

Sedimentære facies av nedre/midtre jura Realgrunnen- undergruppe og øvre trias De Geerdalenformasjonen

Masteroppgave i petroleumsgeologi

Av

Marthe Flataker Gundersen*

01.10.2012



*Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen, og
*Institutt for arktisk geologi, Universitetssenteret på Svalbard

Sammendrag

Et detaljert feltarbeid har gitt økt forståelse for eksponerte lagrekker i Agardhbukta på Øst-Spitsbergen. Nye dateringer og sedimentologiske detaljer viser at lagrekken tilhører nedre del av Kapp Toscana-gruppen. Lagrekken i Agardhbukta ble delt i tre faciesassosiasjoner som representerer øvre del av De Geerdalenformasjonen og Slottetlaget tilhørende Knorringfjelletformasjonen (figur 4.3 side 33). De Geerdalenformasjonen viser her en større påvirkning av tidevann enn det som er tidligere rapportert (side 47). De tre faciesassosiasjonene er tolket til å være avsatt i et estuarint kompleks utviklet ved en kombinasjon av prograderende kystlinje og regionale endringer i havnivå. Avsetningene nederst i sekvensen er avsatt i et prodelta/offshore transition miljø (FA1), mens den overliggende faciesassosiasjonen er tolket til å være avsatt i ytre/midtre tidevannsdominert estuar (FA2). Faciesassosiasjonen øverst i sekvensen kan representere grunnmarine kondenserte avsetninger, avsatt på shoreface/deltafront eller grunn hylle (FA3). Et annet alternativ er at FA3 er avsatt i indre del av et estuarint kompleks (se kap.4.2.3).

I tillegg til feltarbeid ble det også studert tre borekjerner fra Alkeområdet, i Hammerfestbassenget. Borekjernene representerer formasjoner tilhørende Realgrunnen-undergruppe (Kapp Toscana-gruppen) og nedre del av den overliggende Adventdalen-gruppen (figur 4.24 side 56). Lagrekken i Alkeområdet ble delt inn i fire faciesassosiasjoner som representerer sedimenter avsatt under et stadig økende relativt havnivå, avbrutt av kortere regionale regresjoner. I bunn er det avsatt sedimenter i et prograderende marginalmarint miljø, enten i form av en tidevannsflate eller en kystslette (HA4). Videre oppover stratigrafien ser man stadig mer distale avsetningsmiljø, først i shoreface (HA3) og deretter i et hylle- og dyp hylle miljø (henholdsvis HA2 og HA1).

Tidlig på 1980-tallet ble det gjort funn av hydrokarboner i sandsteiner tilhørende Realgrunnen-undergruppe, blant annet i Alkeområdet. Etter at det i nyere tid er gjort flere funn og produksjon er igangsatt, er det vekket ny interesse for funnene oppdaget tidlig på 1980-tallet. Ved å sammenlikne felldata fra Agardhbukta med borekjerner fra Alkeområdet ble det klart at De Geerdalenformasjonen er avsatt i et liknende avsetningsmiljø som Realgrunnen-undergruppe. Videre viser en korrelering av logger fra Agardhbukta en sammenhengende sandsteinskropp med en minimumsutbredelse på 150 meter (figur 5.5 side 83). Denne sandsteinskroppen kan sammenliknes med en homogen, kryssjiktet sandstein sett i Nordmelaformasjonen. Sammenlikningen kan gi en mulig indikasjon på lateral utholdenhet av sandsteinsfacies i Nordmelaformasjonen, og kan dermed gi en bedre forståelse for reservoarutviklingen innad i Alkeområdet.

Takk til

Jeg vil først takke min veileder Professor Snorre Olausen, som har gitt meg denne oppgaven. Olausen har vært til stor hjelp, både under hyggelige dager i felt og gjennom hele skriveprosessen.

En stor takk går også til medveileder Professor William Helland-Hansen for veiledning og gode tips til skriving av oppgaven.

Takk til Eni Norge som har bidratt økonomisk. Uten denne støtten ville feltarbeid i den avsidesliggende Agardhbukta ikke vært mulig. I tillegg har Eni Norge også gitt meg tilgang til borekjernene ved Statoil, Sandsli.

En takk går også til UNIS, og spesielt til logistikkavdelingen, for tilrettelegging og lån av utstyr under feltarbeidet.

