (Van Wagoner m.fl., 1990).

Som Catuneanu m.fl. belyser i sin artikkel fra 2009, varierer modeller og nomenklatur i stor grad mellom de ulike "skolene" innenfor sekvensstratigrafi. Systemrekke modellen som vil bli benyttet i denne oppgaven er foreslått av Helland-Hansen (2009) og klassifiserer lagpakkene i tre ulike systemrekker; normal regressiv(NR), transgressiv(T) og tvungen regressiv(TR). Hovedpoenget til Helland-Hansen (2009) er at relative havnivåendringer i kombinasjon med sedimenttilførsel ikke nødvendigvis følger en bestemt syklus, men kan utvikle seg på mange måter gjennom tid (fig. 6.6).



Figur 6.6: De tre systemrekke, normal regressiv(NR), transgressiv(T) og tvungen regressiv(TR), hvor pilene viser at disse kan forekomme i mange vertikale kombinasjoner. De stiplede pilene viser mulige, men mindre sannsynlige systemrekkeoverganger i systemer hvor sedimenttilførselen er konstant (modifisert fra Helland-Hansen, 2009).

Grenseflatene som er benyttet i denne oppgaven er de som er definert av Helland-Hansen og Gjelberg (1994) og Helland-Hansen og Martinsen (1996). Grenseflatene er beskrevet i korte trekk i teksten nedenfor, og figur 6.7 viser hvor de ulike grenseflatene blir dannet på en relativ havnivåkurve.



Figur 6.7: Grenseflater avmerket på en relativ havnivåkurve (basert på "Depositional Sequence IV" i Catuneanu m.fl, 2006, s.7)

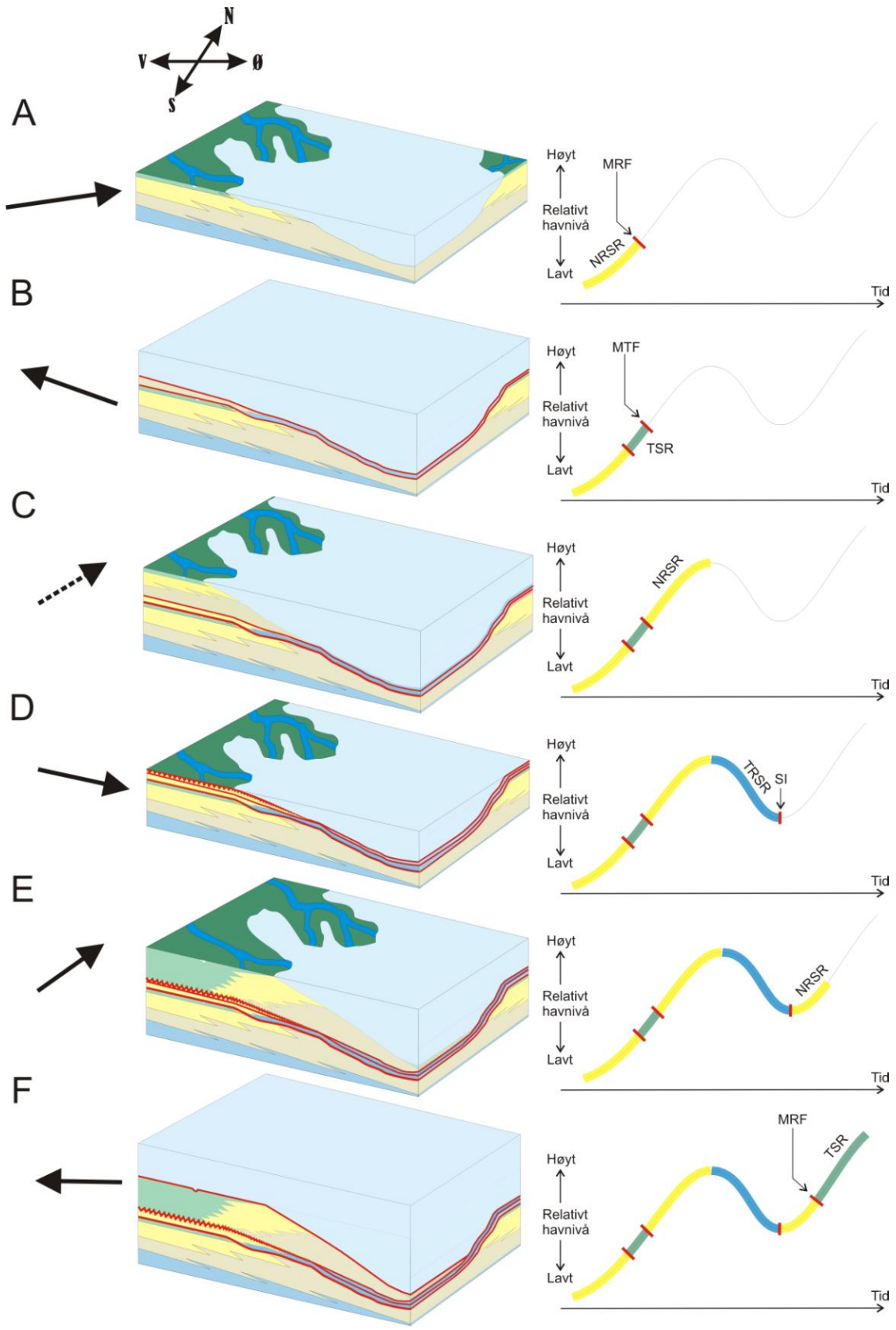
- Subaerisk inkonformitet (SI): Representerer en flate utsatt for subaerisk eksponering og erosjon på grunn av fall i relativt havnivå. Overflaten kan følges ut til den posisjonen kystlinjen hadde ved slutten av fallet i relativt havnivå. Videre, i retning av bassenget, vil den ideelt sett følge en korrelativ konformitet som i denne oppgaven er satt til overflaten som korresponderer til det laveste relative havnivået (fig. 6.7) (Helland-Hansen og Gjelberg, 1994; Helland-Hansen og Martinsen, 1996 og referanser derifra).
- Maksimal regresjonsflate (MRF): Overflate som representerer maksimal progradering av en avsetningssekvens (fig 6.7) og som markerer vendepunktet fra normal regresjon til påfølgende transgresjon (Helland-Hansen og Martinsen, 1996).
- Maksimal transgresjonsflate (MTF): Lagflate som skiller transgressive avsetninger fra overliggende regressive avsetninger (fig. 6.7). Maksimal transgresjonsflate markerer at kystlinjen vender om fra maksimum proksimal posisjon, og representerer det største vanddyppet mellom to regressive enheter (Helland-Hansen og Martinsen, 1996).







For å kunne tolke den sekvensstratigrafiske utviklingen av Hollendardalenformasjonen er grenseflater og genetisk sammenhørende lagrekker definert. Lagrekkene og grenseflatene er videre anvendt til å finne transgressive og regressive trender som er relatert til balansen mellom avsetningsrom og sedimentasjonsrate.

3.5.2 Den sekvensstratigrafiske utviklingen av Hollendardalenformasjonen

Hollandardalenformasjonen er avsatt under en storskala regressiv fase som går fra den dypmarine skiferen i Basilikaformasjonen, gjennom sokkelavsetningene i Grumantbyenformasjonen til prodeltaavsetningene i Marstranderbreenleddet og opp i de deltaiske avsetningene i Hollendardalenformasjonen, før systemet blir druknet (Steel m.fl., 1981). Marstranderbreenleddet og Hollendardalenformasjonen representerer altså slutten på en regressiv megasyklus.

Den sekvensstratigrafiske utviklingen vil nedenfor bli beskrevet med utgangspunkt i figur 6.8. Figur 6.8 viser stegvis tolkningen til de ulike fasene av den sekvensstratigrafiske utviklingen av Hollendardalenformasjonen, basert på grenseflater og genetisk sammenhørende lagrekker definert i kapittel 5.



- | | | |
|---|--|------------------------------------|
|  Deltasletteavsetninger (Fa4) |  Sekvensstratigrafisk grense | TSR: Trangresiv systemrekke |
|  Deltamunningavsetninger (Fa3) |  Erosiv sekvensstratigrafisk grense | TRSR: Tvungenregressiv systemrekke |
|  Deltafrontavsetninger (Fa2) | MRF: Maksimal regresjonsflate | |
|  Prodeltaavsetninger (Fa1) | SI: Subaerisk inkonformitet | |
| | NRSR: Normalregressiv systemrekke | |

Figur 6.8 (på foregående side) 3D illustrasjon som viser utviklingen av Hollendardalenformasjonen med utgangspunkt i korrelasjonspanelene i kapittel 5. Pilene til venstre viser orienteringen på kystlinjebanen ved de ulike stadiene. De skjematiske illustrasjonene i midten viser hvordan faciesbeltene (Blå: FA1, Beige: FA2, Gul FA3 og grønn: FA4) har utviklet seg under de ulike fasene. Viktige sekvensstratigrafiske grenser er merket med rødt. Kurve til høyre viser teoretisk relativt havnivå over tid hvor systemrekkene og sekvensstratigrafiske grenser er merket.

A) Normal regresjon:

Systemet har bygget seg ut ved normal regresjon hvor sedimenttilførselen er høyere enn den relative havnivåøkningen. Marine sedimenter har progradert ut i bassenget og det fluviale tilførselssystemet har fulgt etter (fig. A). Dette har vedvart fram til en betydelig økning i det relative havnivået har ført til en økning i avsetningsrommet som det sedimentære systemet ikke har klart å følge, kystlinjen har da begynt å trekke seg tilbake (fig. B). Sedimentene som er avsatt i tidsrommet mellom systemet startet å progradere og fram til økningen i det relative havnivået ble for stor, vil representere en normalregressiv systemrekke (NRSR) og overflaten mellom sedimentene avsatt under normal regresjonen og de ovenforliggende sedimentene vil være en maksimal regresjonsflate (MRF) (fig. A). Det er vanlig å registrere erosjonsstrukturer og tegn etter bearbeidelse av sedimentene på en maksimal regresjonsflate (Coe, 2005), men dette er kun observert ved lokalitet Tverrdalen i denne enheten (vedlegg 1).

B) Transgresjon:

Avsetningene som har blitt avsatt over den maksimale regresjonsflaten, danner en transgressiv systemrekke (TSR) som består av sedimentene som er avsatt mens systemet har trukket seg tilbake (fig. B). Dersom transgresjonen har forårsaket kraftig nedgang i sedimentasjonsrat, vil systemet kunne ha trukket seg tilbake uten å ha avsatt sedimenter i særlig grad (Coe, 2005). Dette kan være grunnen til at sedimentpakken som representerer den transgressive systemrekken er vanskelig å påvise i feltområdet. Den transgressive systemrekken avsluttes med en maksimal transgresjonsflate (MTF) som markerer slutten på den transgressive utviklingen.

C) Normal regresjon:

Etter hvert som økningen i det relative havnivået avtar vil avsetningsrommet bli mindre enn mengden sedimenter som blir tilført systemet. Systemet starter igjen å progradere ut i

bassenget(fig. C) og danner en ny normal regressiv systemrekke. Kystlinjebanen til denne fasen (fig. C) er spekulativ ettersom disse avsetningene senere er erodert bort.

D) Tvungen regresjon:

Det relative havnivået har sunket og sedimentene som ble avsatt under den foregående normalregresjonen er erodert bort. Et slikt fall i relativt havnivå med påfølgende erosjon av proksimale sedimenter representerer en tvungen regressiv systemrekke (TRSR) (fig. D). Det eneste som er representert fra den foregående transgressive og normal regressive systemrekken er et tynt lag med marine deltafrontavsetninger (FA2). Sedimentene som har blitt erodert, må ha blitt transportert lengre ut i bassenget. Likevel er hverken avsetningene fra de eroderte sedimentene, en tydelig erosjonsflate eller innskårede daler registrert i felt. Dette gjør antagelsen om en tvungen regressiv systemrekke noe usikker. Det er likevel vurdert som den beste, og mest sannsynlige forklaringen på at vi finner deltasletteavsetninger med rotstrukturer (FA4) direkte over HCS-strukturer (del av FA2, deltafront), uten at mellomliggende munningsbankeavsetninger er representert(FA3) i de proksimale delene av bassenget.

At avsetningene fra de eroderte sedimentene ikke er observert kan bety at overgangen mellom et transgressivt regime (Fase B) til et tvunget regressivt regime (Fase D) har skjedd raskt slik at lite sedimenter har hatt tid til å bli avsatt under normalregresjonen i fase C. Overflaten som ligger på toppen av denne systemrekken representerer en subaerisk inkonformitet (SI) og dens korrelative konformitet.

E) Normal regresjon:

Det relative havnivået har begynt å stige igjen, og sedimenter har bygget opp en ny normal regressiv systemrekke (fig. E). Som en kan se ut fra figur E og figur 5.2 har denne systemrekken hatt en aggraderende utvikling hvor sedimenttilførsel og dannelse av nytt avsetningsrom har tilnærmet balansert hverandre, slik at kystlinjebanen har blitt relativt bratt.

Mot slutten av normalregresjonen viser korrelasjonspanelene fra kapittel 5 at et tynt lag med deltasletteavsetninger (FA4) har blitt avsatt helt ut til lokalitet Bødalen Øst (fig. 5.2, 5.4

og 5.5). Dette betyr at systemet mot slutten har begynt å progradere utover og kystlinjebanen har flatet ut. Det faktum at denne avsetningssekvensen ikke bygger seg like langt ut i bassenget som den foregående (fig. 5.2, 5.4 og 5.5), kan forklares ved at de to normalregressive sekvensene bygger seg ut ved en overordnet transgressiv megasekvens.

F) Transgresjon

Den siste hendelsen i utviklingen av Hollendardalenformasjonen er representert med en tynt lag med transgressive erosjonsrester (FA5), med tegn etter bearbeidelse av sedimentene, som representerer en maksimal regresjonsflate. Transgresjonen har druknet systemet, og silt og leire, som er representert i skiferen i Gilsonryggenleddet, har blitt avsatt over Hollendardalenformasjonen.

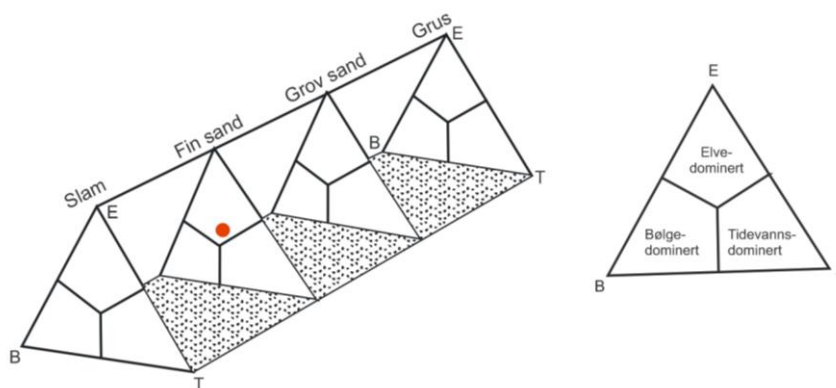
6.5 Deltatype

I 1960 så Van Andel og Curray et behov for å sammenligne ulike deltaer, og et omfattende arbeid støttet av oljeindustrien ble satt i gang for å kartlegge variabiliteten mellom ulike deltaer (tidevannsdominert, bølgedominert og fluvialdominert). Studiene viste at variabiliteten mellom deltaene var en konsekvens av samspillet mellom fluviale- og bassengprosesser, og viktigheten av bølgeenergi og tidevanns styrke ved kysten (Reading og Collinson, 1996, med tilhørende referanser). Galloway (1975) konstruerte en klassifikasjonsmodell for moderne deltaer basert på de dominerende prosessene (fluvialt, bølge og tidevann). Modellen ble senere utbedret av Orton og Reading (1993) med en modell hvor kornstørrelse ble tatt med som variabel i diagrammet (fig. 6.9)

Dalland(1977) tolket, som nevnt i Kapittel 3.3.2, Hollendardalenformasjonen som prograderende deltalober, sterkt påvirket av tidevann i de nedre delene (Dalland 1977). Dalland sin videre argumentasjonen omkring avsetningsmiljøet til Hollendardalenformasjonen er dessverre ikke publisert. I senere utgitt litteratur er Hollendardalenformasjonen betegnet som et tidevannsdominert delta (Steel m.fl., 1981; Steel m.fl., 1985).

Bortsett fra enkelte sedimentologiske tegn er det som nevnt få observasjoner i denne avhandlingen som direkte peker mot sterk tidevannspåvikning. Sandsteinene i Hollendardalenformasjonen viser lav grad av modenhet ved at de fine sandene har høyt innhold av slam og organisk rikt materiale. Dette, sammen med at det er vanlig å finne bløtsedimentdeformasjon og vannutslippsstrukturer, tyder på at det har vært en høy sedimentasjonsrate hvor bølgene ikke har hatt nok tid til å "vaske" og redistribuere sandene som har blitt tilført av det fluviale systemet. Observasjonene av HCS sammen med symmetriske riflerygger viser derimot at det har vært en viss grad av bølgeaktivitet som har virket inn på delta systemet, på samme måte som observasjonene av tidevannsstrukturer tyder på tidevannsaktivitet.

Dersom en klassifiserer Hollendardalenformasjonen ut fra Orton og Reading (1993) sitt diagram, med de dataene som er benyttet i denne oppgaven, vil Hollendardalenformasjonen derfor bli plassert i en mellomposisjon, mellom de tre ytterpunktene (fig. 6.9) og kan klassifiseres et bølge og tidevanns påvirket fluvialt delta. Det bør likevel nevnes at feltarbeidet som ligger til grunn for denne oppgaven ikke inkluderer de tykke (opp mot 150m), østlige avsetningene hvor deriblant typelokaliteten Marstranderbreen er lokalisert, og at det derfor er knyttet usikkerhet til klassifiseringen som er gjort her.



Figur 6.9. Hollendardalenformasjonen klassifisert etter Orton og Reading (1993) sitt klassifikasjonssystem for deltaer. Modifisert av forfatter og med Hollendardalenformasjonen representert med rød prikk.

7 SAMMENDRAG OG KONKLUSJON

Innledning

I denne oppgaven er sedimentologiske, paleogeografiske, sekvensstratigrafiske og paleoklimatiske studier av Hollendardalenformasjonen presentert. Dette kapittelet gir en kort oppsummering av resultatene av arbeidet fra to feltsesonger med omfattende etterarbeid, samt forslag til videre arbeid.

Litofacies og faciesassosiasjoner

Ut fra observasjoner fra felt og borekjerner ble 18 litofacies definert. Relaterte litofacieser ble videre delt inn i 5 faciesassosiasjoner (FA1 til FA5) som ble tolket til å representere følgende avsetningsmiljø: Prodelta (FA1), deltafront (FA2), deltamunning (FA3), deltaslette (FA4) og transgressiv erosjons (FA5). Faciesassosiasjon 1 er ikke en del av Hollendardalenformasjonen, men er skilt ut i et eget ledd kalt Marstranderbreenleddet. Marstranderbreenleddet er tatt med i dette arbeidet da den representerer de prodeltaiske skiferavsetningene til den sandsteinsdominerte Hollendardalenformasjonen.

Hollandardalenformasjonen er tolket til å representere et komplekst avsetningsmiljø. Tre av faciesassosiasjonene er delt inn i ulike subfacies på bakgrunn av dominans av avsetninger fra ulike marine prosesser eller at spesielle kjennetegn er representert. Faciesassosiasjon 2 (deltafront) er videre delt inn i subfacies: FA2-A, nedre deltafront; FA2-B, stormbølgedominert deltafront og FA3-C, tidevannsdominert deltafront. Faciesassosiasjon 3 (deltamunning) er videre delt inn i subfacies: FA3-A, grovkornede tidevannspåvirkede munningsbanker med kanaler; og FA3 B, finkornede tidevannspåvirkede munningsbanker. FA4 er delt inn i subfacies: FA4-A. subaerisk deltaslette; og FA4-B, beskyttet bukt.

Deltatype

På grunnlag av arbeidet som er utført på Hollendardalenformasjonen i denne oppgaven er formasjonen tolket til å representere et bølge- og tidevannspåvirket fluvialt delta. Begrunnelsen for denne tolkningen er at både tidevannspåvirkede faciesassosiasjoner (FA2-

C, FA3-A og FA3-B) og bølgepåvirkede faciesassosiasjoner (FA2-A) er registrert, samtidig som systemet i sin helhet tyder på å være avsatt som et fluvialt delta.

Paleogeografi

Paleostrømmålinger og sandkroppgeometrien fra dette arbeidet tyder på at Hollendardalenformasjonen har bygget seg ut fra nordvest. Sandkroppgeometrien viser også at formasjonen består av to oppovergrunnende parasekvenser som kiler ut i en østlig retning. Paleostrømmålinger og sandkroppgeometri i denne avhandlingen støtter altså oppunder den generelle oppfattningen av at Hollendardalenformasjonen er den første sandsteinsenheten i Sentralbassenget med en vestlig kilde. Samtidig viser sandkroppgeometrien fra arbeidet at det i overgangen fra et østlig til et vestlig dreneringsmønster kan ha vært en periode med to aktive sedimentkilder; en fra nordvest og en fra nord eller øst, dette støttes av petrografiske studier (Sætre, 2011 I trykk).

Sekvensstratigrafi

Hollandardalenformasjonen sammen med Marstranderbreenleddet representerer slutten av en regressiv megasyklus. Den sekvensstratigrafiske utviklingen er illustrert i figur 6.8. Figuren viser at Hollandardalenformasjonen og Marstranderbreenleddet er avsatt i tre faser; en normalregressiv – transgressiv fase, en normal regressiv – tvungen regressiv fase og en normal regressiv – transgressiv fase. Fase to (normal regressiv – tvungen regressiv fase) er på grunn av fall i relativt havinvå og påfølgende erosjon, kun representert ved en tynn pakke av FA2 (deltafront) og en subaerisk inkonformitetsflate i toppen. De to andre fasene er representert ved to oppovergrunnende parasekvenser som begge avsluttes med en maksimal transgresjonsflate hvor betydelig mer distale facies er avsatt direkte over denne flaten. Det bør i denne sammenheng nevnes at enkelte av de sekvensstratigrafiske grensene ikke er direkte registrert i enkelte logger eller borekjernene, men er plassert på grunnlag av sekvensstratigrafiske prinsipper tilknyttet observerte endringer i facies og/eller korrelasjon til andre logger. Uunngåelig fører dette til noe usikkerhet tilknyttet den sekvensstratigrafiske utviklingsmodellen.