Jeg ønsker også å takke mine tidligere medstudenter, Tone Magerholm og May Elisabeth Bergh, for støtte gjennom alle årene ved UiB, og for at dere delte deres erfaringer med meg.

Tilslutt retter jeg en stor takk til min kjære mann Thor-Kenneth Hansen som, i tillegg til å ha deltatt i feltarbeid, har vært en god og tålmodig støttespiller på hjemmebane.

Innholdsfortegnelse

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Introduksjon | 9 |
| 1.1 Hensikten med studiet | 9 |
| 1.2 Tidligere arbeid | 10 |
| 1.3 Studieområdet | 11 |
| 2. Metoder | 16 |
| 2.1 Feltarbeid | 16 |
| 2.2 Etterarbeid | 17 |
| 3. Geologisk rammeverk | 18 |
| 3.1 Introduksjon | 18 |
| 3.2 Pre-Mesozoikum | 21 |
| 3.3 Mesozoikum | 22 |
| 3.4 Kenozoikum | 25 |
| 4. Litofacies og faciesassosiasjoner | 28 |
| 4.1 Introduksjon av Agardhbukta | 28 |
| 4.2 Faciesassosiasjoner i Agardhbukta | 34 |
| 4.2.1: FA1 Prodelta/offshore transition | 34 |
| 4.2.2: FA2 Tidevannsdominert estuar | 37 |
| 4.2.3: FA3 Fluvialt delta med tidevannspåvirkning/prograderende estuar | 50 |
| 4.3 Introduksjon av Hammerfestbassenget | 55 |
| 4.4 Faciesassosiasjoner i Hammerfestbassenget | 59 |
| 4.4.1 HA1: Dyp hylle | 59 |
| 4.4.2 HA2 Hylle | 63 |
| 4.4.3 HA3 Shoreface | 64 |
| 4.4.4 HA4 Tidevannsflate/ nedre kystslette | 72 |
| 5. Karnavsetningene i Agardhbukta som analog til sandkropper i Nordmela formasjonen i Alkebrønnen 7120/12-2 | 77 |
| 5.1 Introduksjon | 77 |
| 5.2 Heterolittiske avsetninger | 78 |
| 5.3 Sandbarer | 79 |
| 5.4 Moderne analoger | 85 |
| 6. Sammendrag og konklusjoner | 86 |
| 7. Referanser | 89 |
| Vedlegg 1: Logger fra Agardhbukta | 92 |
| Vedlegg 2: Logger fra Hammerfestbassenget | 95 |
| Vedlegg 3: Palynologisk analyse | 102 |

1. Introduksjon

1.1 Hensikten med studiet

Tidlig på 1980-tallet boret Norsk Hydro noen av de første letebrønnene i Troms I området i Hammerfestbassenget, og gass ble oppdaget i blant annet Støformasjonen. Letebrønnene ble forlatt og klassifisert som gass-/kondensat funn. Siden dette har flere brønner blitt boret, og det første oljefunnet var på Snøhvitfeltet i 1984. Oljesøylen var tynn, og feltet viste seg å være et gassfelt (Berglund m.fl. 1986). Etter at det i år 2000 ble gjort funn på Goliatfeltet og produksjonen av Snøhvitfeltet startet opp i 2007, ble det økt interesse for funnene fra 1980-tallet. Under lisensrunden i 2007 ble Eni Norge tildelt operatørskap for produksjonslisens PL 489 i Troms I området sammen med Statoil og Petoro.

Det opprinnelige målet med oppgaven var å lage en sekvensstratigrafisk modell av Alkefunnet som ligger i Troms I området, med referanse til tidsekvivalente avsetninger lokalisert i Agardhbukta, på østkysten av Svalbard. Avsetningene i Agardhbukta, som er lite studert i detalj tidligere, var antatt til å være fra midtre jura, men palynologiske analyser har datert avsetningene til karn-nor, det vil si sen trias (se kapittel 2.2 og vedlegg 3). Basert på denne dateringen, i kombinasjon med observasjoner gjort i felt, er avsetningene i Agardhbukta antatt å tilhøre De Geerdalenformasjonen (se kap.4.1). Kjernene fra Troms I området er tidligere datert til å være av tidlig til midtre jura (Olaussen m.fl. 1984).