Paleoklimatologi

Observasjonene av rotstrukturer, kull og plantefossiler tyder på at Hollendardalenformasjonen ble avsatt under et fuktig og temperert klima. Det er samtidig observert erratiske klaster i Marstranderbreenleddet som Dalland (1977) argumenterer for at er transportert av drivis. Denne tolkningen underbygges av nyere forskning av glendonitter som tyder på relativt mildt klima kan ha vært normalen, men at vintertemperaturer under frysepunktet var vanlig (Spielhagen og Tripathi 2009). Det er likevel knyttet noe usikkerhet til denne tolkningen ettersom studier av Sluijjs m.fl., 2006 og Morand m.fl. 2006 konkluderer med at overflatetemperaturen i arktiske farevann var på hele 15-18°, som vanskeliggjør dannelse av sesongsjøis, i det samme tidsrommet.

Videre arbeid

Dette arbeidet er basert på feltarbeid og borekjerner i et vest-øst-orientert transekt over Sentralbassenget for å kartlegge Hollendardalenformasjonen sin utbredelse mot øst. Ved fremtidig arbeid bør lokaliteter mellom Grøndalen og Van Mijenfjorden, vest på Nordenskiöld Land undersøkes. Mellom Grøndalen og Van Mijenfjorden har Arne Dalland (upubliserte data) registrert rundt 20 lokaliteter hvor Hollendardalenformasjonen er representert (vedlegg 3) og Hollendardalenformasjonen er i følge Steel (1981) opp mot 150 meter tykk i disse områdene. Undersøkelser av disse områdene sett i sammenheng med dette arbeidet vil være nyttig for å teste troverdigheten til enkelte av tolkningene som er fremlagt i denne avhandlingen, samt øke forståelsen for avsetningsmiljø og paleogeografi for Hollendardalenformasjonen ytterligere.

Det vil også være en fordel å foreta grundigere undersøkelser av de nordøstlige delene av Sentralbassenget, for å få bedre dekning for ideene om et sekundært, nordøstlig kildeområde for Hollendardalenformasjonen.

8 REFERANSELISTE

- Allen, J. R. L.** (1968) Current ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion. North-Holland Pub. Co., Amsterdam, s.433.
- Arnott R.W.C. og Dumas S.** (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073-1076.
- Atkinson, D. J.** (1960) Tertiary rocks of Spitsbergen. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol.*, **47**, s. 302-323. I: Erratic clasts in the Lower Tertiary deposits of Svalbard – evidence of transport by winter ice. *Norsk Polarinst. Årbok 1976*, 151–165.
- Baas, J.H.** (2000) EZ-ROSE: a computer program for equal-area circular histograms and Statistical analysis of two-dimensional vectorial data. *Computer og Geoscience*, **26**, 153-166.
- Bhattacharya, J.P.** (2006) Deltas. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, **84**, 237-292.
- Birkenmajer, K., Narebski, W.,** (1963) Dolerite drift blocks in marine Tertiary of Sørkapp Land and some remarks on the geology of the eastern part of this area. *Norsk Polarinst. Årbok 1962*, 63–79.
- Bruhn, R. og Steel, R.** (2003) High resolution sequence stratigraphy of a clastic foredeep succession (Paleocene, Spitsbergen): an example of peripheral-bulge-controlled depositional architecture. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 745–755.
- Catuneanu, O.** (2006) Principles of sequence stratigraphy: Elsevier Science Ltd.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C.** (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92**, 1-33.
- Clifton, H.E.** (2006). A Reexamination of Facies Models for Clastic Shorelines. Special Publication, **84**, 293-337.
- Coe, A.L. (Ed.).** (2005) The Sedimentary Record of Sea-level Change. The Open University. 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, s. 287.
- Collinson, J. D.** (1996) Alluvial Sediments. I: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Ed. H. G. Reading), 3. edn., Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- Collinson, J., Mountney N og Thompson D.** (2006) Sedimentary structures. Terra Publishing (3 ed.), 7-162.
- Dalland, A.** (1977) Erratic clasts in the Lower Tertiary deposits of Svalbard – evidence of transport by winter ice. *Norsk Polarinst. Årbok 1976*, 151–165.
- Dalland, A.** (1979) Structural geology and petroleum potential of Nordenskiöld Land, Svalbard. *Norsk Petroleumsforening, Norwegian Sea Symposium*, 1-20.
- Dallmann, W.K. (Ed.)** (1999). Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard. Upper Paleozoic to Quaternary bedrock. Review and recommendations for nomenclature use. Tromsø: Committee on Stratigraphy of Svalbard/ Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, s. 320.

- Dallmann W.K. Kjærnet T. og Nøttvedt A.** (2001) Geoloical map of Svalbard 1:100,000: sheet C9G Adventdalen, Tromsø, 4-56.
- Dalrymple, R.W. og Choi,K.** (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic frame work for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*. **81**, 135–174.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R.** (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1130–1146.
- Dickinson W.R. og Yerborough H.** (1977) Plate Tectonic and hydrocarbon accumulation: AAPG Continuing Education Course Note Series 1, s. 62. I: Helland-Hansen, W. (1990). Sedimentation in Paleogene Foreland Basin, Spitsbergen. *AAPG Bulletin*, **74**, 260-272.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. og Southard J.B.** (2004) Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 501–513.
- Dypvik H., Lars Riberb, Florin Burcac, Denise Rüttherd, David Jargvolla, Jenö Nagya og Malte Jochmanne** (2010) The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in Svalbard - clay mineral and geochemical signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **302**, 156-169.
- Eldholm, O. og Talwani, M.** (1977) Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea: *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1015-1029.
- Galloway, William E.** (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard, M.L. (ed.), *Deltas: Models for Exploration*. Houston, TX: Houston Geological Society, 87–96.
- Helland-Hansen, W.** (1990). Sedimentation in Paleogene Foreland Basin, Spitsbergen. *AAPG Bulletin*, **74**, 260-272.
- Helland-Hansen, W. og Gjelberg, J.G.** (1994) Conceptual basis variability in sequence Stratigraphy: a different perspective: *Sedimentary Geology*, **92**, 31-52.
- Helland-Hansen, W. og Martinesn, O.J.** (1996) Shoreline Trajectories and Sequences: Description of Variable Depositional-Dip Scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 670-688.
- Helland-Hansen, W.** (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy: *Earth-Science Reviews*, **94**, 95–97.
- Harland, W. B.** (1965) The tectonic evolution of the Arctic-North Atlantic Region: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **258**, 59-75
- Harland, W.B.** (1969) Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region. In *North Atlantic – geology and continental drift*. AAPG Mem. **12**, (Ed. M. Kay) 817-851.
- Harland, W. B. Cutbill, J.L., Friend, P.F., Gobbett, D.J., Holliday, D.W, Maton, P.I., Parker, J.R. og Willis, R.H** (1974) The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* **161**, 1-72.
- Harland, W. B., Picktom, C. A. G. og Wright, N. J. R.** (1976) Some coal-bearing strata in Svalbard. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* **164**, 7-28.
- Harland, W.B.** (1997) The geology of Svalbard. *Geological Society, London, Memoir*, **17**, s. 521.

- Harris, P.T., Hughes, M.G, Baker, E.K., Dalrymple, R.W., Keene, J.B.,** (2004) Sediment transport in distributary channels and its export to the pro-deltaic environment in a tidally dominated delta: Fly River, Papua New Guinea. *Continental shelf Research*, **24**, 2431-2454
- Jaeger J. M. og C. A. Nittroucr** (1995) Tidal controls on the formation of fine-scale sedimentary strata near the Amazon River mouth. *Marine Geology*, **125**, 259-281.
- Johnsen, S. O., Mørk, A., Dypvik, H., Nagy. J.** (2001) Outline of the Geology of Svalbard - Short geological review and guidebook, NTNU, Trondheim. 1-11.
- Kellogg, H. E.** (1975). Tertiary Stratigraphy and Tectonism in Svalbard and Continental Drift. *AAPG Bulletin*, **59**, 465-485.
- Kleinhans M.G., S. Passchier og T. van Dijk** (2004) The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Sea in mixed flows. *Marine Sandwave and River Dune Dynamics*, Enschede, the Netherlands. 142-151.
- Major, H.,** (1964) Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet C9G Adventdalen. Oslo: Norsk Polarinstitut Skrifter.
- Major, H., og Nagy, J.** (1972). Geology of Adventdalen map area (with 1: 100 000 geological sheet C9G). *Norsk Polarinstitut Skrifter* **138**, 1-58.
- Manum, S. B. og Throndsen, T.** (1978) Rank of coal and dispersed organic matter and its geological bearing on the Spitsbergen Tertiary: *Norsk Polarinstitut Årbok*. **177**, 159-177.
- McCabe, P. J.,** (1984) Depositional models of coal and coal-bearing strata, in Rahmani, R. A., and Flores, R. M., eds., *Sedimentology of coal and coalbearing sequences: International Association of Sedimentologists Special Publication*, **7**, 13-42.
- Meloche, D.** (2010) Challenge the Paradigm Part 2: Submarine Gravel Deposits in the WCSB – Wave Ravinement Lags or current transition carpets, 1-8.
- Middleton, G. V.** (1978) Facies. I: R. W. Fairbridge og J. Bourgeois (Eds.), *Encyclopedia of Sedimentology*, Stroudsburg, Pennsylvania 323-325.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., John K.S., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J, Frank M., Kubik P., Jokat W. og Kristoffersen Y.** (2006) The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature* **441**, 601-605.
- Mount J.** (1982) Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews mountain member, Campito formation (lower Cambrian), White-Inyo Mountains, Eastern California *Journal of Sedimentary Research*, **52**, 941-958.
- Myrow, P.M., og Southard, J.b.,** (1996) Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*. **66**, s. 875.
- Nathorst, A. G.** (1910) Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. *Bulletin Geologiska Institutionen Univeritetet i Uppsala*, **10** (1910-1911), s. 261-416. I: Dallmann, W.K. (Ed.). (1999). *Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard*. Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, s. 320. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Paleozoic to Quaternary Bedrock. Tromsø.

- Nemec W.** (1996) Principles of lithostratigraphic logging and facies analysis. Undervisningskompendium fra Universitetet i Bergen, 1-28.
- Nordenskiöld, A.** (1863) Geografisk ockgeognostisk beskrifning öfver nordöstra delarna av Spetsbergen och Hinlopen Strait. K Sven. Vetensk. Akad. Handl. **4**, 25.
I: Dallmann, W.K. (Ed.). (1999). Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard. Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, 320pp. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Paleozoic to Quaternary Bedrock. Tromsø.
- Livšic, J.J.**, (1965) Paleogene deposits of Nordenskiöld Land, Vestspitsbergen. I: Sokolov, V.N. (Ed.), Materialy po geologii Shpitsbergena. Leningrad (Engl. translation: Boston Spa, Yorkshire, England, Natl. Lending Library. Sci. Tech., 1970, 193–215.
- Livšic, J.J.** (1967) Tertiary deposits in the western part of the Archipelago of Svalbard. In Sokolov, V.N. (ed). Materialy po stratigrafii Špicbergena. Leningrad: NIIGA, 185-204.
- Livšic, J.J.**, (1974) Paleogene deposits and the platform structure of Svalbard. Norsk Polarinstitutt Skrifter, **159**, s. 50.
- Ljutkevic, E.M.** (1937) Geologiceskij ocerk i problem uglunosnosti gory Piramidy ostrova Spicbergena. (Geological survey and problems of the coal fields of mount Pyramiden, Spitsbergen.) Trudy Arktieskogo Instituta Leningrad **76**, 25-38. I: Dallmann, W.K. (Ed.). (1999). Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard. Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, s. 320. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Paleozoic to Quaternary Bedrock. Tromsø,
- Orton, G.J., Reading, H.G.**, (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology **40**, 475–512.
- Orvin, A.** (1940) Outline of the geological history of Spitsbergen. Skrifter om Svalbard og Ishavet, **78**, s. (reprint 1969; 1961-1957).
- Reading, H. G., og Collinson, J. D.** (1996) Clastic Coasts. I H. G. Reading (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Third Edition ed., s. 154-231). Oxford: Blackwell Science.
- Reineck, H. E., og Singh, I. B.** (1980) Depositional Sedimentary Environments. Berlin: Springer-Verlag. s. 549.
- Robinson, A.H.W.**, (1960) Ebb-flood channel systems in sandy bays and estuaries. Geography **45**, 183–199. I: Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic frame work for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews, **81**, 135–174.
- Schumm, S.A.** (1972) Fluvial paleochannels. I: Rigby, J.K., and Hambin, W.K., eds., Recognition of an Ancient Sedimentary Environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **16**. 98-107.
- Simone Dumas og R.W.C. Arnott** (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification— The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate, **34** , s. 1073-1076
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Sinninghe Damsté, J.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichert, G.J., Stein, R., Matthiessen, J., Lourens, L.J., Pedentchouk, N., Backman, J., Moran, K.**, (2006) Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature **441**, 610–613.

- Spielhagen R.F., Tripathi A.** (2009) Evidence from Svalbard for near-freezing temperatures and climate oscillations in the Arctic during the Paleocene and Eocene : Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **278**, s. 48–56.
- Stow, D. A. V., Reading, H. G., og Collinson, J. D.** (1996) Deep Seas. In H. G. Reading (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Third ed., 395-453). Oxford: Blackwell Sciences.
- Steel, R.J., Dalland, A., Kalgraff, K., og Larsen, V.** (1981) The central Tertiary basin of Spitsbergen - sedimentary developments of sheared-margin basin. Geology of the North Atlantic Borderland, **7**, 647-664.
- Steel, R.J., og Worsley, D.** (1984) Svalbard's post-Caledonian strata – an atlas of sedimentational patterns and paleogeographic evolution. Norwegian Petroleum Society (Graham og Trotman) (Petroleum Geology of the North European Margin), 109-135.
- Steel, R., Gjelberg, J. G., Helland-Hansen, W., Kleinspehn, K., Nøttvedt, A., og Rye-Larsen, M.** (1985) The Tertiary strike-slip basin and orogenic belt of Spitsbergen. SEPM Special Publication, **37**.
- Sætre, Christian** (2011) Development of Hollendardalen Formation (Svalbard); with emphasis on sedimentological and petrographical analysis. Universitetet i Oslo, Oslo.
- Van Andel og Curray, J. R.,** (1960) Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico and similar basins: Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico. Spec. Publ. Am. Ass. Petrol. Geol., s. 221-266.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., And Rahmanian, V.D.** (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, s. 55. I: Stanley, Steven M. (1999). Earth System History. New York: W.H. Freeman and Company. 1-287
- Visser, M.** (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform ' deposits: a preliminary note. Geology, **8**(11), 543.
- Walker, R. G.** (2006) Facies Models Revisited: Introduction. I: Posamentier H. W. og Walker R. G. (Eds.), Facies Models Revisited. Tulsa, Oklahoma, USA: Society for Sedimentary Geology. s. 276
- Walker R. G. og James N. P.** (1992): Facies Models: Response to Sea Level Change, Ontario, 454.
- Walther, J.** (1894) Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft: Jena, Verlag von Gustav Fischer, 3 vols., 1055 s. I: Stanley, Steven M. (1999). Earth System History. New York: W.H. Freeman and Company. s. 1-287
- Worsley, D., Aga, O.J. (ed.)** (1986) The Geological History of Svalbard. Evolution of an arctic archipelago. Statoil. s. 120.

INTERNETREFERANSER

- IBCAO (2008)** IBCAO Google Earth Objects, 5.12.2011, http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/kmz/IBCAO_ver2_23_Letter.pdf
- Store norske leksikon (2011)** Spitsbergen, 13.3.2011, <http://www.snl.no/Spitsbergen>
- Norsk Polarinstitutt (2011)** TopoSvalbard, 15.5.2011. <http://toposvalbard.npolar.no/index.html>

9 VEDLEGG

VEDLEGG 1: Feltlogger + BH-0906 med faciesinndeling

VEDLEGG 2: Kjernelogger med formasjonsinndeling






























VEDLEGG 3: Arne Dallands upubliserte data

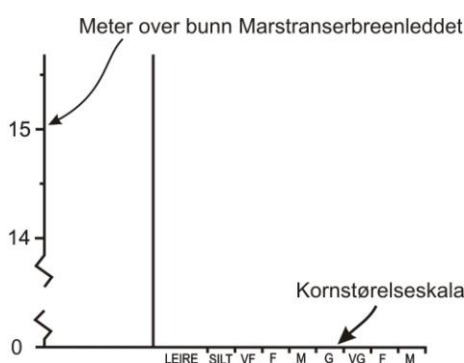
VEDLEGG 4: Loggepapir med trykt kornstørrelsesdiagram

VEDLEGG 5: Paleostrømmålinger

VEDLEGG 1

Strukturer

	Svak parallell lagdeling		Flaserbedding		Klaster
	Parallell lagdeling		Småskala 2D rifler		Oppoverfining
	Undulerende lagdeling		Bidireksjonale småskala 3D rifler		Plante fragmenter
	Tangentielle kryssjikt		Unidireksjonale småskala 3D rifler		Plante materiale
	Tabular kryssjikt		Udefinerbare rifler		Rotstrukturer
	Traukryssjikt		Slam draperinger	Litologi	
	Lavvinklet traukryssjikt		Bioturbasjon		Sandstein
	Lavvinklet kryssjikt		Leirklaster		Slamstein
	HCS		Kullfragmenter		Konglomerat
			Skjellfragmenter		
			Bløt deformasjon/vannutslippstruktur		
			Pyritt		



Loggene er presentert i vest til øst slik som i tabellen:

Lokalitetene fra vest til øst	UTM
Oppkuvbekken	488471 8667884
Vestalbekken	492850 8668073
Vesuv S.	495202 8665684
Russekollen	502408 8671326
Holmsenfjellet	502155 8662829
Istørnaelva N.	503741 8661442
Trodalen	505677 8665700
Tilbergfjellet V.	509830 8667316
Ringdalfjellet Ø.	510855 8664868
Bødalen Ø.	512707 866920

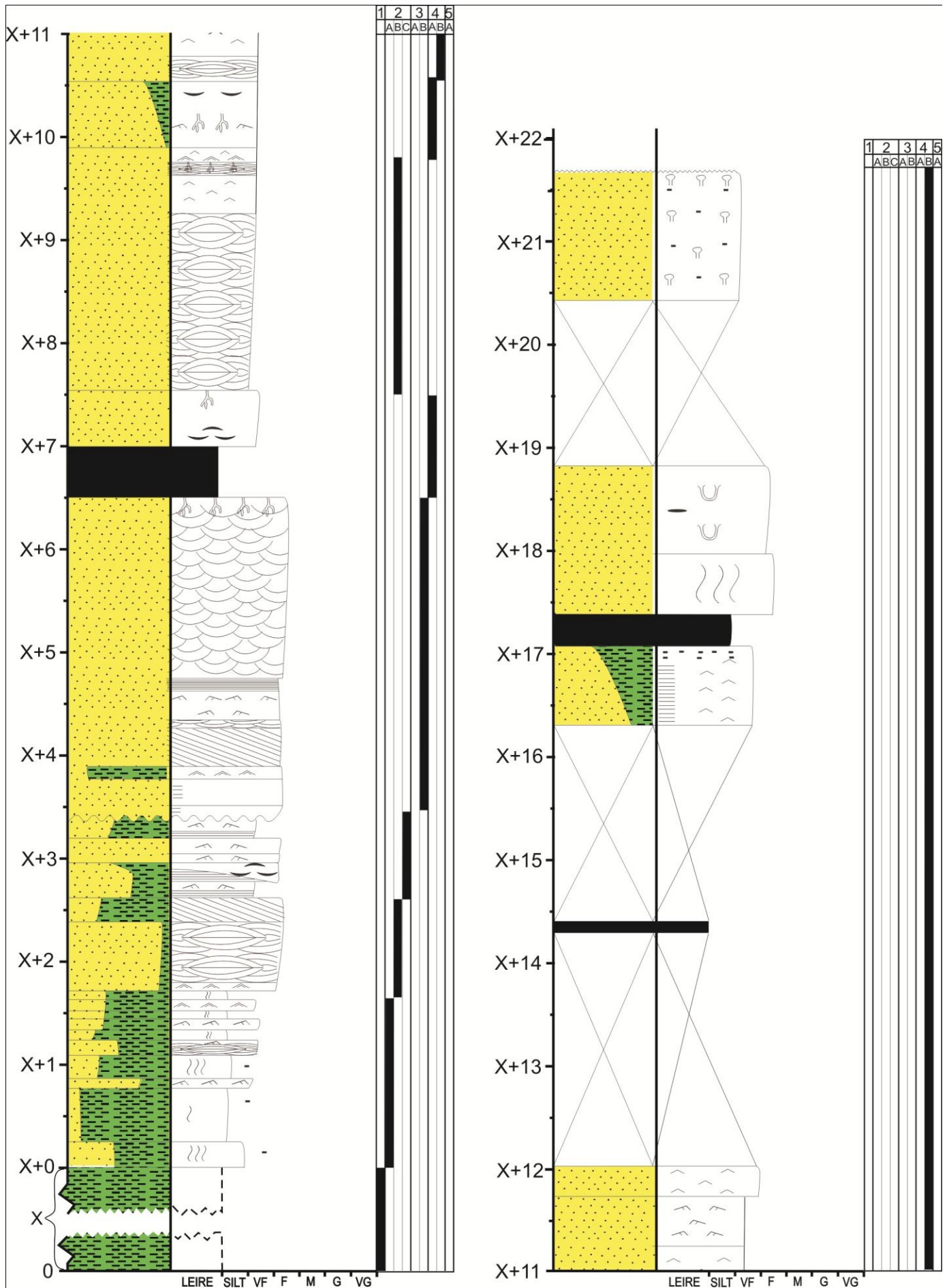
Lokalitetene fra vest til øst	UTM
Tufsbreen	516266 8662956
Bromdalsnosa	517559 866288
Gangdalen N.	520252 8665449
Gangdalen S.	520864 8663477
Tverrdalen	524987 8663646
Reindalen S.	525558 8661301
Reindalen N.	527152 8662730
Foxbreen	528744 8671227
BH 09-2006	52850 8667160

Skala: 1:50

Lokalitet: Oppkuvbekken

Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre

Digitalisert av: Christian Sætre



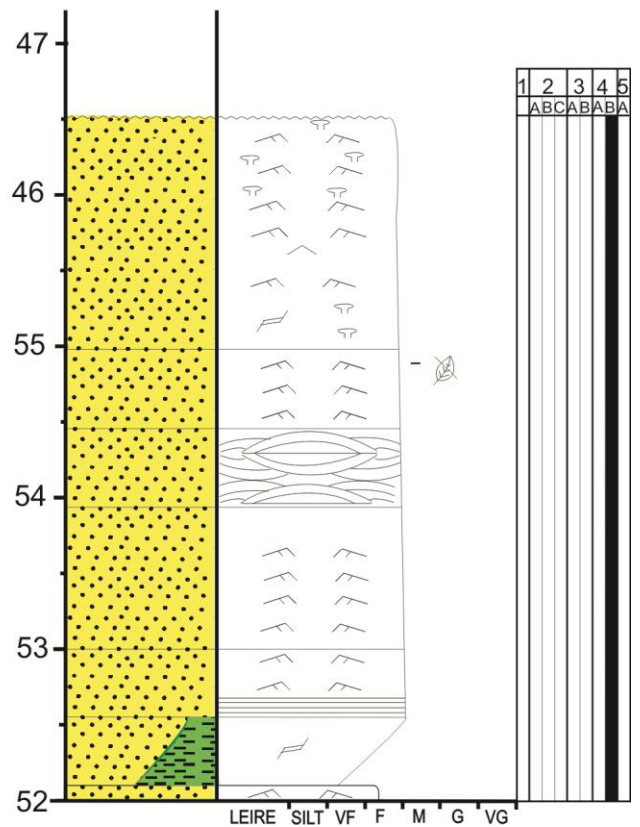
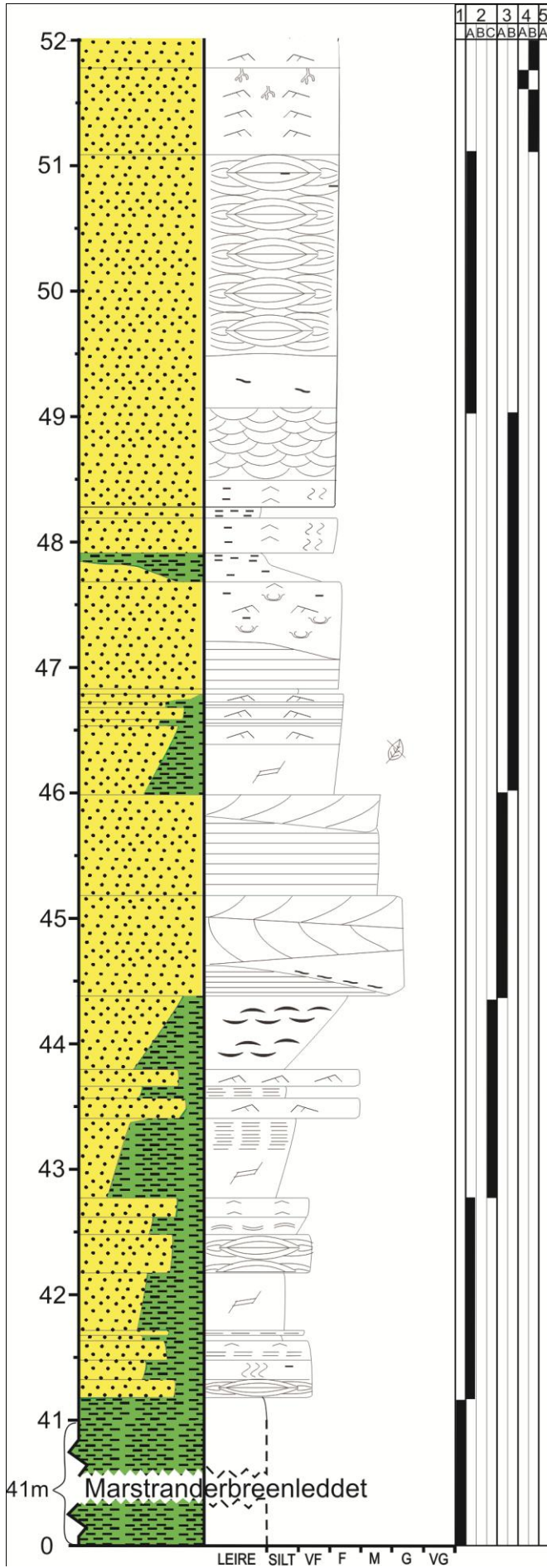
X=Ingen tykkelsesdata for Marstranderbreenleddet

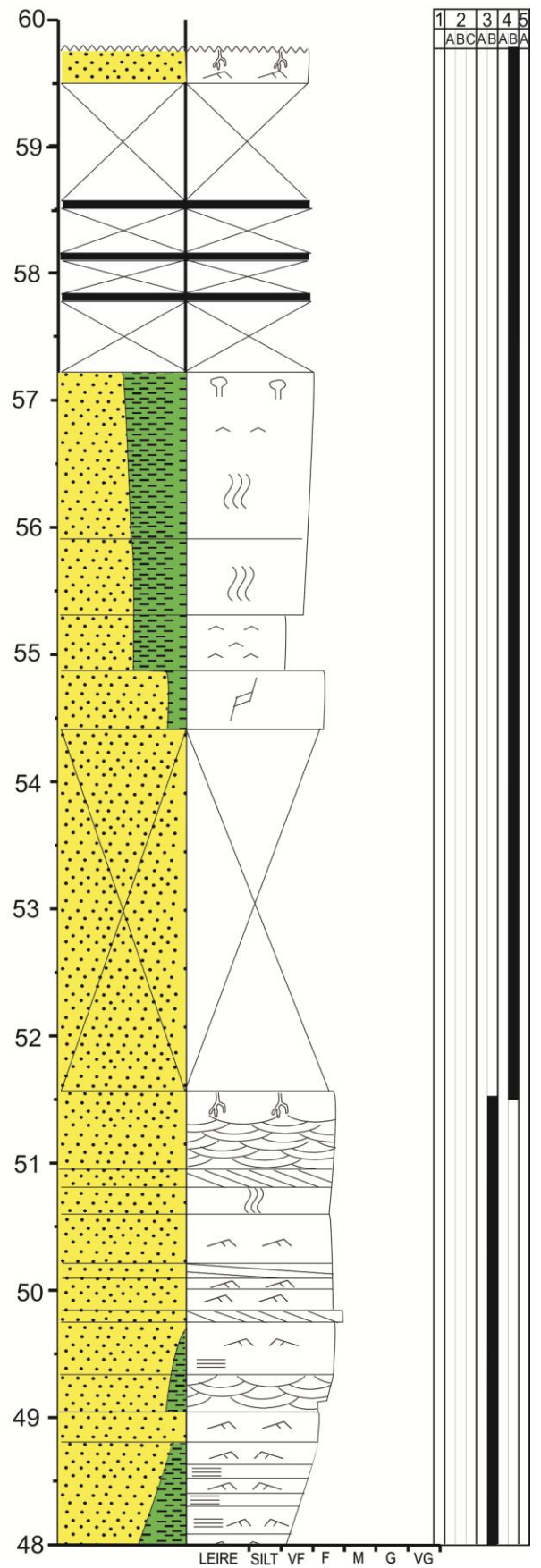
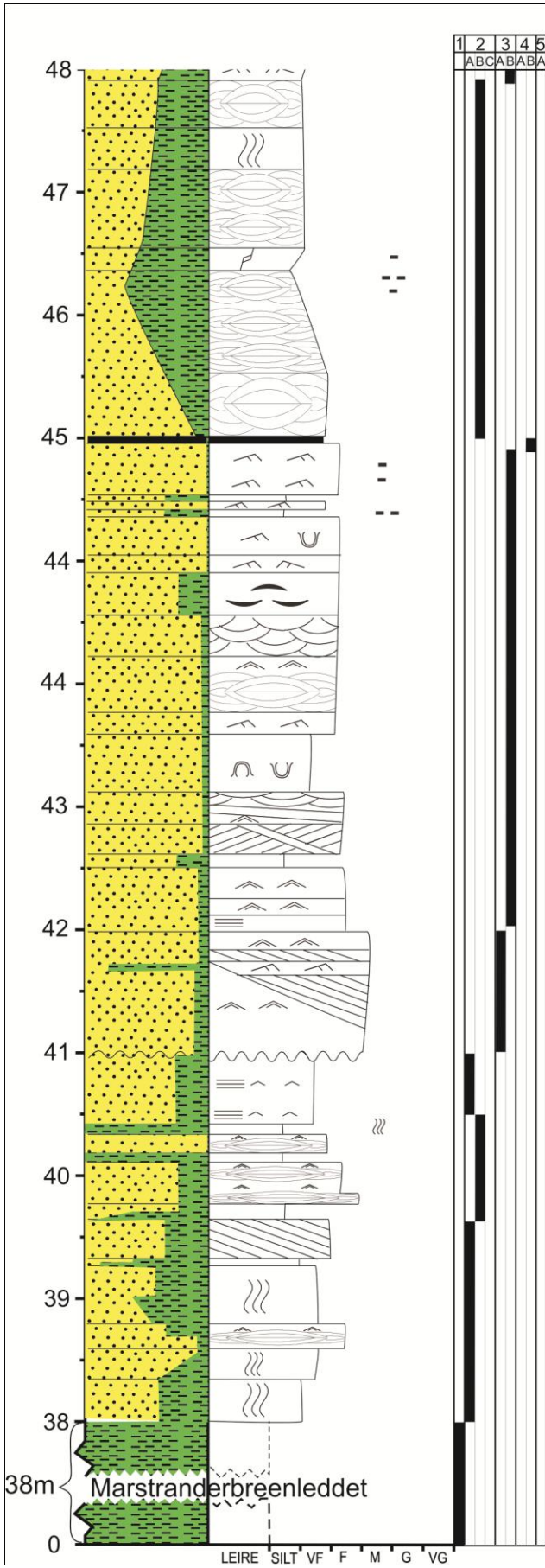
Skala: 1:50

Lokalitet: Vestalbekken

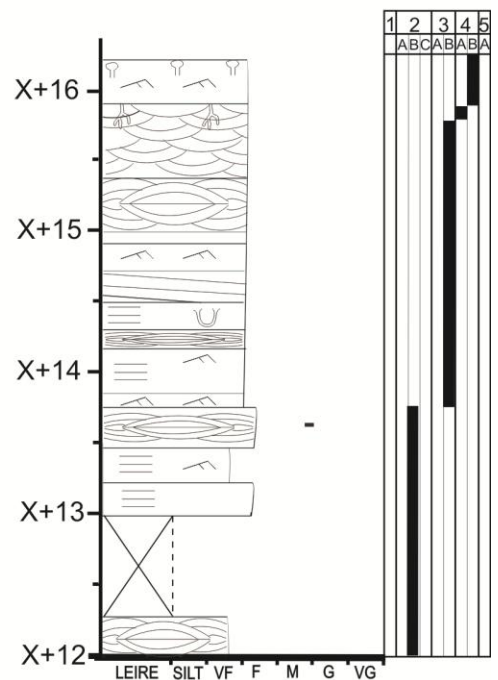
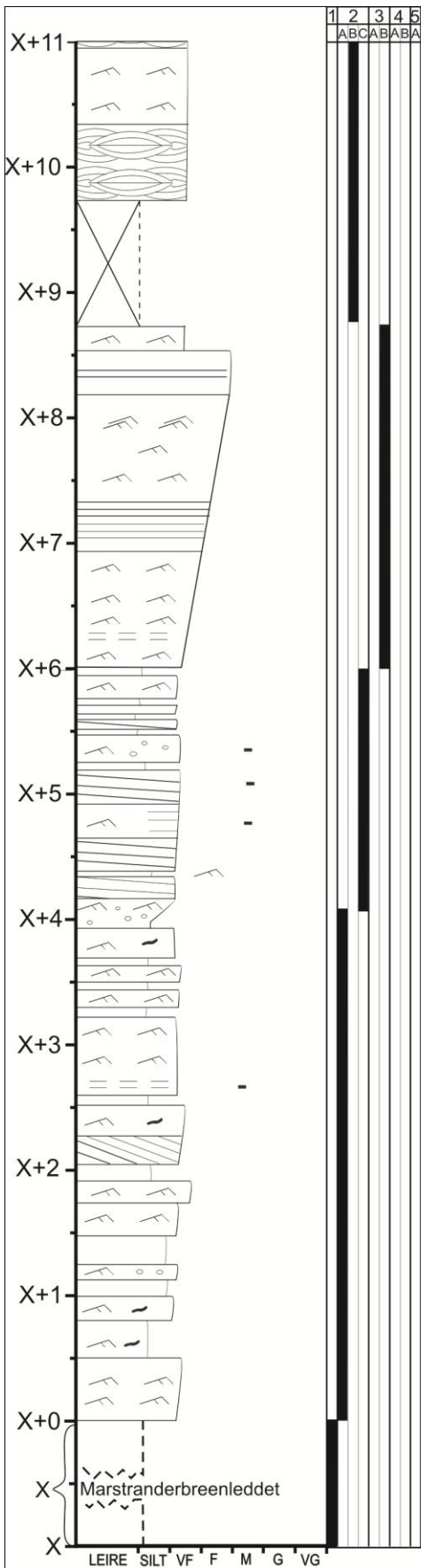
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre

Digitalisert av: Christian Sætre

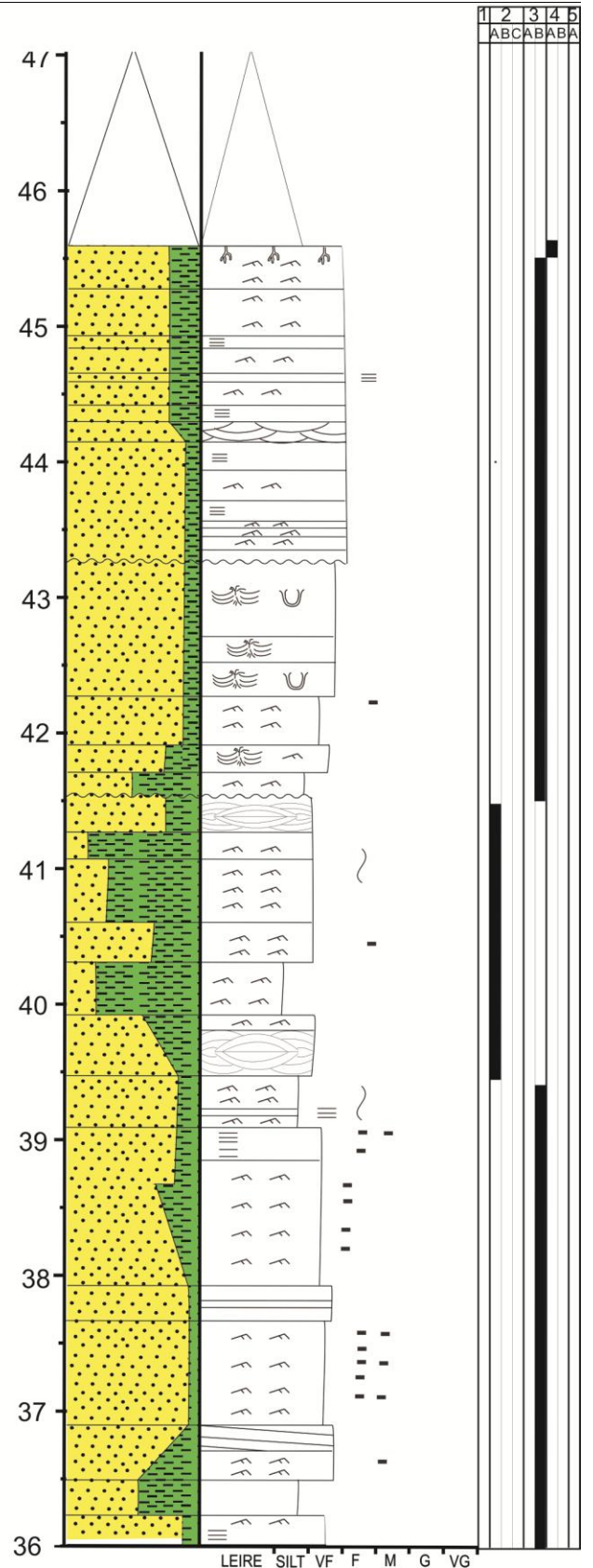
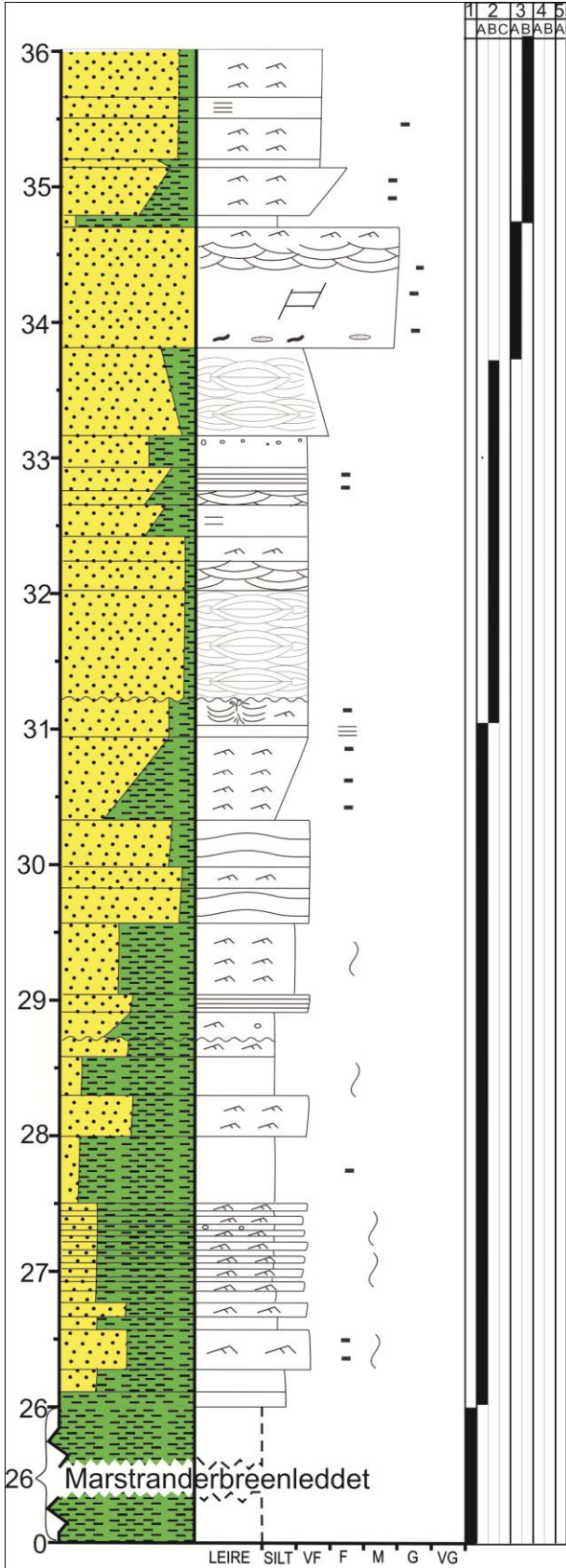




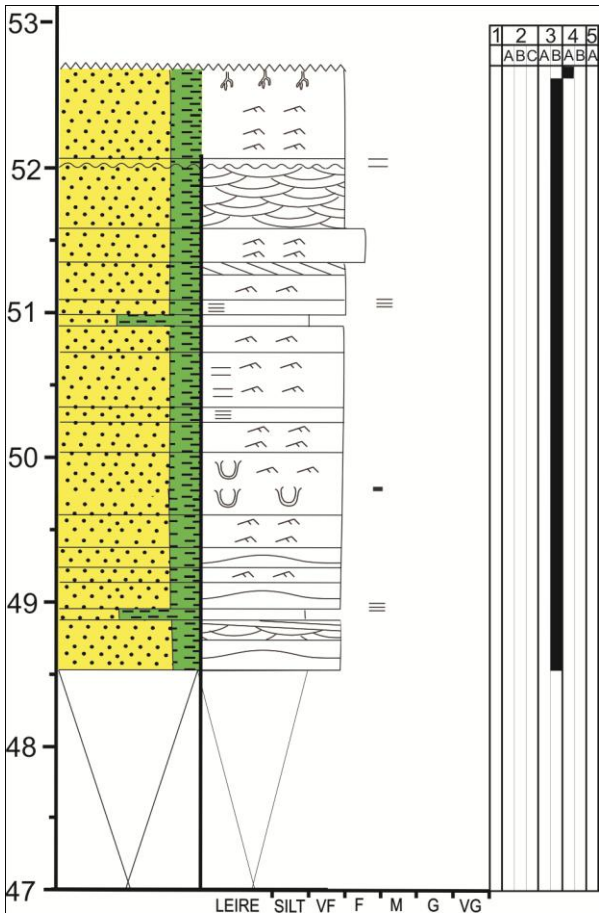
Skala: 1:50	Lokalitet: Russekollen
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

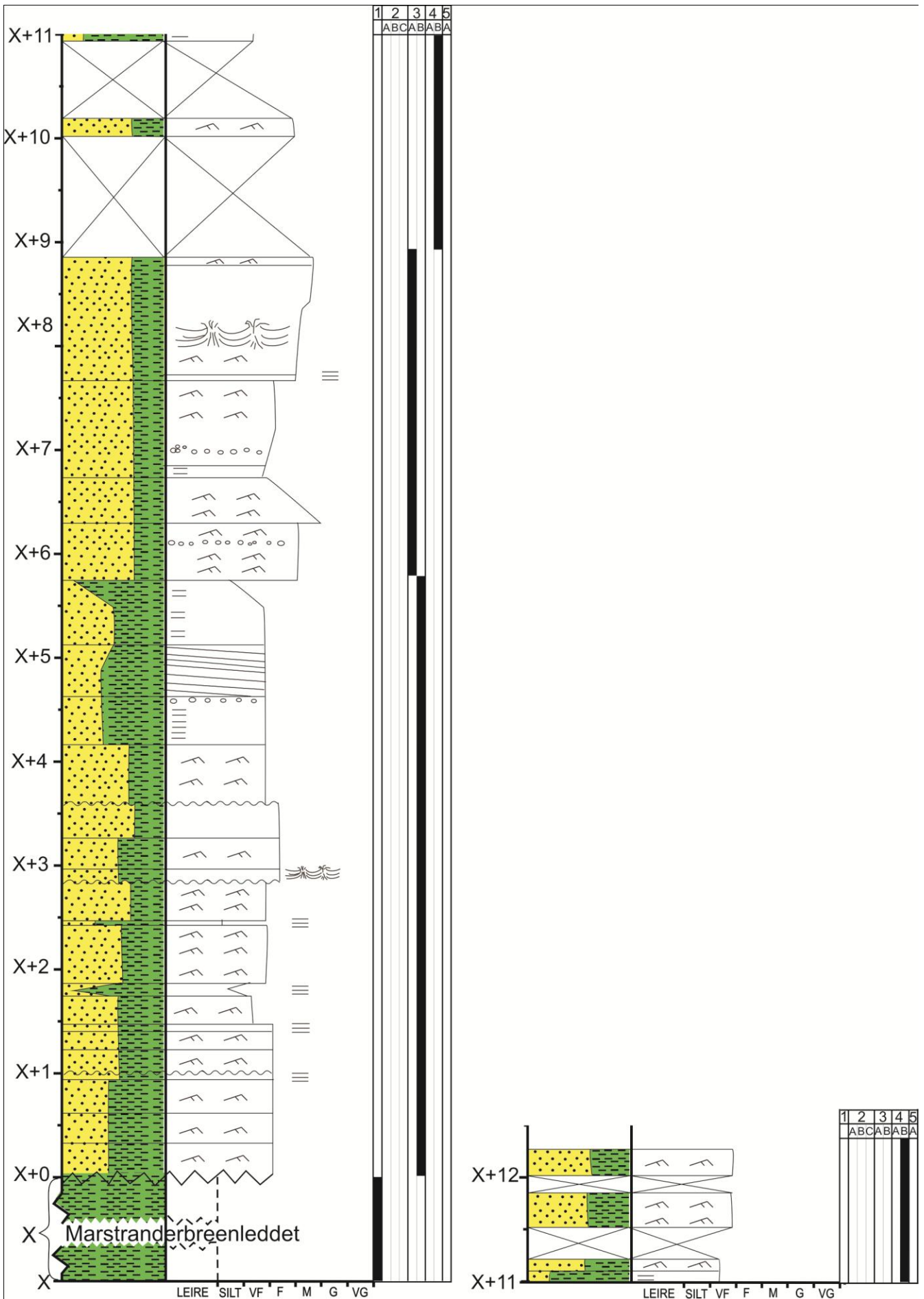


X= Ingen tykkelsesdata for Marstranderbreenleddet



Skala: 1:50	Lokalitet: Hollmsenfjellet 3/3
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre



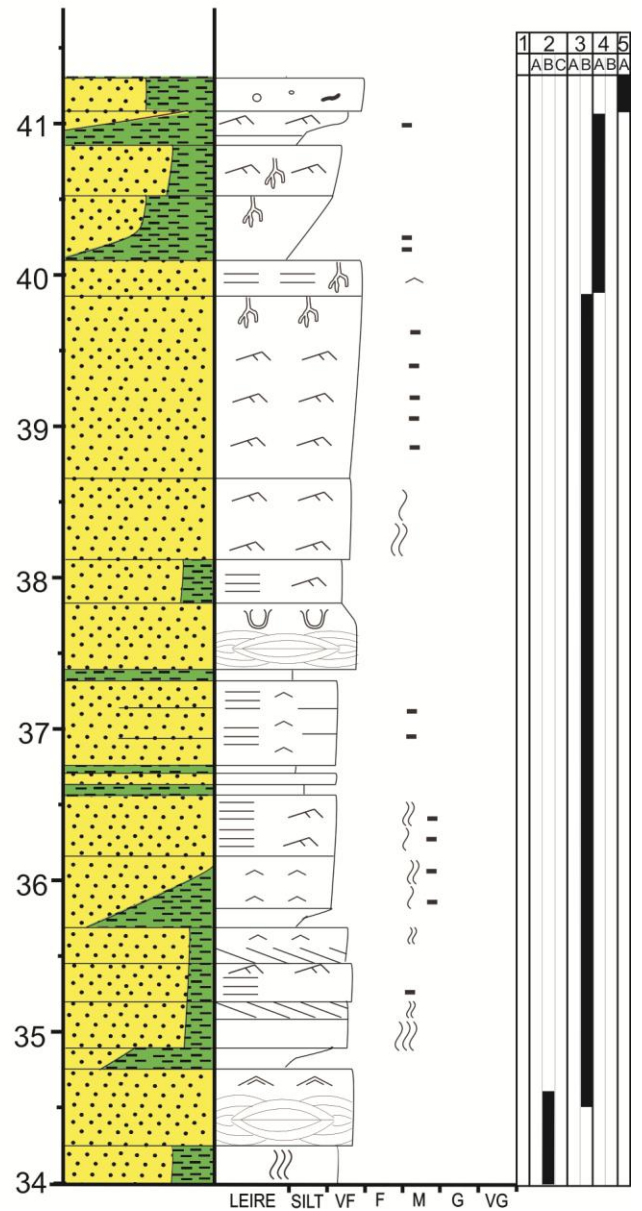
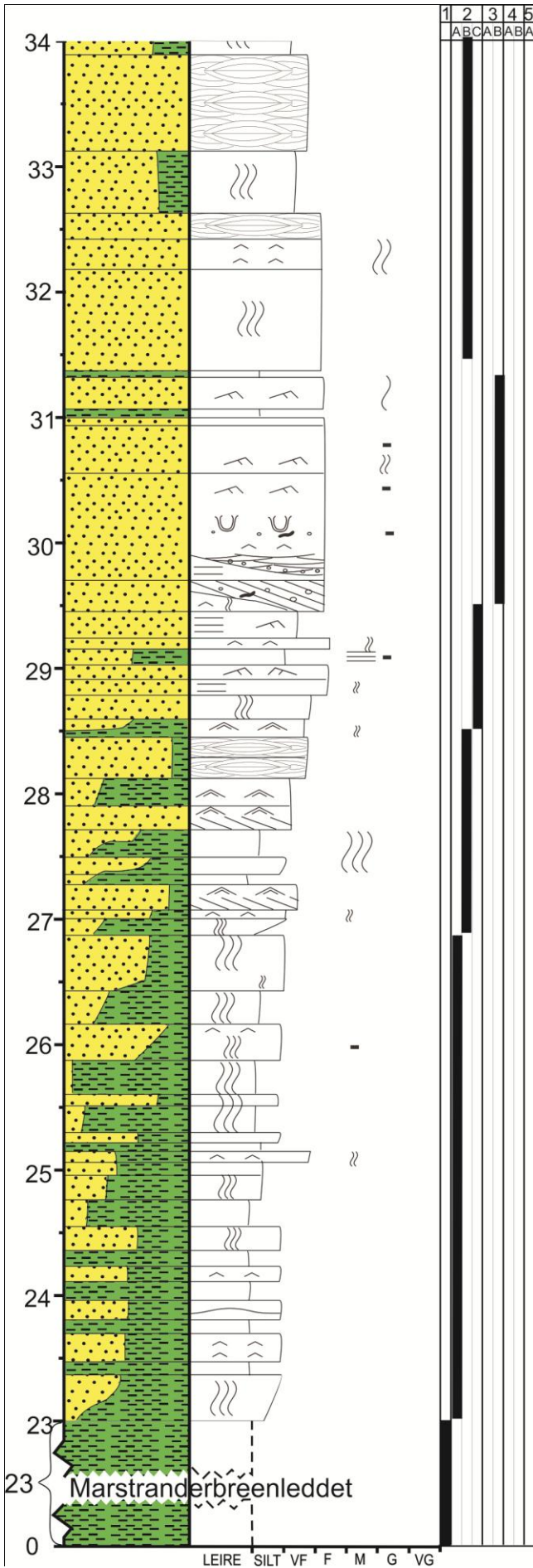


X
 Marstranderbreenleddet

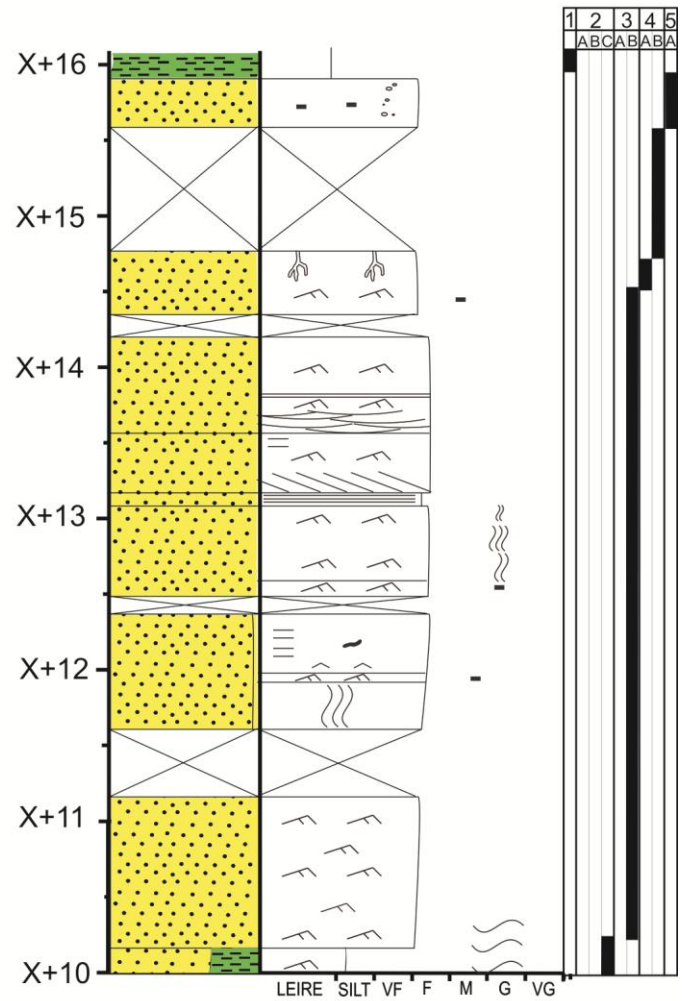
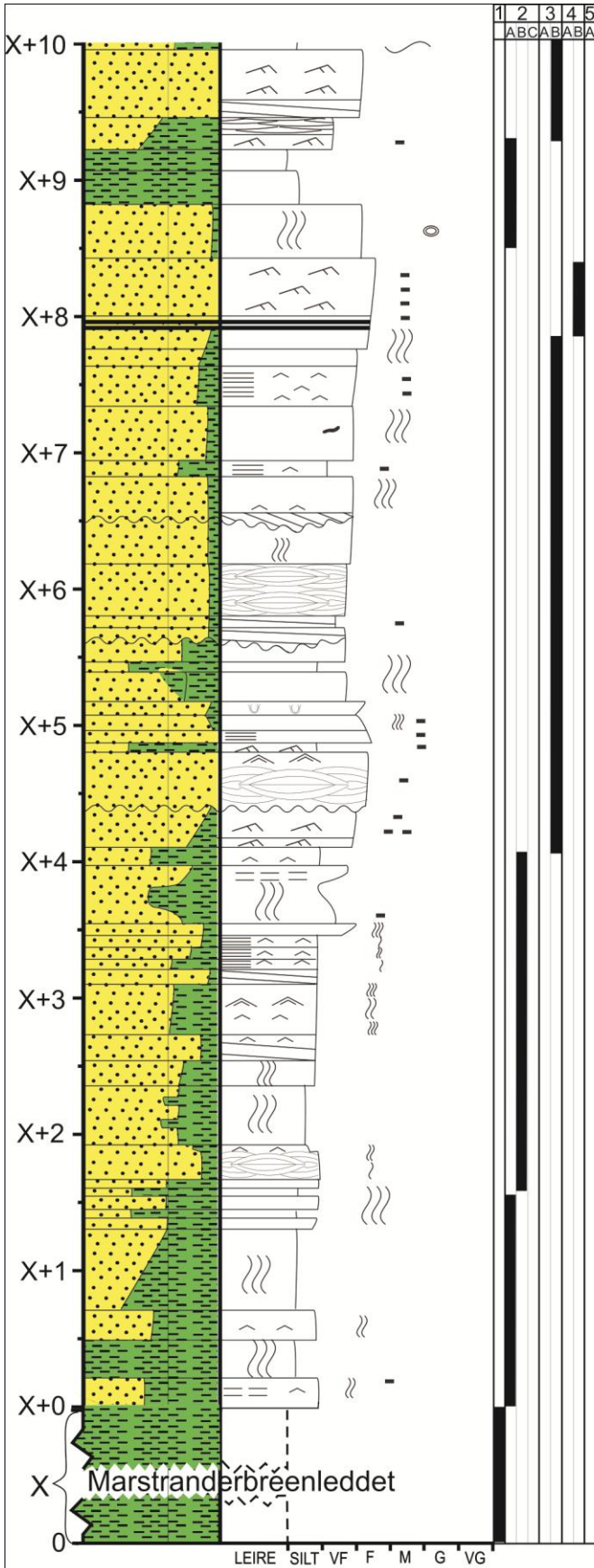
LEIRE SILT VF F M G VG

LEIRE SILT VF F M G VG

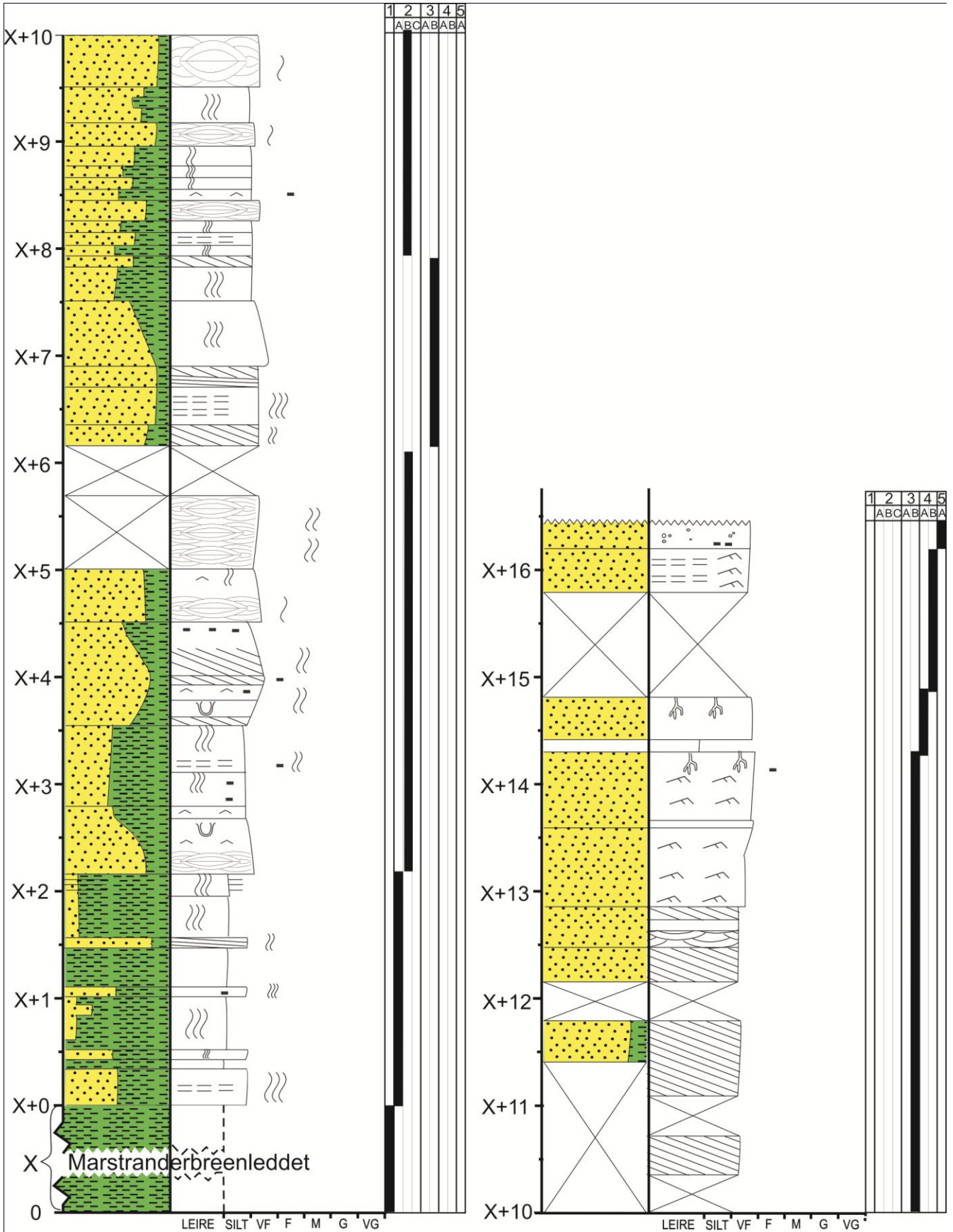
X = Ingen tykkelsesdata for Marstranderbreenleddet



Skala: 1:50	Lokalitet: Tilbergfjellet Vest
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

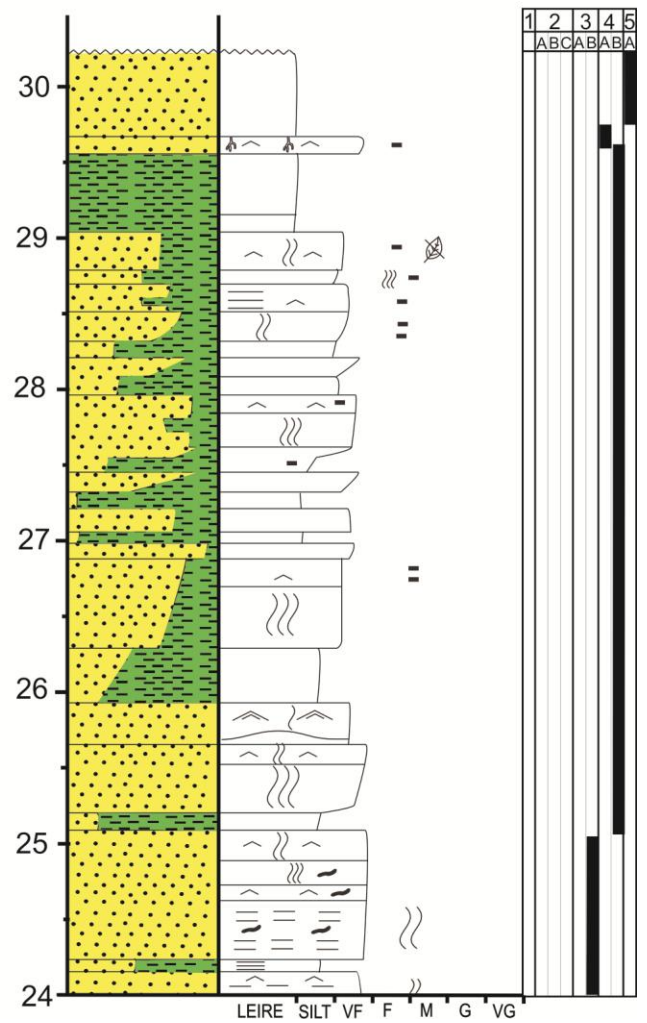
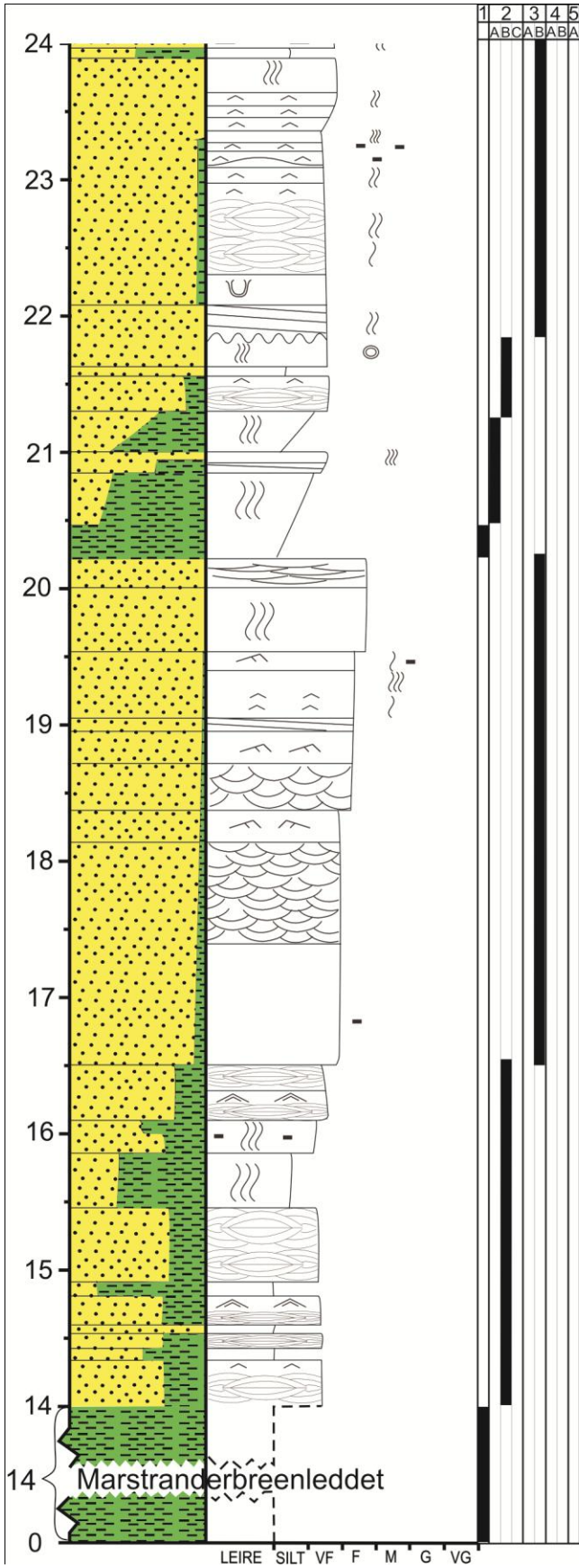


X = Ingen tykkelsesdata for Marstranderbreenleddet

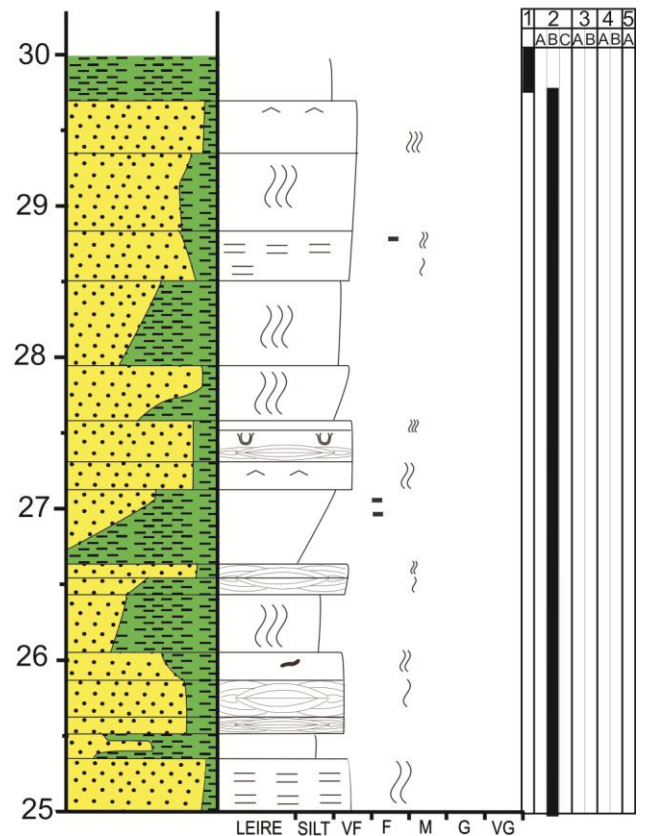
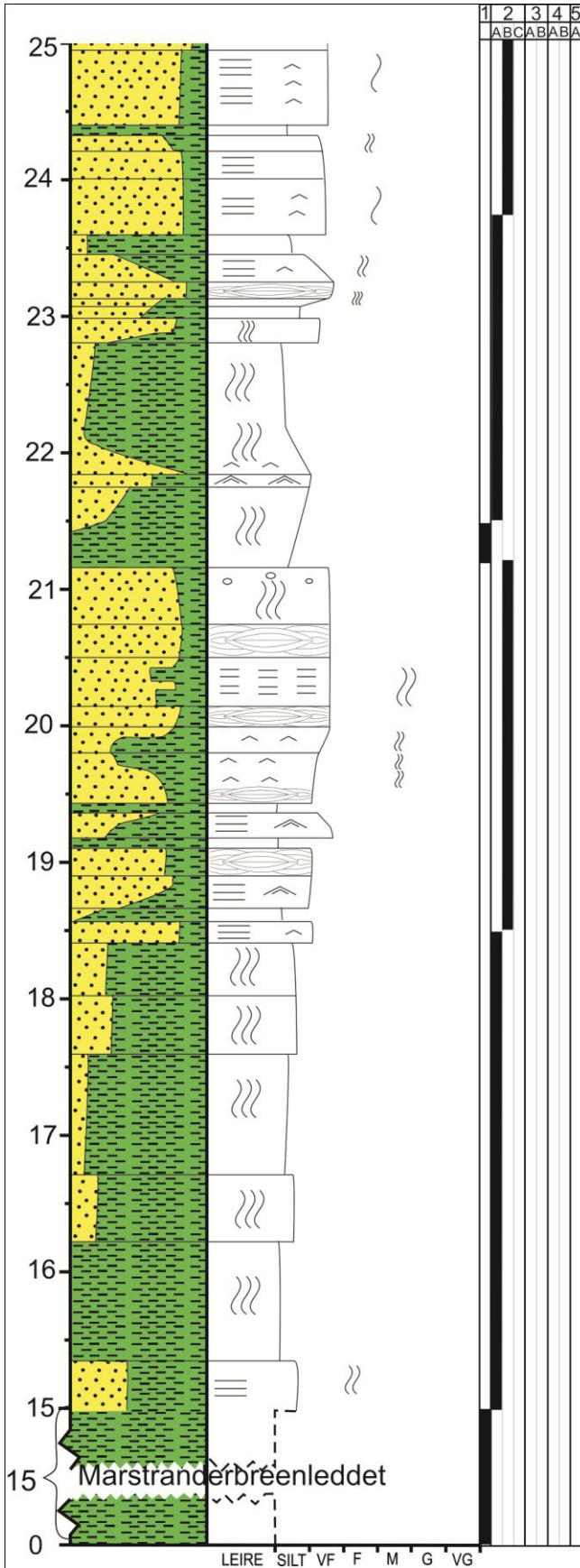