Reservoar enhetene, Nordmela- og Støformasjonen, i Alkefunnet skulle sammenlignes med avsetningene i Agardhbukta, og videre skulle en kombinasjon av sekvensstratigrafi og seismisk kartlegging gi en bedre forståelse for den dynamiske utviklingen av avsetningsmiljøet i Troms I området og for reservoarutviklingen innad i Alkefunnet.

På grunnlag av nye dateringer ble hovedoppgaven nå definert som å forstå avsetningsmiljøet i de eksponerte og tilgjengelige delene av lagrekken i Agardhbukta og den kjernetatte delen av Realgrunnen-undergruppe i Alkebrønnene. Ettersom det ble klart at Realgrunnen-undergruppe i Alkeområdet hadde nær samme avsetningsmiljø med den eksponerte delen av De Geerdalenformasjonen, ble en sammenligning mellom disse to en del av formålet med oppgaven.

1.2 Tidligere arbeid

Agardhbukta:

Tidlige stratigrafiske beskrivelser av Kapp Toscana-gruppen ble gjort av blant annet Buchan m.fl. (1965) og Flood m.fl. (1971), og de tolket gruppen til å være avsatt i et kontinentalt- eller fluviodeltisk miljø (Mørk m.fl.1982). I 1982 publiserte Mørk m.fl. en generell oversikt over avsetninger fra trias og tidlig jura fra hele øygruppen. Der blir blant annet definisjonen av De Geerdalenformasjonen tilhørende Kapp Toscana-gruppen endret, og det er den tolkningen som er gjeldende per dags dato (Dallmann 1999). Wilhelmøya-undergruppe, som også tilhører Kapp Toscana-gruppen, ble første gang beskrevet i 1973 av Worsley, mens den gjeldende definisjonen er gitt av Mørk m.fl. i «Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard» (Dallmann 1999). Gjeldende definisjoner av de aktuelle formasjonene i dette studiet er nærmere beskrevet i kapittel 4.1.

Selv om Svalbard har vært et yndet mål for geologiske ekspedisjoner siden slutten av 1800-tallet, er det er gjort få studier av det aktuelle området i Agardhbukta. Foruten artikkelen av Mørk m.fl. (1982), blir Agardhbukta blant annet nevnt i publikasjoner av den polske geologen Birkenmajer (1975 og 1980). I nyere litteratur er lokaliteten i Agardhbukta kort beskrevet av Høy og Lundschien (2011).

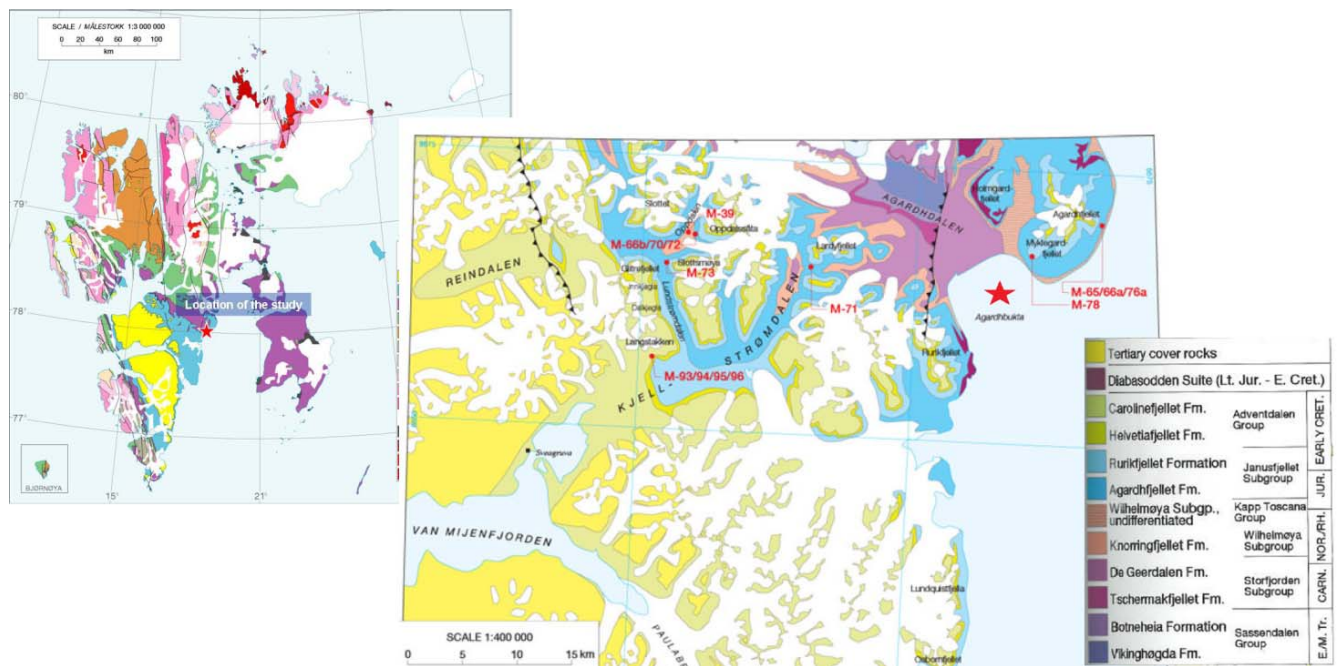
Hammerfestbassenget:

Hammerfestbassenget har vært hyppig beskrevet i litteraturen siden 1980-tallet, og utviklingen av bassenget er beskrevet av blant annet Berglund m. fl. (1986). Nordmela- og Støformasjonen ble først beskrevet av Olausen m.fl. (1984). I 1986 kom Berglund m.fl. med en annen tolkning, men den gjeldende beskrivelsen er gitt av Worsley m.fl. (1988). De samme formasjonene er også observert i Troms III området, som ligger sør for Troms I, der de er studert i detalj av blant annet Smelror m.fl. (2001).

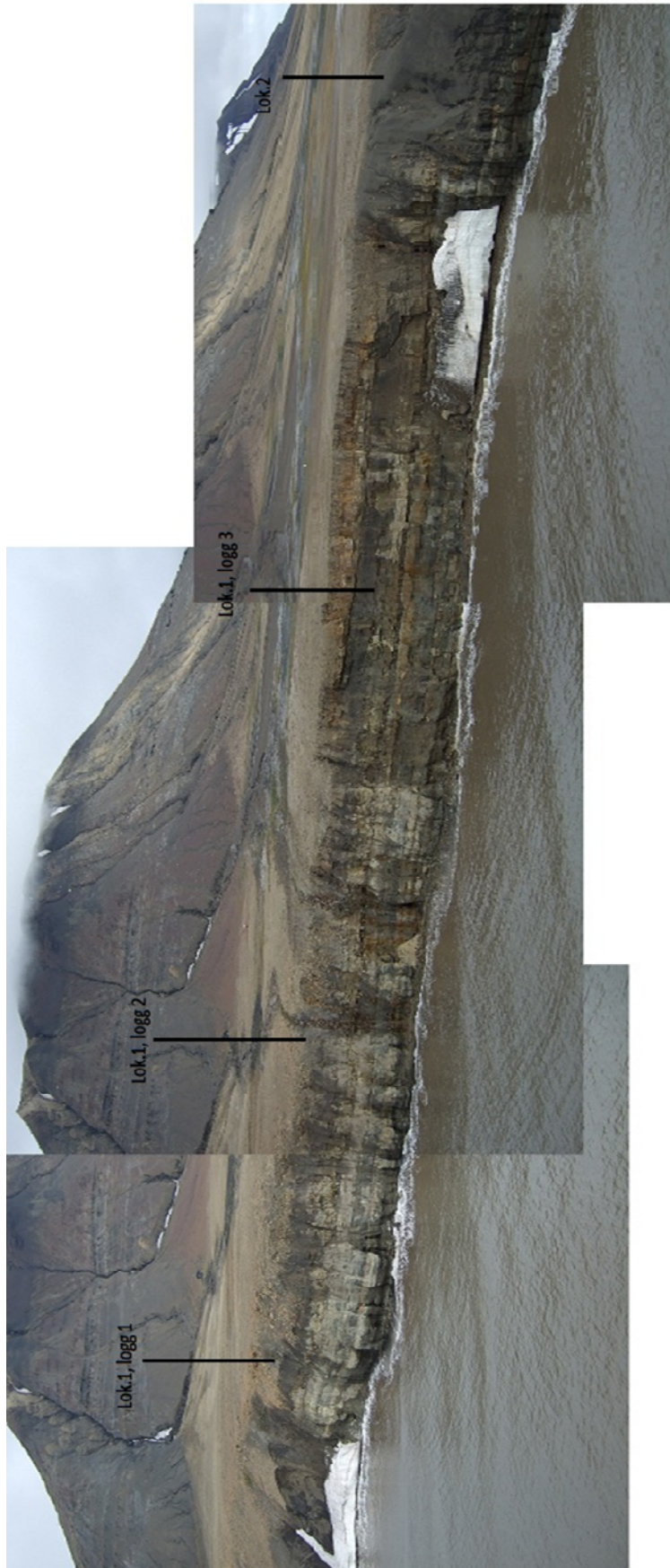
1.3 Studieområdet

Agardhbukta