X = Ingen tykkelsesdata for Marstranderbreenleddet

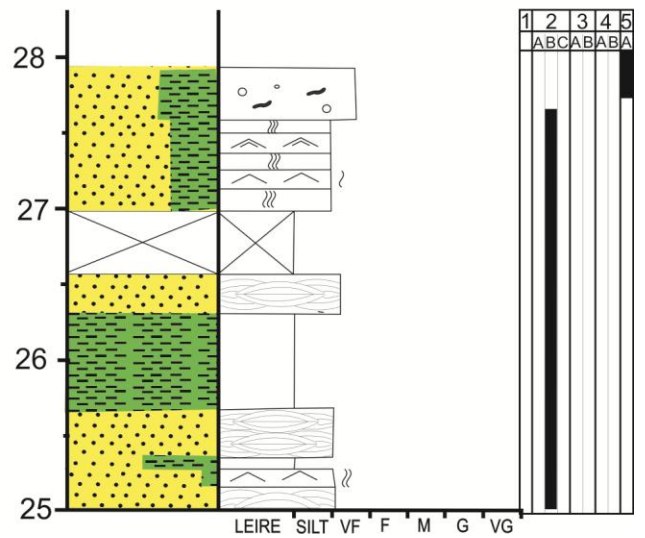
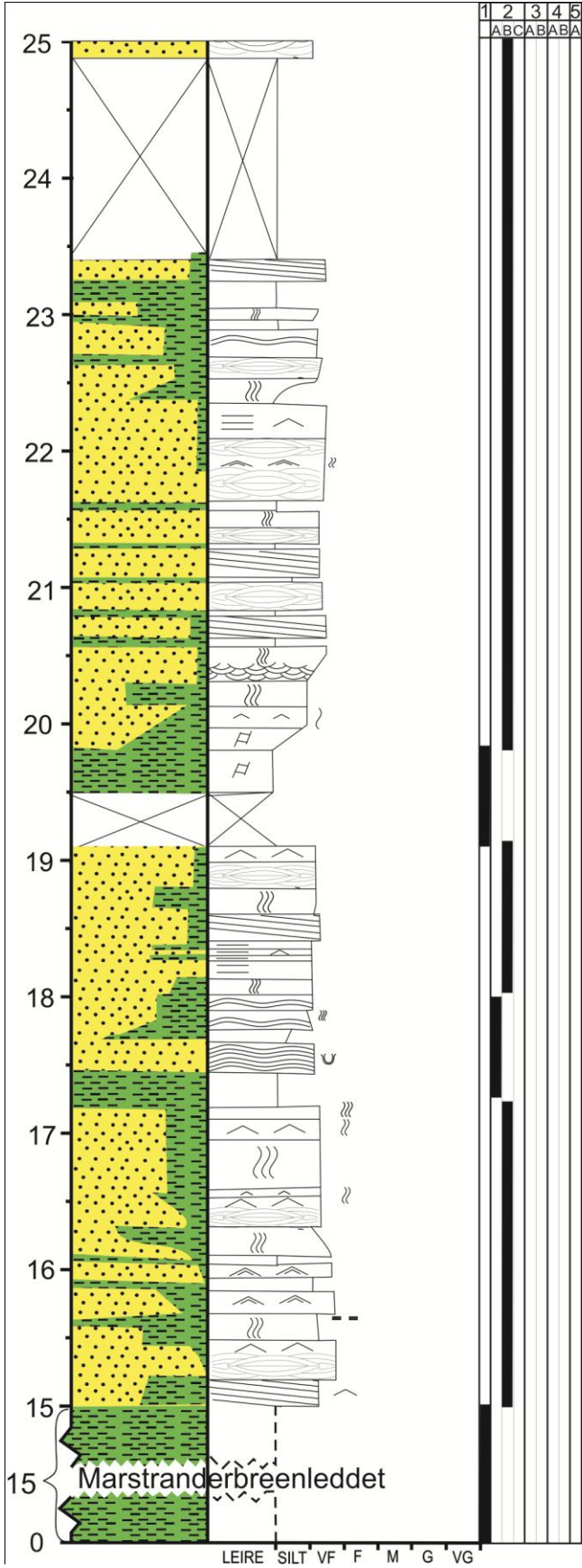
Skala: 1:50	Lokalitet: Bødalen Øst
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre



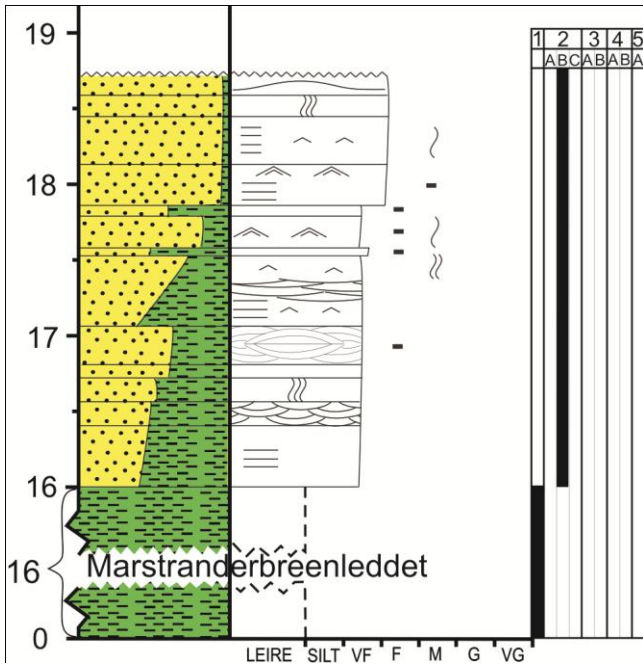
Skala: 1:50	Lokalitet: Tufsbreen
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

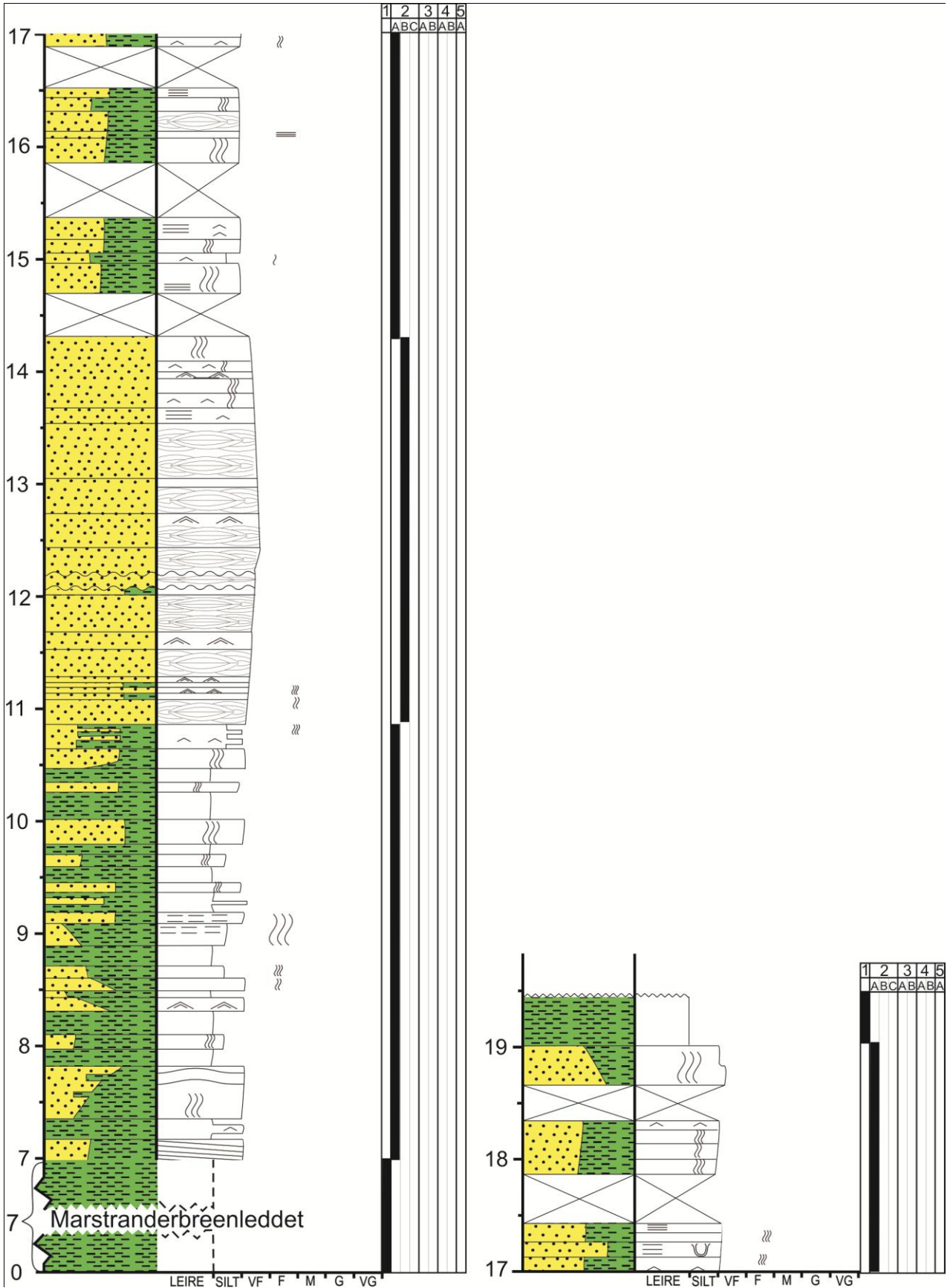


Skala: 1:50	Lokalitet: Bromdalsnosa
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

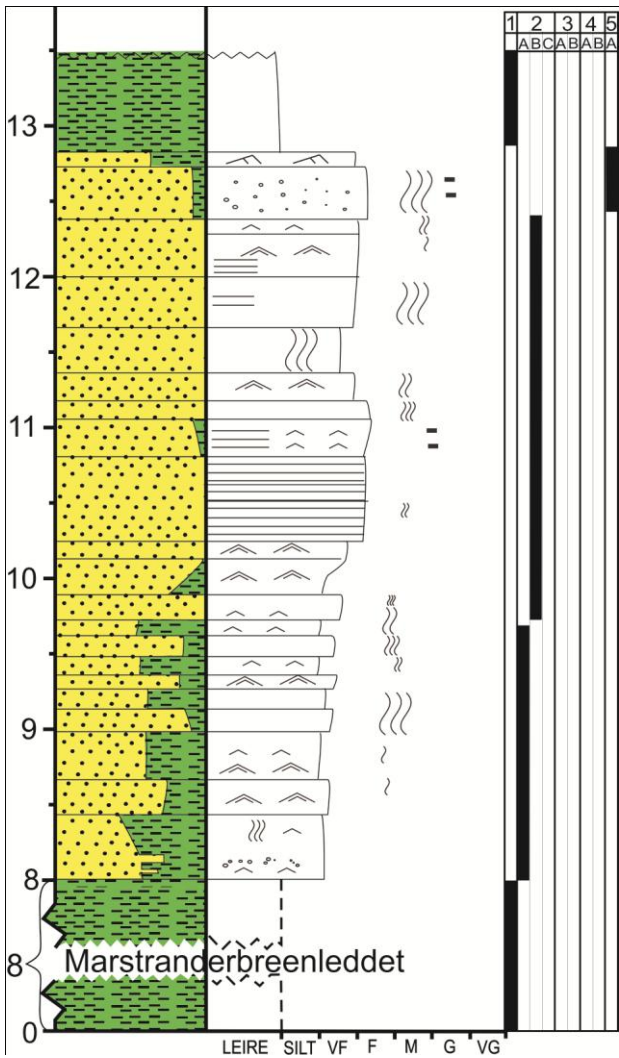


Skala: 1:50	Lokalitet: Gangdalen Nord
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

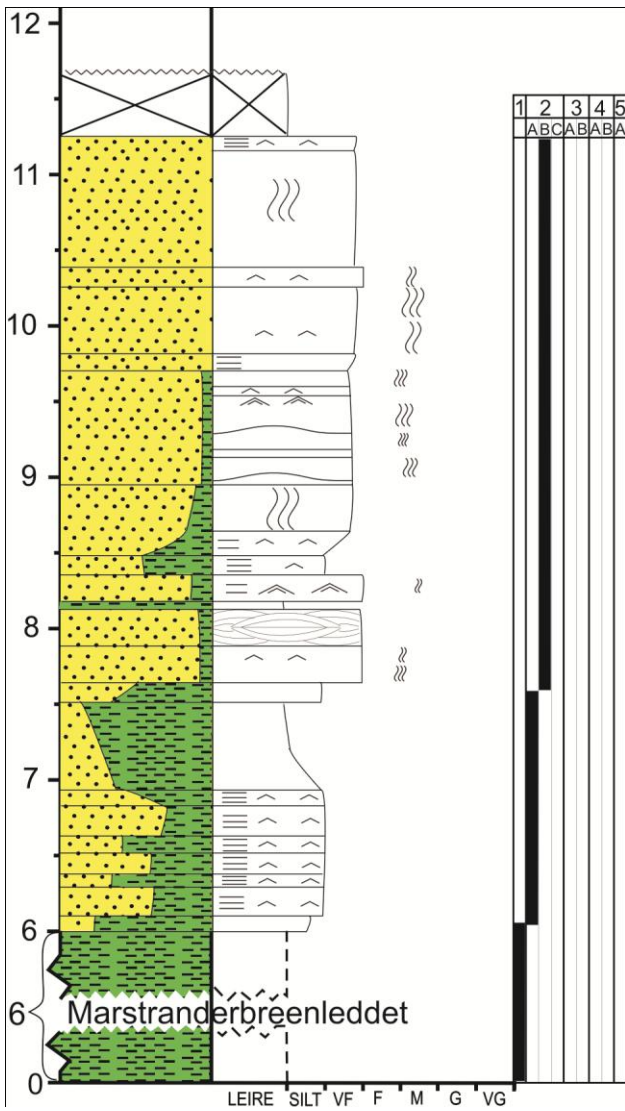




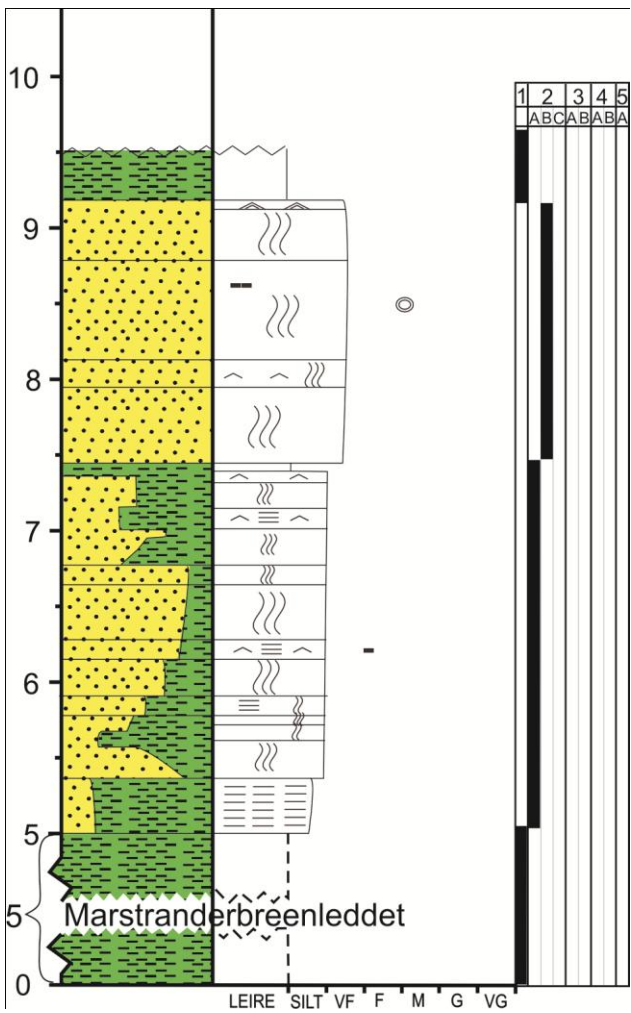
Skala: 1:50	Lokalitet: Tverrdalen
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

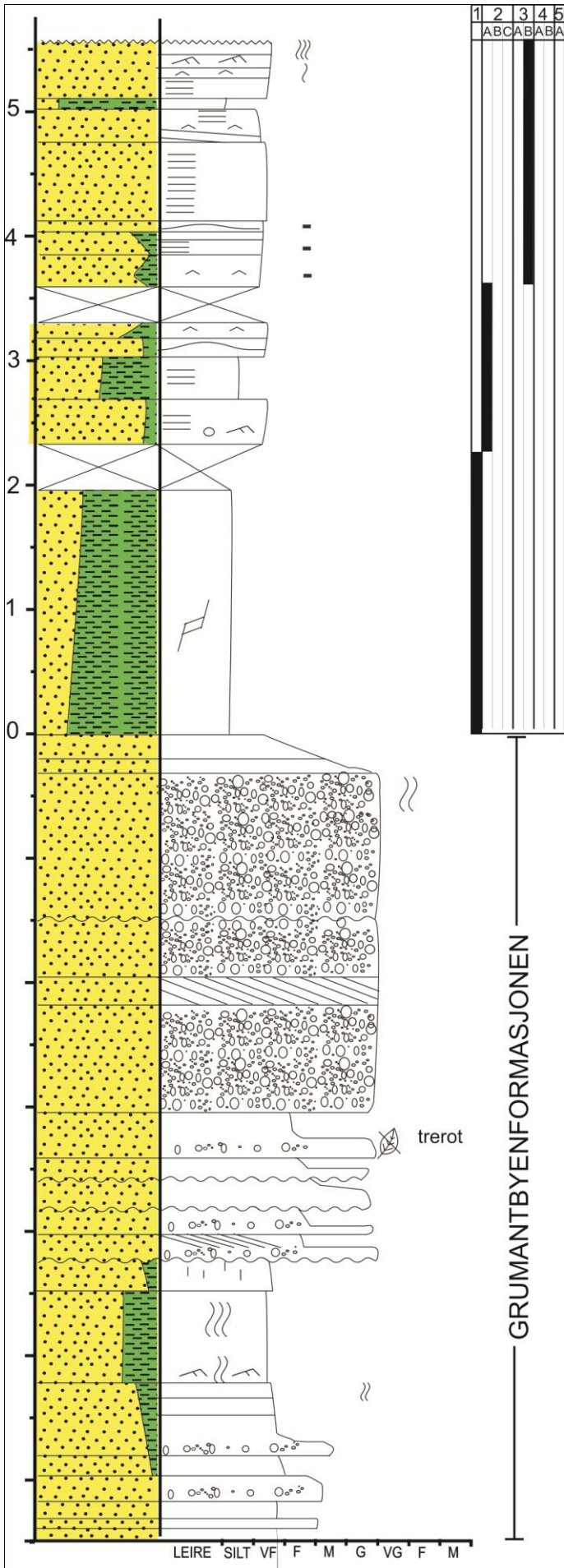


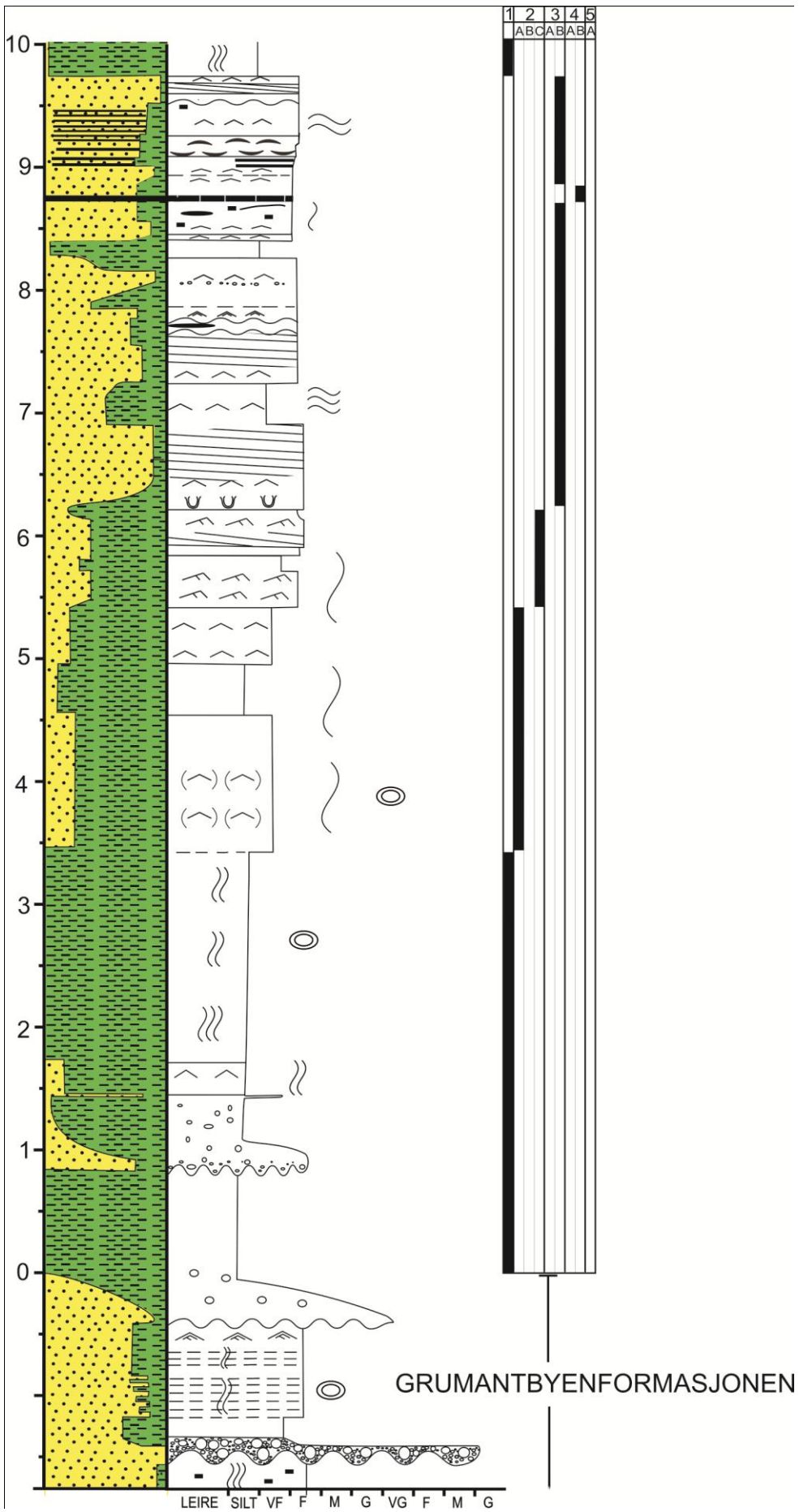
Skala: 1:50	Lokalitet: Reindalen Sør
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre
