Agardhbukta er en 9 kilometer bred bukt lokalisert på østkysten av Spitsbergen, som er den største øyen i øygruppen Svalbard (figur 1.1). Studieområdet er en vel tre kilometer lang blotning lokalisert rett øst for Lomfjorden-Agardhbukta-forkastningszone. Det ble logget 4 logger, fordelt på to lokaliteter (figur 1.2).



Figur 1.1: Oversiktskart over Agardhbukta, Svalbard. Agardhbukta er markert med rød stjerne. Kart modifisert fra Dallmann 1999.

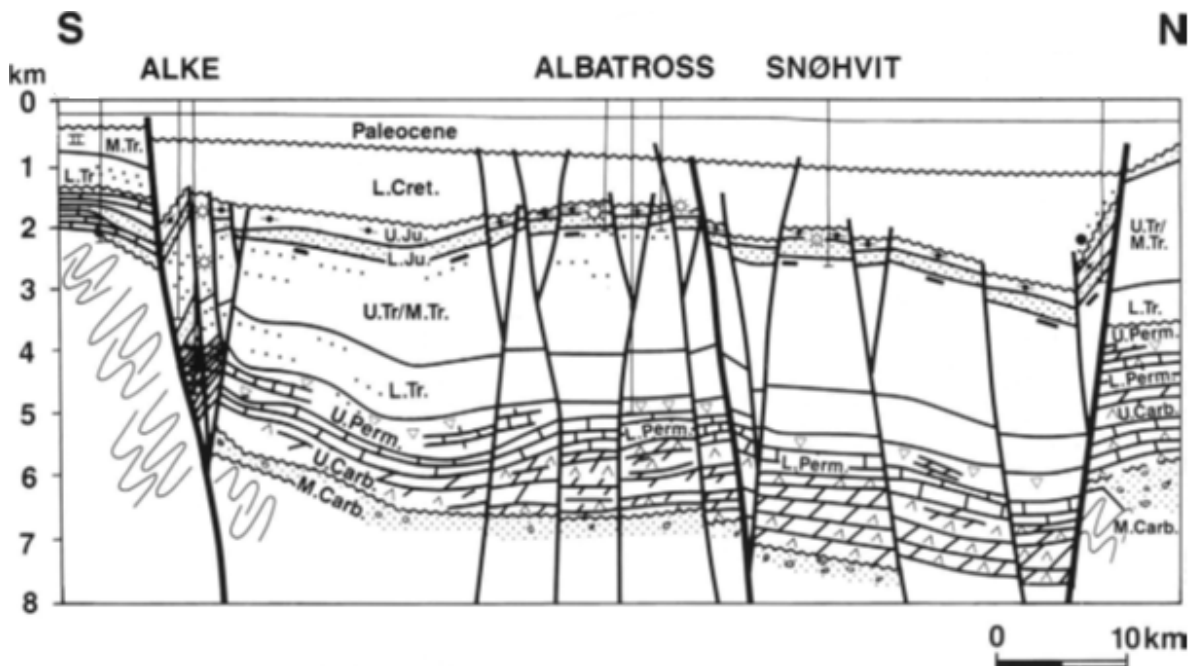


Figur 1.2: Oversikt over lokalitetene 1 og 2 i Agardhbukta. Foto av M. Gundersen, 2009