Skala: 1:50	Lokalitet: Reindalen Nord
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Christian Sætre

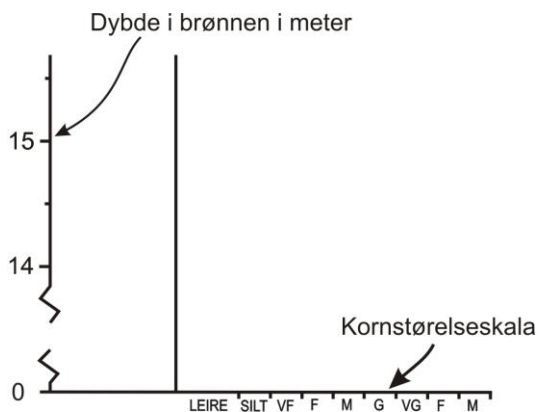






VEDLEGG 2

Strukturer		
	Svak parallell lagdeling	
	Parallell lagdeling	
	Undulerende lagdeling	
	Tangentielle kryssjikt	
	Tabular kryssjikt	
	Traukryssjikt	
	Lavvinklet traukryssjikt	
	Lavvinklet kryssjikt	
	HCS	
		
		
		
		
		
		
		
		
		Litologi
		
		
		



Kjerneloggene er presentert i følgende rekkefølge:

BH-0708

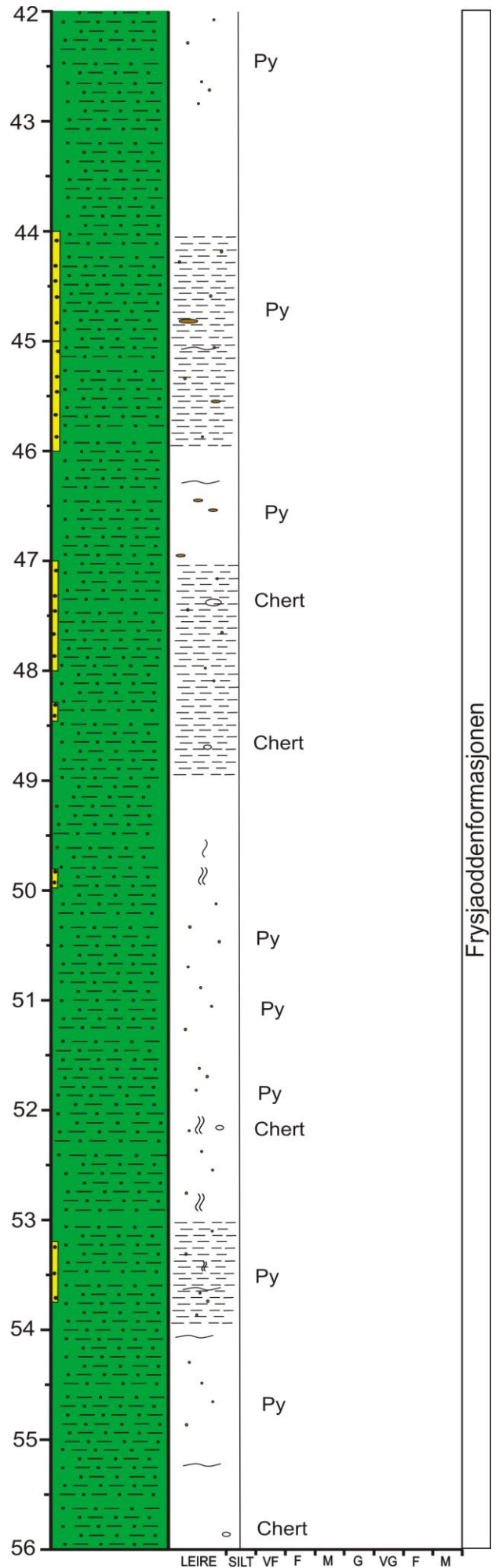
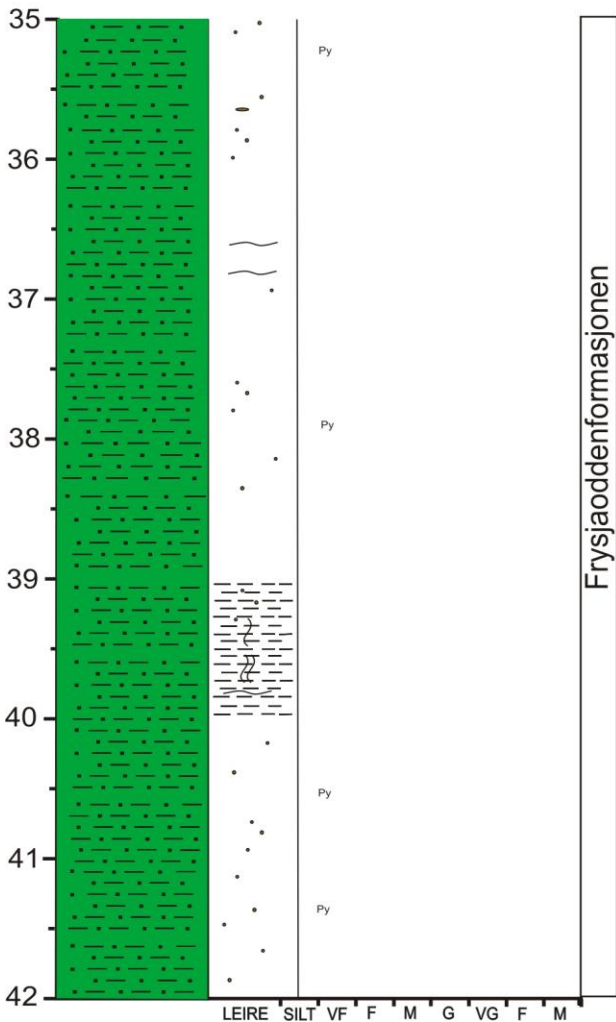
BH-0606

BH-0806

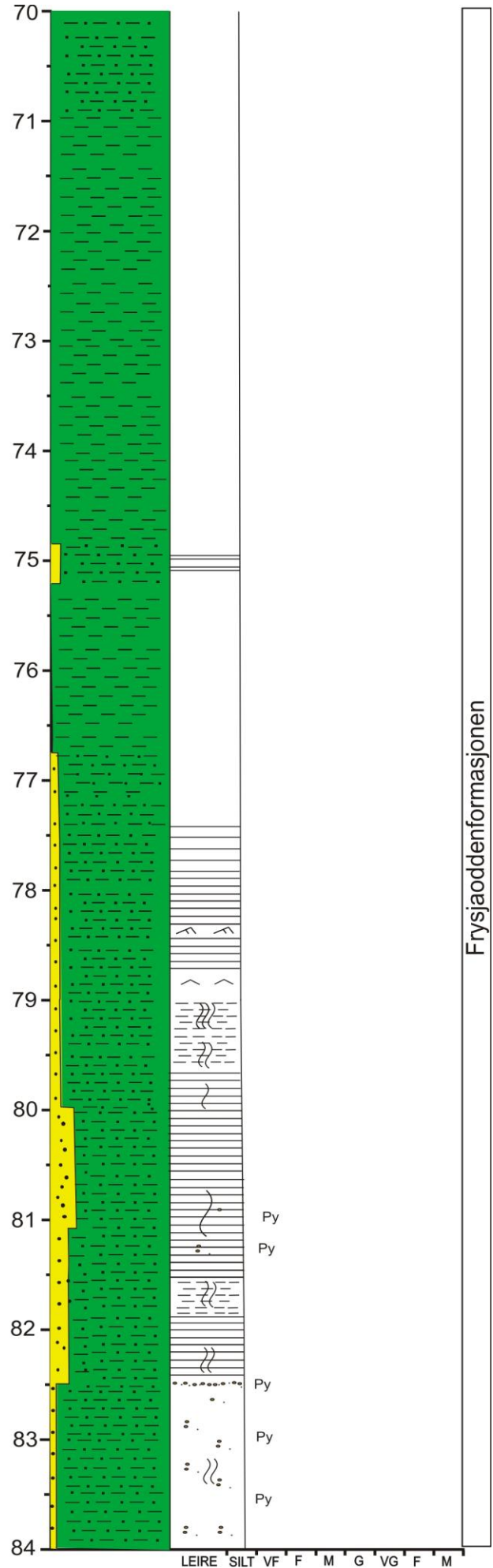
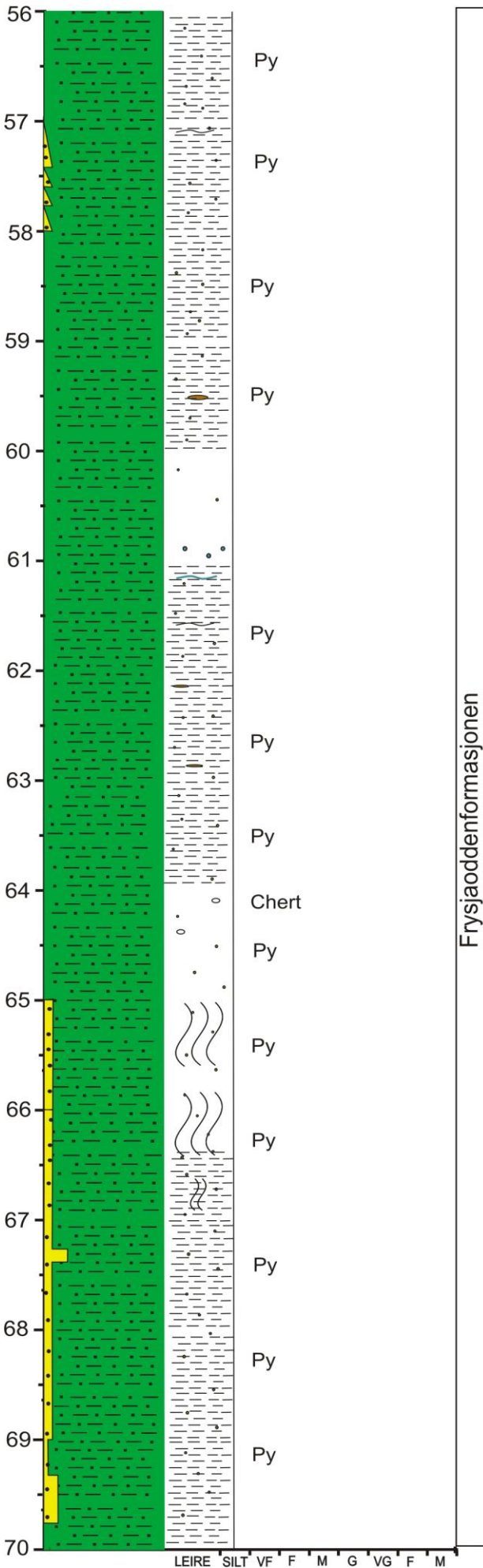
BH-0906

BH-1006

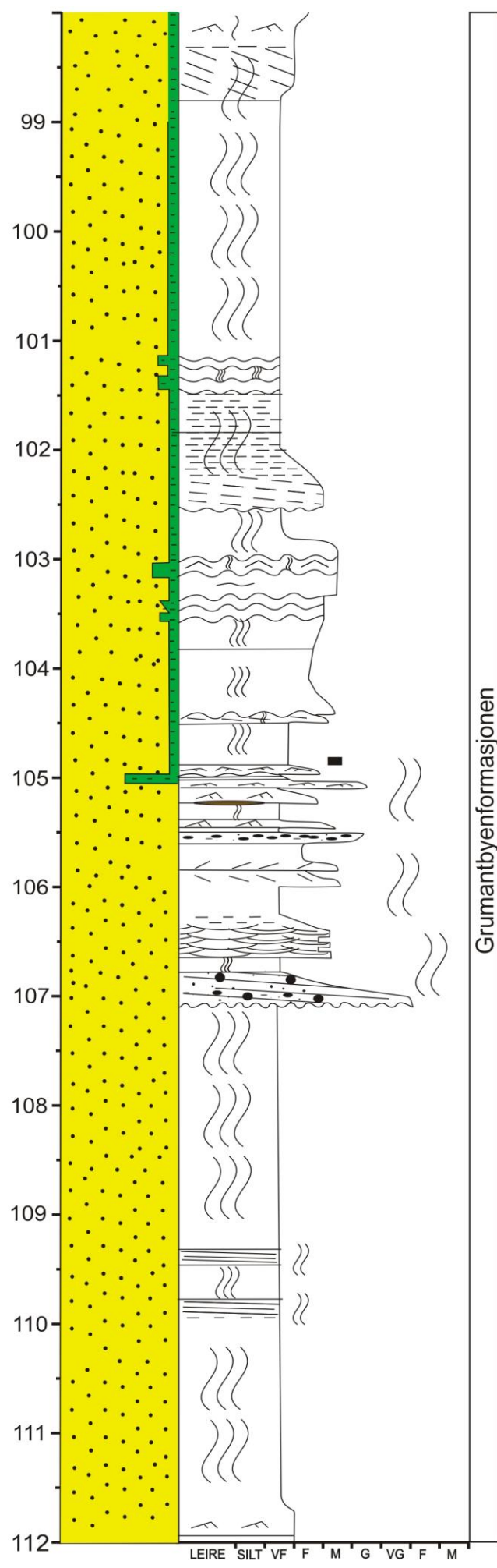
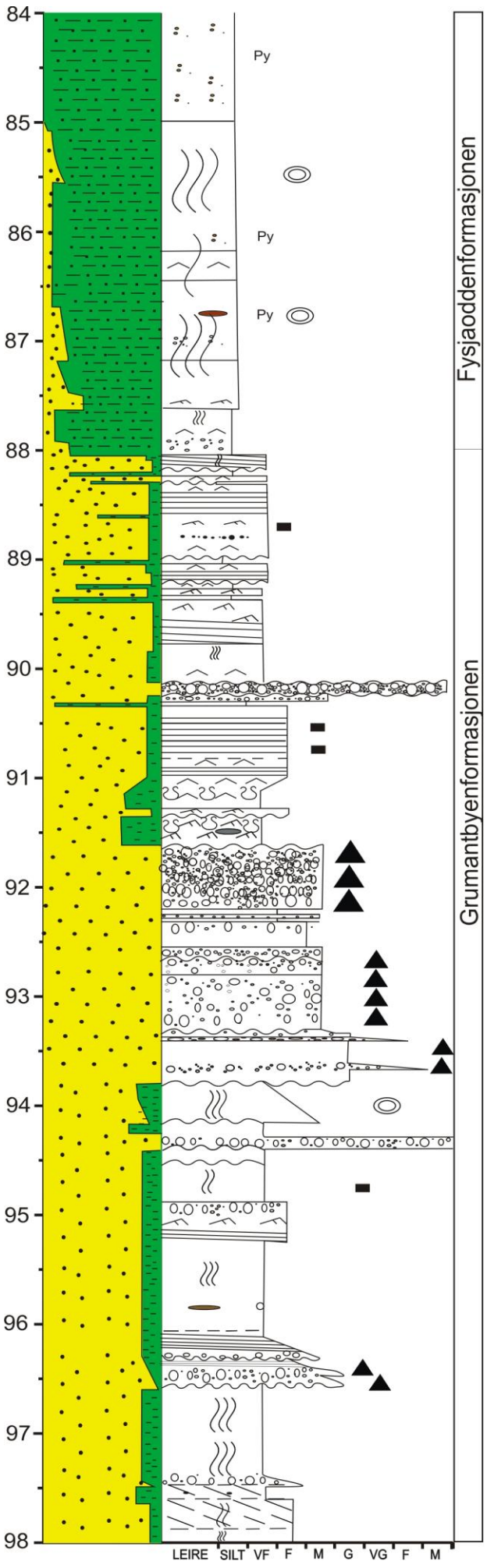
Skala: 1:50	Brønn: BH-0708
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik

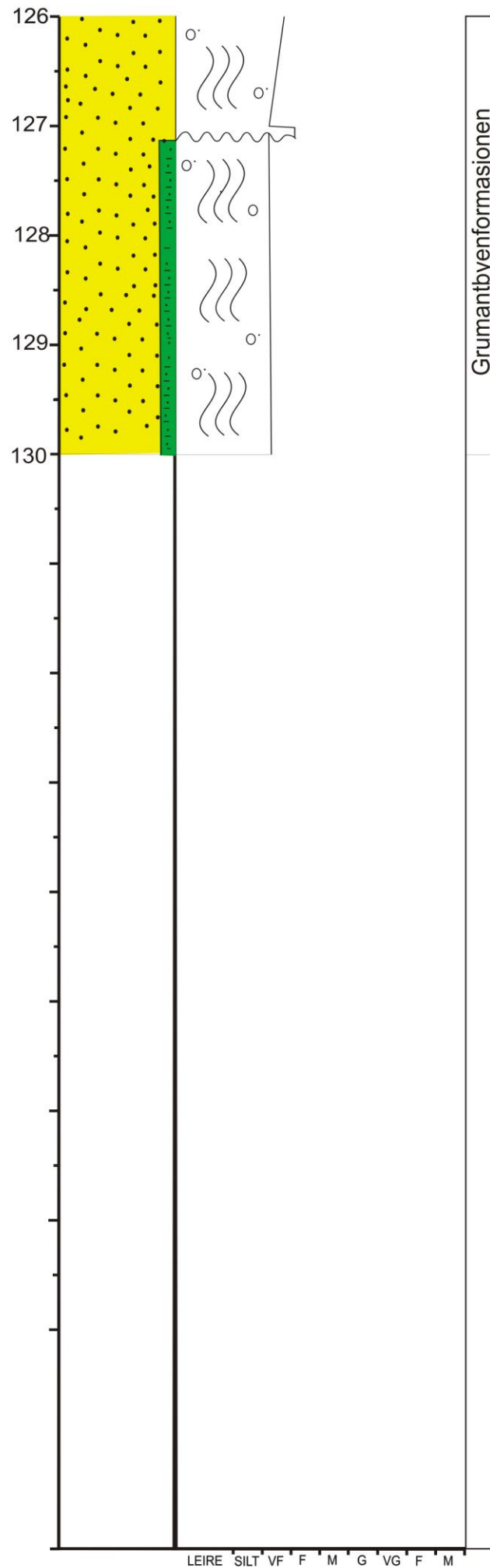
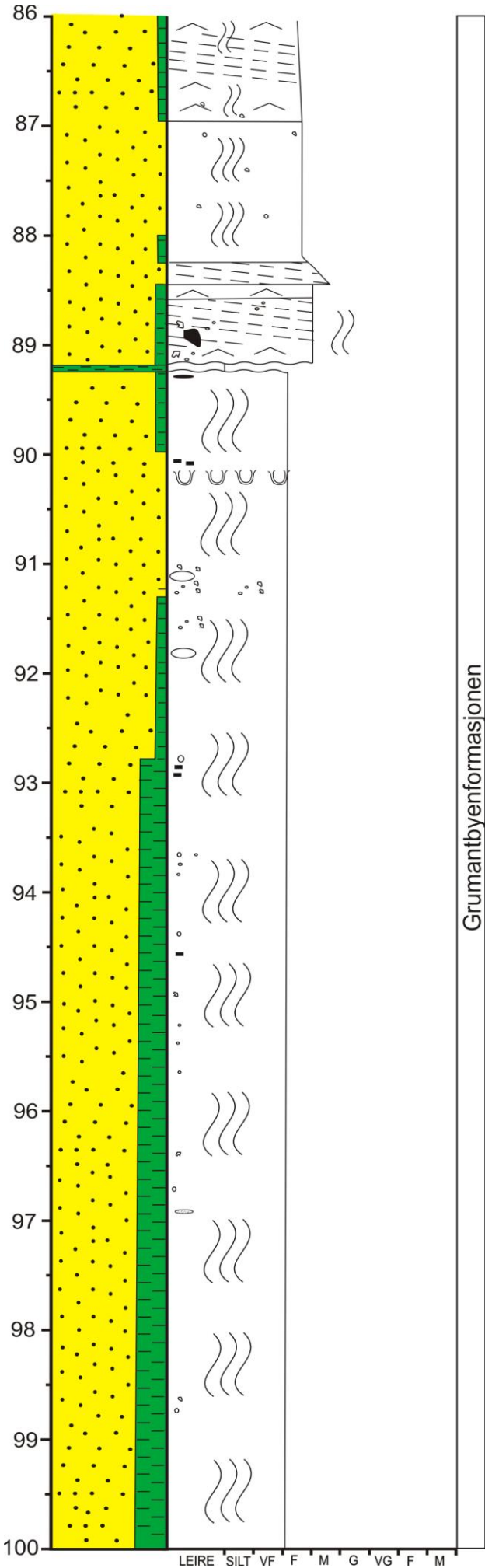


Skala: 1:50	Brønn: BH-0708
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik

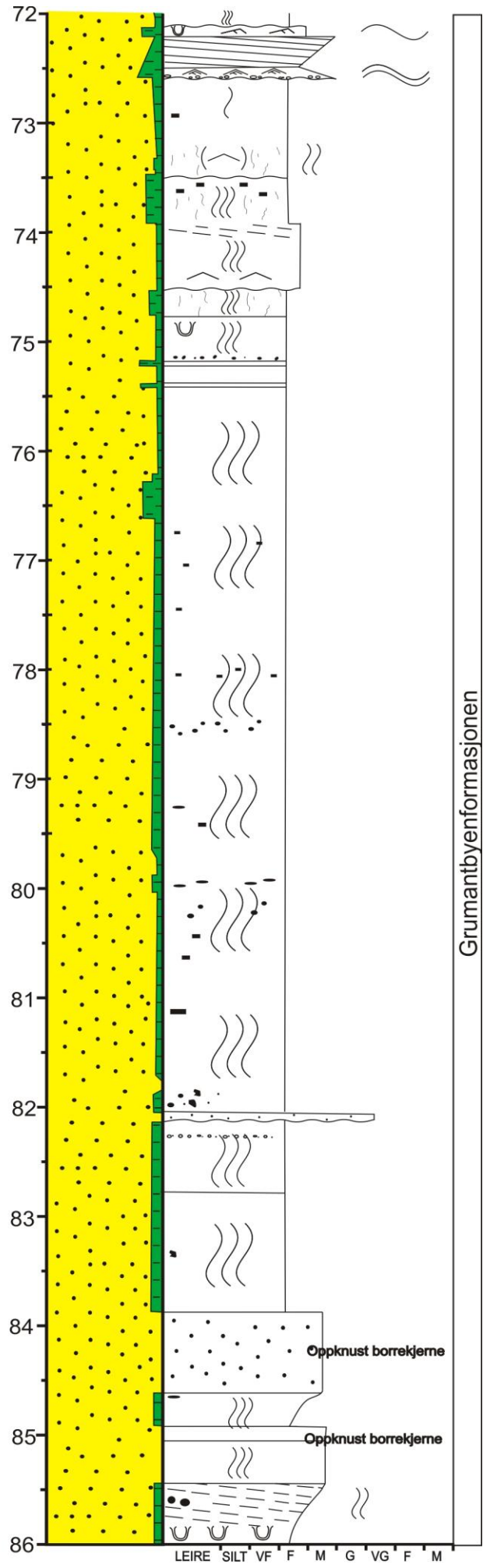
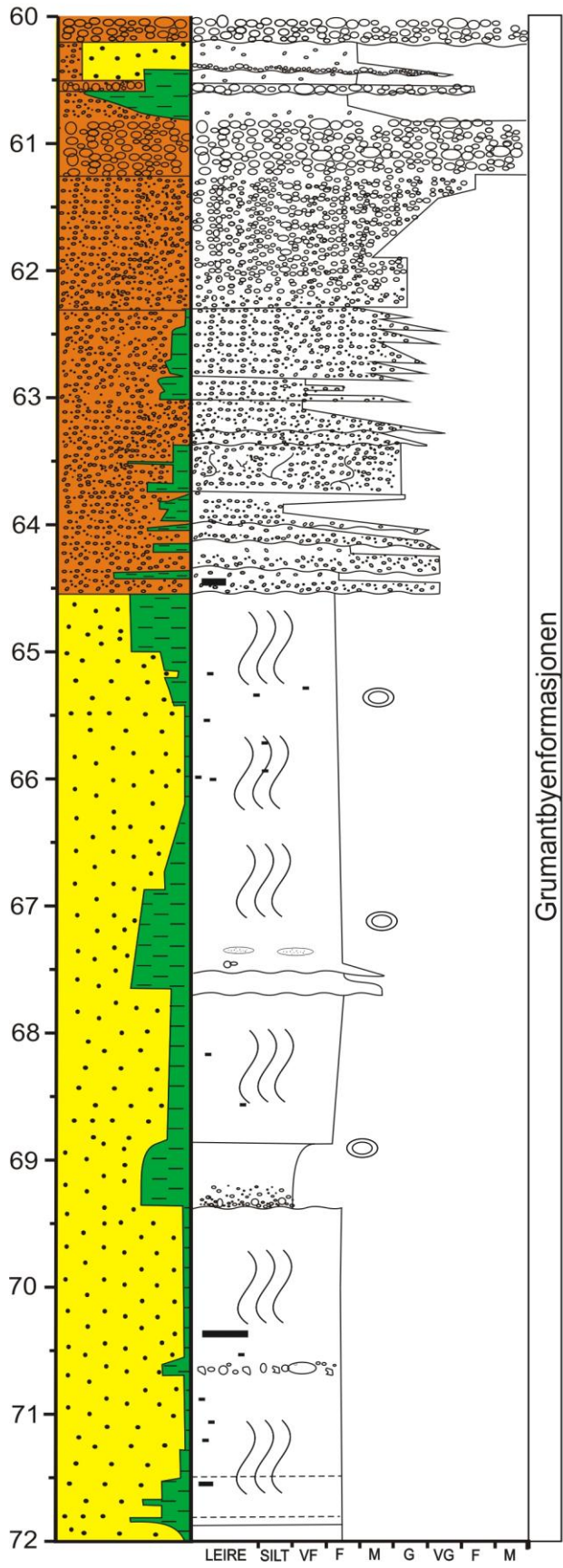


Skala: 1:50	Brønn: BH-0708
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik

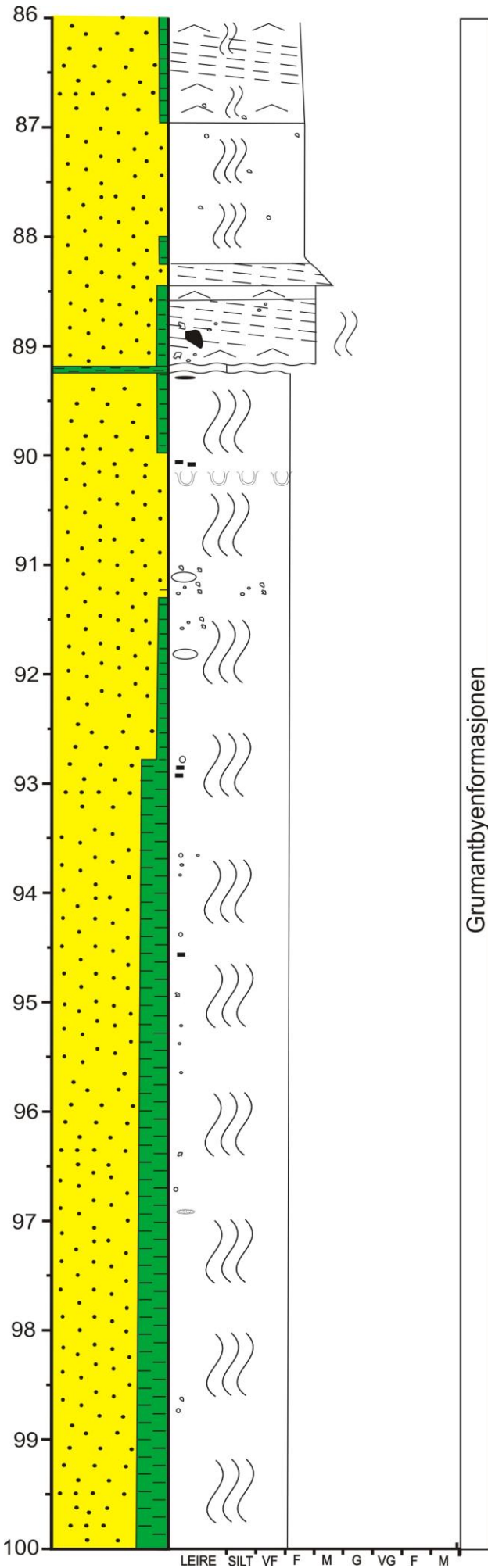




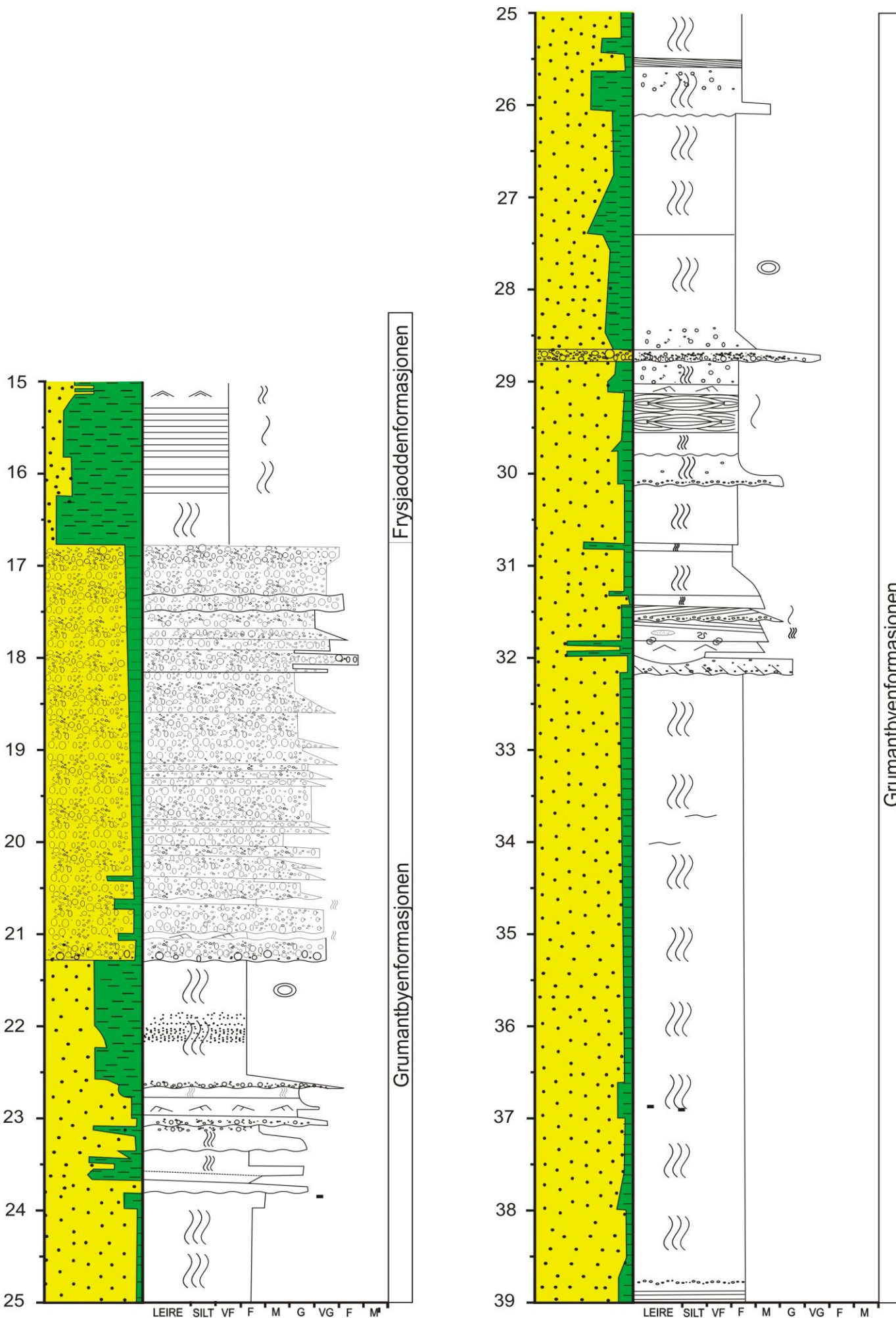
Skala: 1:50	Brønn: BH-0606
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



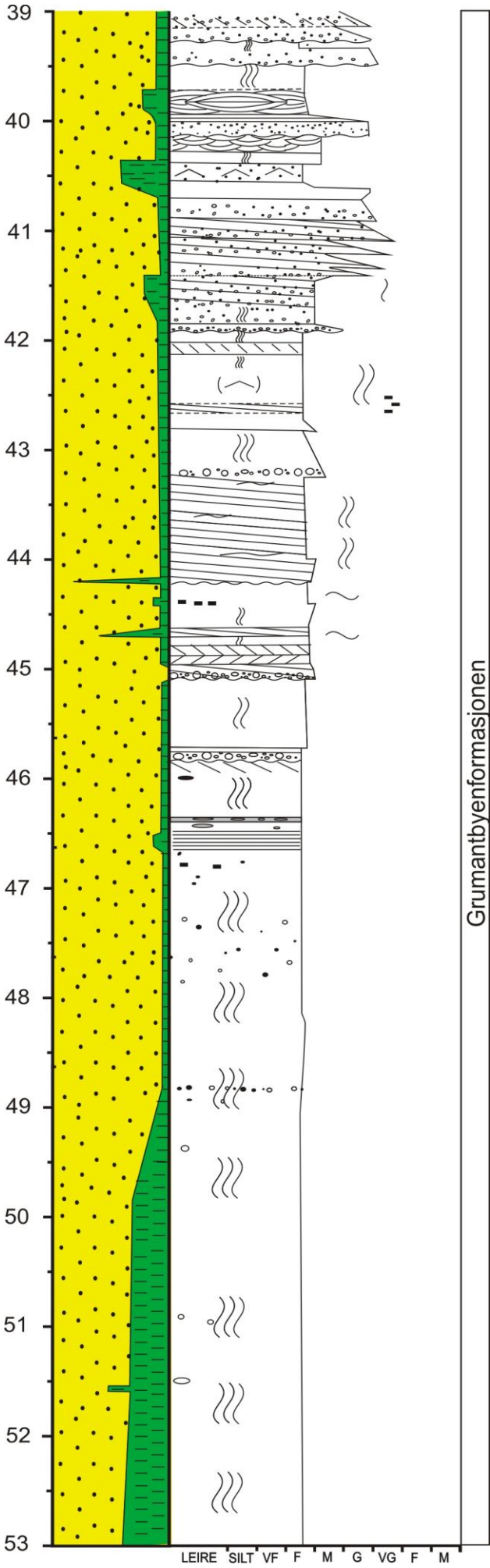
Skala: 1:50	Brønn: BH-0606
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



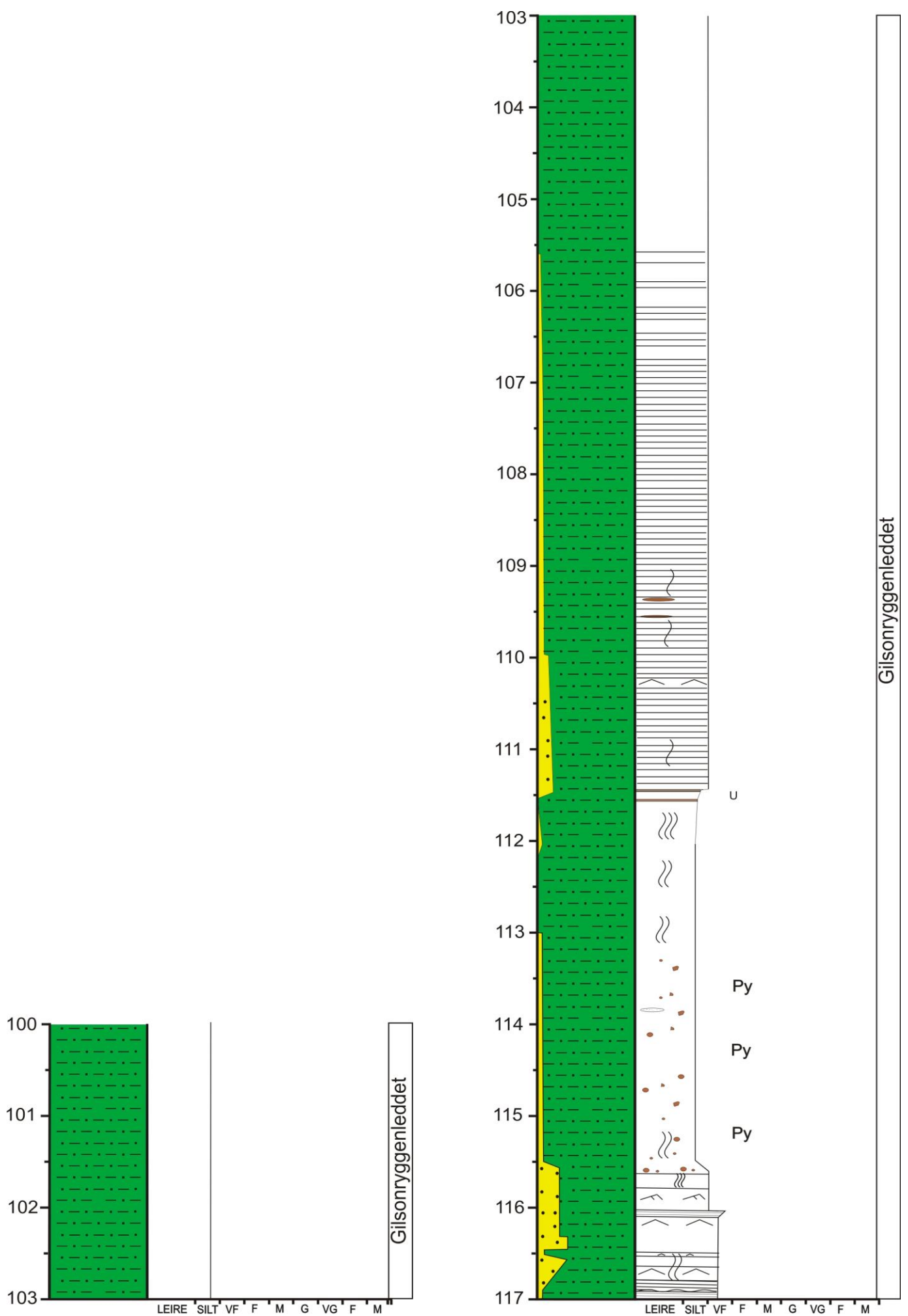
Skala: 1:50	Brønn: BH-0806
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



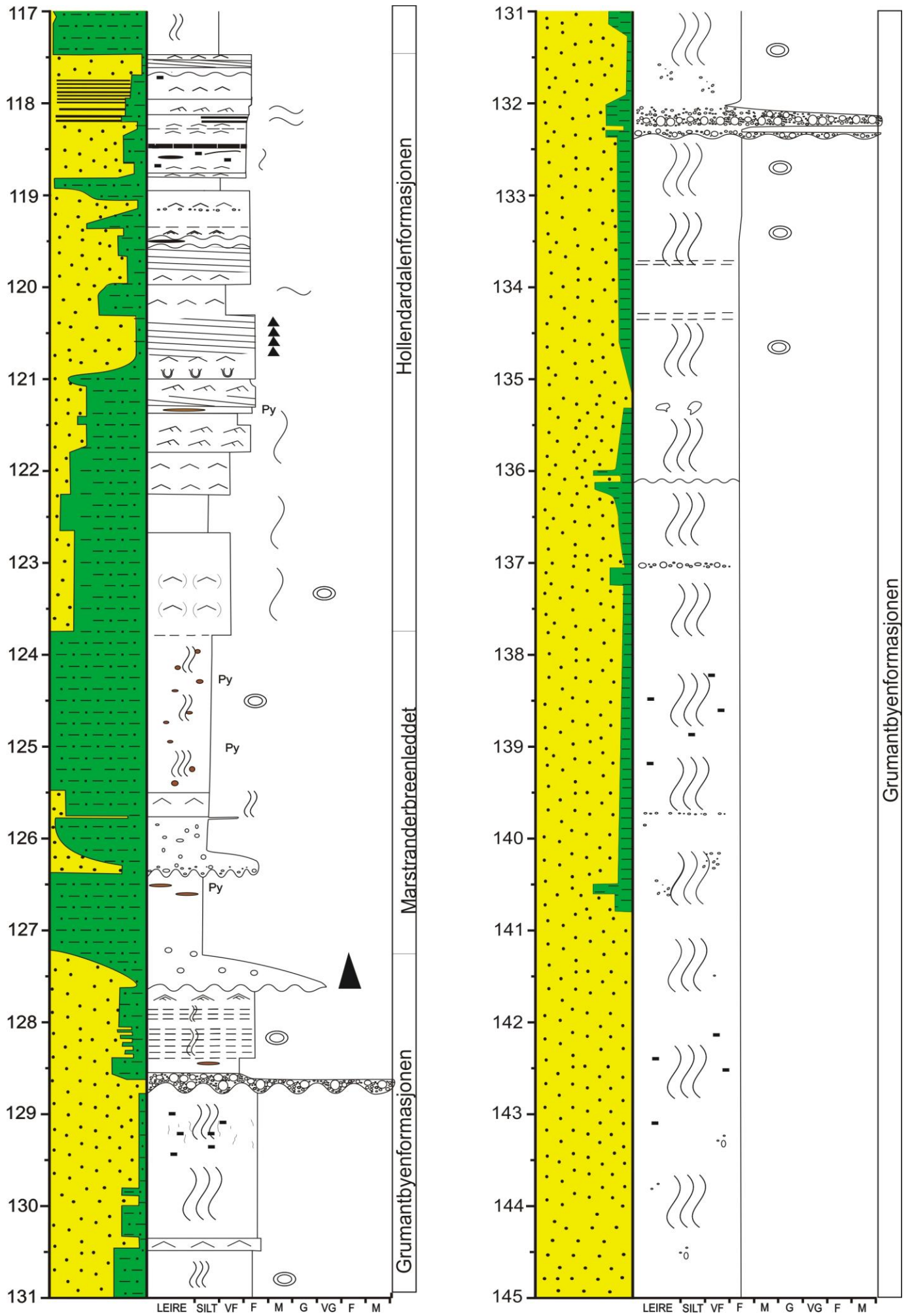
Skala: 1:50	Brønn: BH-0806
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



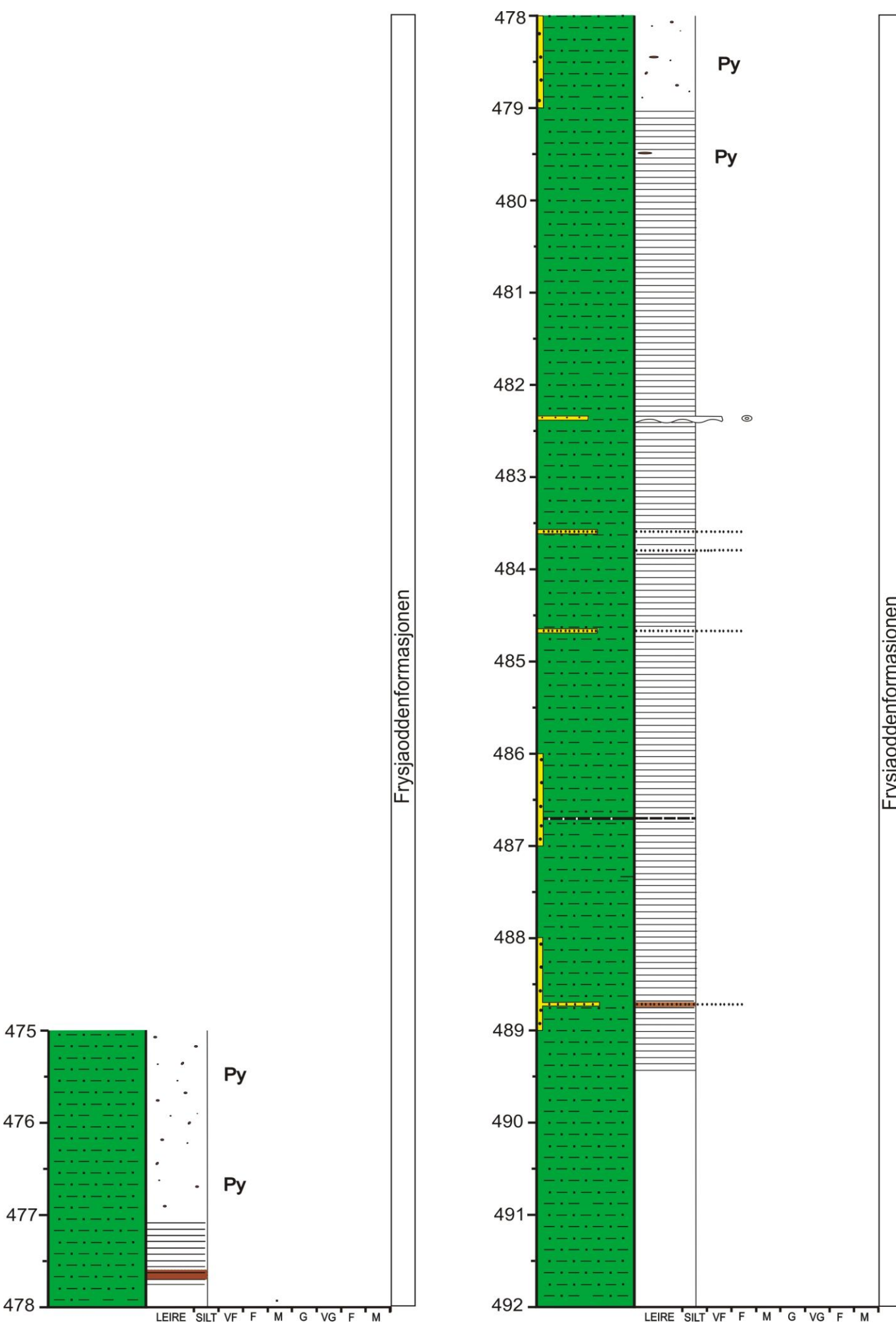
Skala: 1:50	Brønn: BH-0906
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik

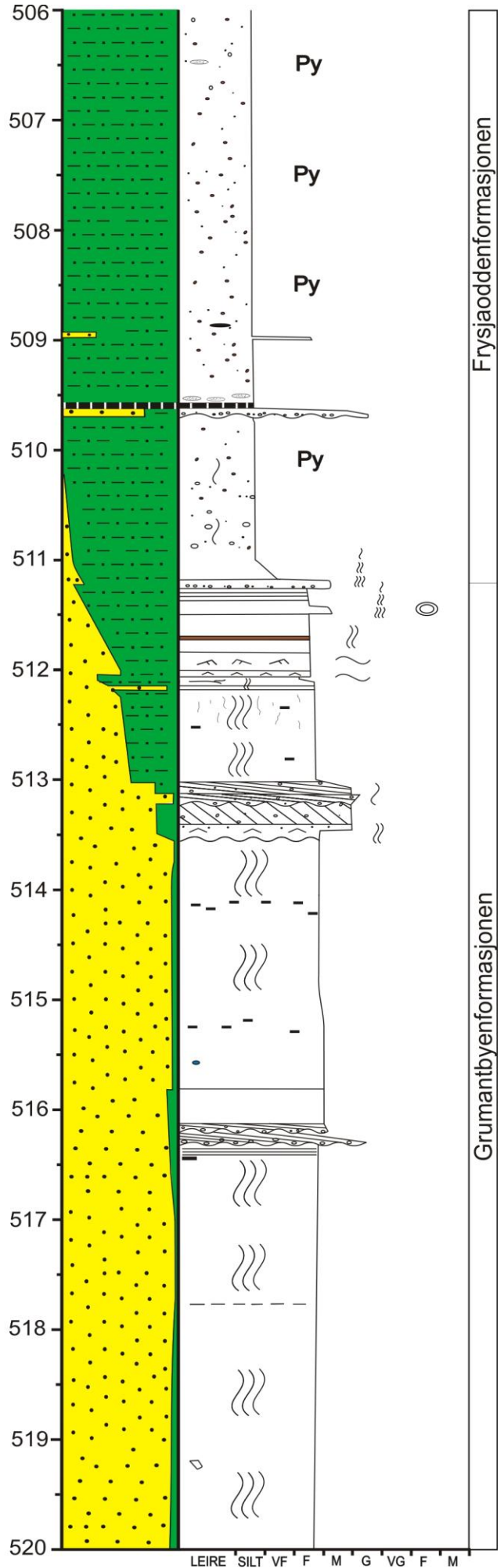
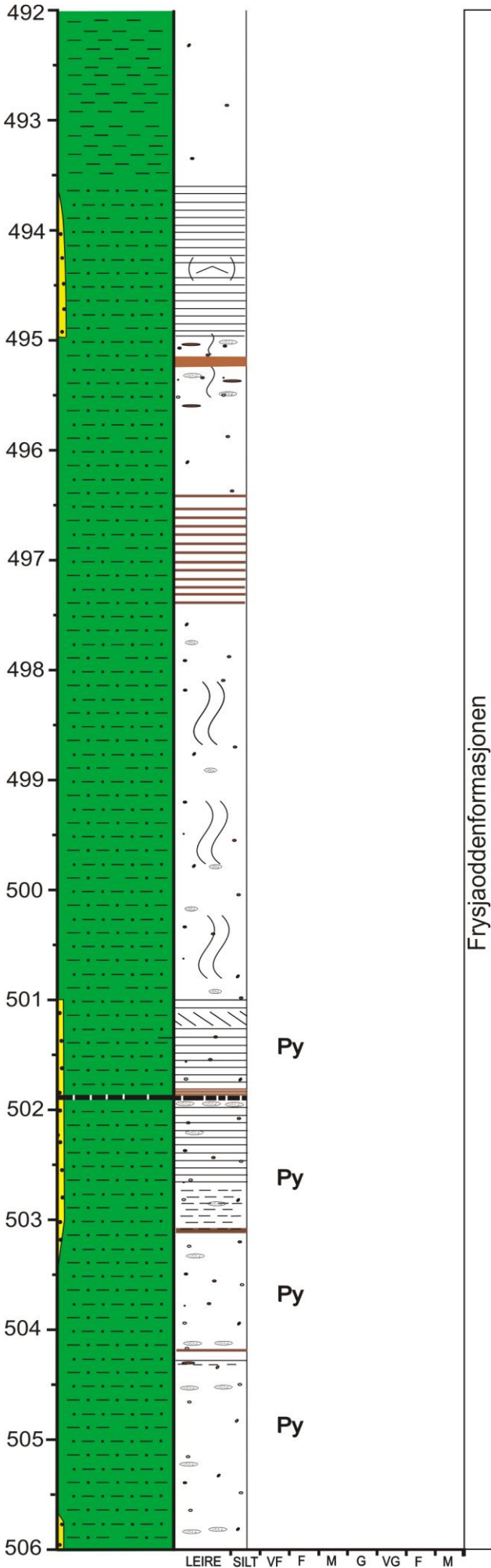


Skala: 1:50	Brønn: BH-0906
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



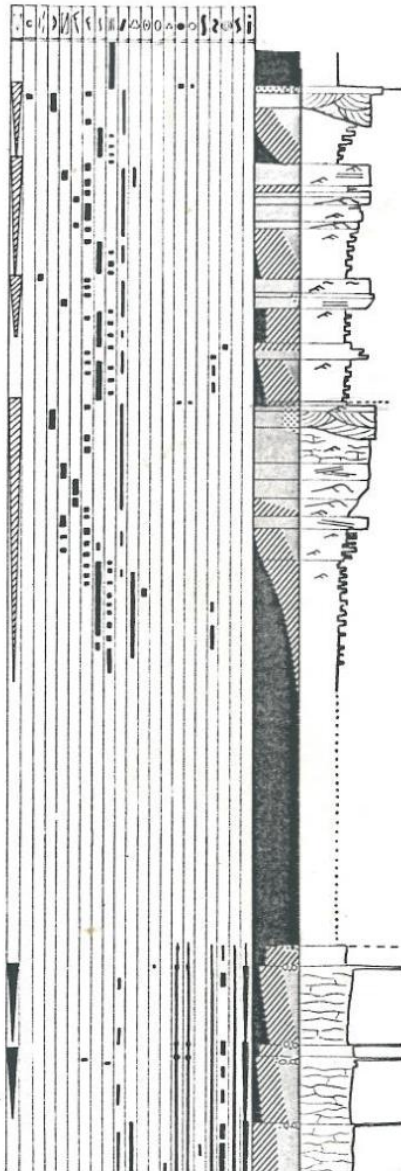
Skala: 1:50	Brønn: BH-1006
Logget av: Eivind Hanevik og Christian Sætre	Digitalisert av: Eivind Hanevik



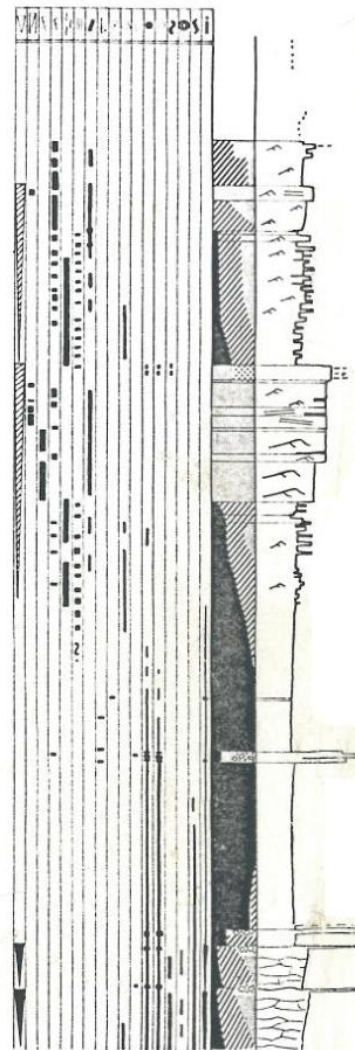


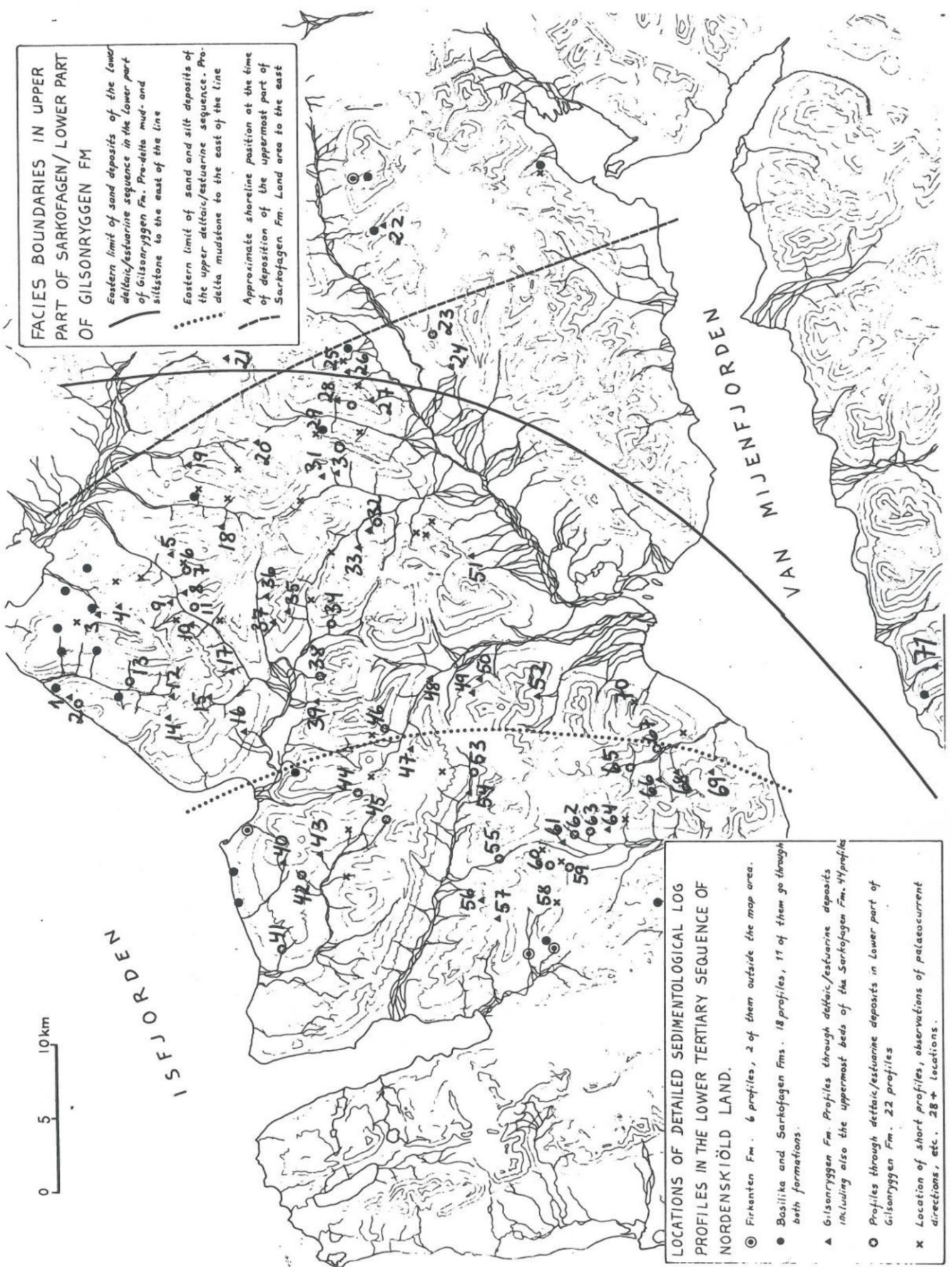
VEDLEGG 3

31 GANGDALEN



30 GANGDALEN





FACIES BOUNDARIES IN UPPER PART OF SARKOFAGEN/ LOWER PART OF GILSONRYGGEN FM

Eastern limit of sand deposits of the lower deltaic/estuarine sequence in the lower part of Gilsonryggen Fm. Pro-delta mud- and siltstone to the east of the line

Eastern limit of sand and silt deposits of the upper deltaic/estuarine sequence. Pro-delta mudstone to the east of the line

Approximate shoreline position at the time of deposition of the uppermost part of Sarkofagen Fm. Land area to the east

LOCATIONS OF DETAILED SEDIMENTOLOGICAL LOG PROFILES IN THE LOWER TERTIARY SEQUENCE OF NORDENSKIÖLD LAND.

- Firkanten Fm. 6 profiles, 2 of them outside the map area.
- Basilika and Sarkofagen fms. 18 profiles, 11 of them go through both formations.
- ▲ Gilsonryggen Fm. Profiles through deltaic/estuarine deposits including also the uppermost beds of the Sarkofagen Fm. 44 profiles
- ◻ Profiles through deltaic/estuarine deposits in lower part of Gilsonryggen Fm. 22 profiles
- × Location of short profiles, observations of palaeocurrent directions, etc. 28+ locations.

VEDLEGG 4

SHEET NO:

METRES A. B.	LITHOLOGY	GRAIN SIZE AND SEDIMENTARY STRUCTURES	COLOURS																																																																																																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: center;">CLAY</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SILT</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SAND</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">PBBL</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">0.0025</td> <td style="text-align: center;">0.0625</td> <td style="text-align: center;">0.125</td> <td style="text-align: center;">0.25</td> <td style="text-align: center;">0.5</td> <td style="text-align: center;">1</td> <td style="text-align: center;">2</td> <td style="text-align: center;">8</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">VF</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> <td style="text-align: center;">C</td> <td style="text-align: center;">I</td> <td style="text-align: center;">VC</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> </tr> </table>	CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M	0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8	VF	F	M	C	I	VC	F	M	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: center;">CLAY</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SILT</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SAND</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">PBBL</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">0.0025</td> <td style="text-align: center;">0.0625</td> <td style="text-align: center;">0.125</td> <td style="text-align: center;">0.25</td> <td style="text-align: center;">0.5</td> <td style="text-align: center;">1</td> <td style="text-align: center;">2</td> <td style="text-align: center;">8</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">VF</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> <td style="text-align: center;">C</td> <td style="text-align: center;">I</td> <td style="text-align: center;">VC</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> </tr> </table>	CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M	0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8	VF	F	M	C	I	VC	F	M	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: center;">CLAY</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SILT</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SAND</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">PBBL</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">0.0025</td> <td style="text-align: center;">0.0625</td> <td style="text-align: center;">0.125</td> <td style="text-align: center;">0.25</td> <td style="text-align: center;">0.5</td> <td style="text-align: center;">1</td> <td style="text-align: center;">2</td> <td style="text-align: center;">8</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">VF</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> <td style="text-align: center;">C</td> <td style="text-align: center;">I</td> <td style="text-align: center;">VC</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> </tr> </table>	CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M	0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8	VF	F	M	C	I	VC	F	M	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: center;">CLAY</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SILT</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">SAND</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">PBBL</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">F</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">M</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">0.0025</td> <td style="text-align: center;">0.0625</td> <td style="text-align: center;">0.125</td> <td style="text-align: center;">0.25</td> <td style="text-align: center;">0.5</td> <td style="text-align: center;">1</td> <td style="text-align: center;">2</td> <td style="text-align: center;">8</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">VF</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> <td style="text-align: center;">C</td> <td style="text-align: center;">I</td> <td style="text-align: center;">VC</td> <td style="text-align: center;">F</td> <td style="text-align: center;">M</td> </tr> </table>	CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M	0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8	VF	F	M	C	I	VC	F	M
CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M																																																																																												
0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8																																																																																												
VF	F	M	C	I	VC	F	M																																																																																												
CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M																																																																																												
0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8																																																																																												
VF	F	M	C	I	VC	F	M																																																																																												
CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M																																																																																												
0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8																																																																																												
VF	F	M	C	I	VC	F	M																																																																																												
CLAY	SILT	SAND	PBBL	F	M	F	M																																																																																												
0.0025	0.0625	0.125	0.25	0.5	1	2	8																																																																																												
VF	F	M	C	I	VC	F	M																																																																																												
SCALE: SECTION: FORMATION	ORB scale	1 2 3 4 5 6	REMARKS, DESCRIPTION AND INTERPRETATION																																																																																																

BY:

DATE:

VEDLEGG 5

A	2D/Bølgerifler
B	3D/Strømrifler
C	Krysssjikt
D	Lavinklet Krysjikt
E	Lavinklet traukrysjikt
F	HCS
H	Bidireksjonale strømrifler

Høyde	Retting	Struktur
Oppkuvbekken 2009		
	1,1	136 D
	4,5	281 D
	5	250 D
	6	330 B
	6,3	358 E
	6,3	360 E
	6,3	280 E

Vestalbekken 2009		
	0,5	192 F
	3,9	135 B
	4,9	135 C

Vestalbekken 2 2009		
	5,55	110 D
	5,55	70 D

Vestalbekken 3 2009		
	2,75	142 B
	3	135 B
	3	225 B
	3,5	142 B
	3,75	40 C
	3,8	110 C
	3,9	74 C
	4	62 C
	5	1 C

Høyde	Retting	Struktur
Oppkuvbekken 2010		
	2,5	335 C
	4	260 C
	4	300 C
	4,3	103 C
	5	220 E
	6,3	345 E
	6,3	270 E
	6,3	355 E

Vestalbekken 2010		
	3,75	260 B
	8	145 D
	8,5	145 D

Vestalbekken 2 2010		
	1,5	120 B

Høyde	Rettning	Struktur
Vesuv sør 2010		
0,75	50/230	A
2	30/190	A
2	65/245	A
2	42/222	A
3,5	152	C
3,75	120	C
4,5	270	C
4,75	215	D
5,25	135	G
12,75	244	C
13	338	D

Høyde	Rettning	Struktur
Vesuv S 2009		
0,7	302	F
2,25	160/340	A
3	203	B
3,5	70	C
3,8	160	B
4	268	C
4,1	288	D
6,4	260	B
10,5	270	D
12	289	B
12,1	270	B
12,5	270	D
12,8	206	D
13	206	B
14	310	E

A	2D/Bølgerifler
B	3D/Strømrifler
C	Krysssjikt
D	Lavinklet Krysjikt
E	Lavinklet traukrysjikt
F	HCS
H	Bidireksjonale strømrifler

Trodalen		
5,8	200	F
5,85	75/254	A
5,75	162/240	A
6,8	143	H
7,25	98	C
9	315	B
10,25	53	F
11,25	159	F
12	168	F
12,25	88/268	A
15,25	228	D
16	165	B

Russekollen		
2,75	70	D
5,75	100	D
7,25	210	B
14,5	190	B

Holmsensfjellet		
0,75	88	D
9,75	210	B
11,4	130	B
12,5	120	B
19	152	B
19,25	130	B
19,6	130	B
24	200	D

Høyde	Retning	Struktur
Ringdalsfjellet Ø	9,5	230 C

Ringdalsfjellet 2	2,25	345 D
-------------------	------	-------

Tilbergfjellet V		
	2,55	278 D
	4,25	220 H
	9,5	130 E
	10,25	125 H
	13,5	75 C
	14	120 B
	14,5	270 B

Bøvdalen Ø		
	0,5	60/240 A
	5	326 D
	6,25	260 C
	6,25	118/298 Orientering på trebit
	8	160 D

Tufsbreen		
	9,5	76 D
	10,5	146 D
	11,5	204 D

Bromdalsno sa		
	0,75	155/335 A
	1	150/330 A
	3,5	63 D

Høyde	Retning	Struktur
Iskjømelva		
	3,75	324 B
	4,75	310 D
	5	312 D

Gangdalen N		
	1	170 E

Gangdalen S		
	7,6	214 F
	7,75	175/355 A
	8,15	242 F

Tverrdalen		
	1,5	150/330 A
	2	20/200 A

Reindalen S		
	2,25	70/250 A

Foxbreen (Grumant)		
	6,6	356 C

A	2D/Bølgerifler
B	3D/Strømrifler
C	Krysssjikt
D	Lavinklet Krysjikt
E	Lavinklet traukrysjikt
F	HCS
H	Bidireksjonale strømrifler