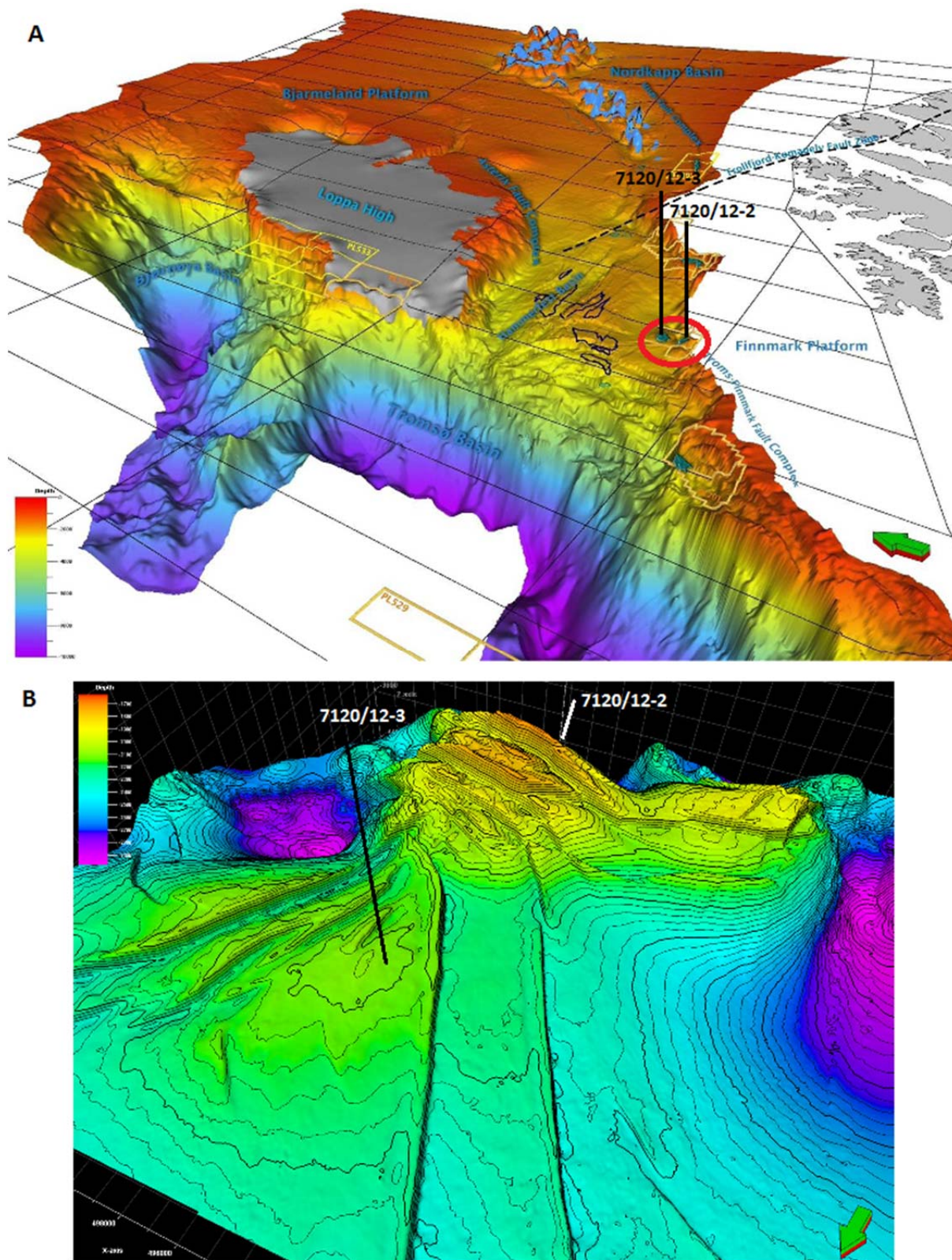
Hammerfestbassenget

Hammerfestbassenget er et 70 kilometer bredt og 150 kilometer langt ekstensjonsbasseng lokalisert sørvest i Barentshavet, og er den mest utforskete delen av Barentshavet (Seldal 2005). De tre brønnene, 7120/12-1, -2 og -3, som inngår i studiet er lokalisert i Troms I området, som ligger mellom 71° og 71°30'N og mellom 17°40' og 21°E, i Hammerfestbassenget (figur 1.5 og 3.4). Letebrønnen 7120/12-2 er lokalisert i Alkefunnet, som grenser til Finnmark plattformen. Alkestrukturen (figur 1.3 og 1.4) ble oppdaget i 1981 (Westre 1984), og det første store funnet i Barentshavet ble gjort i sandsteiner fra jura i nettopp denne strukturen (Johansen m.fl. 1990).

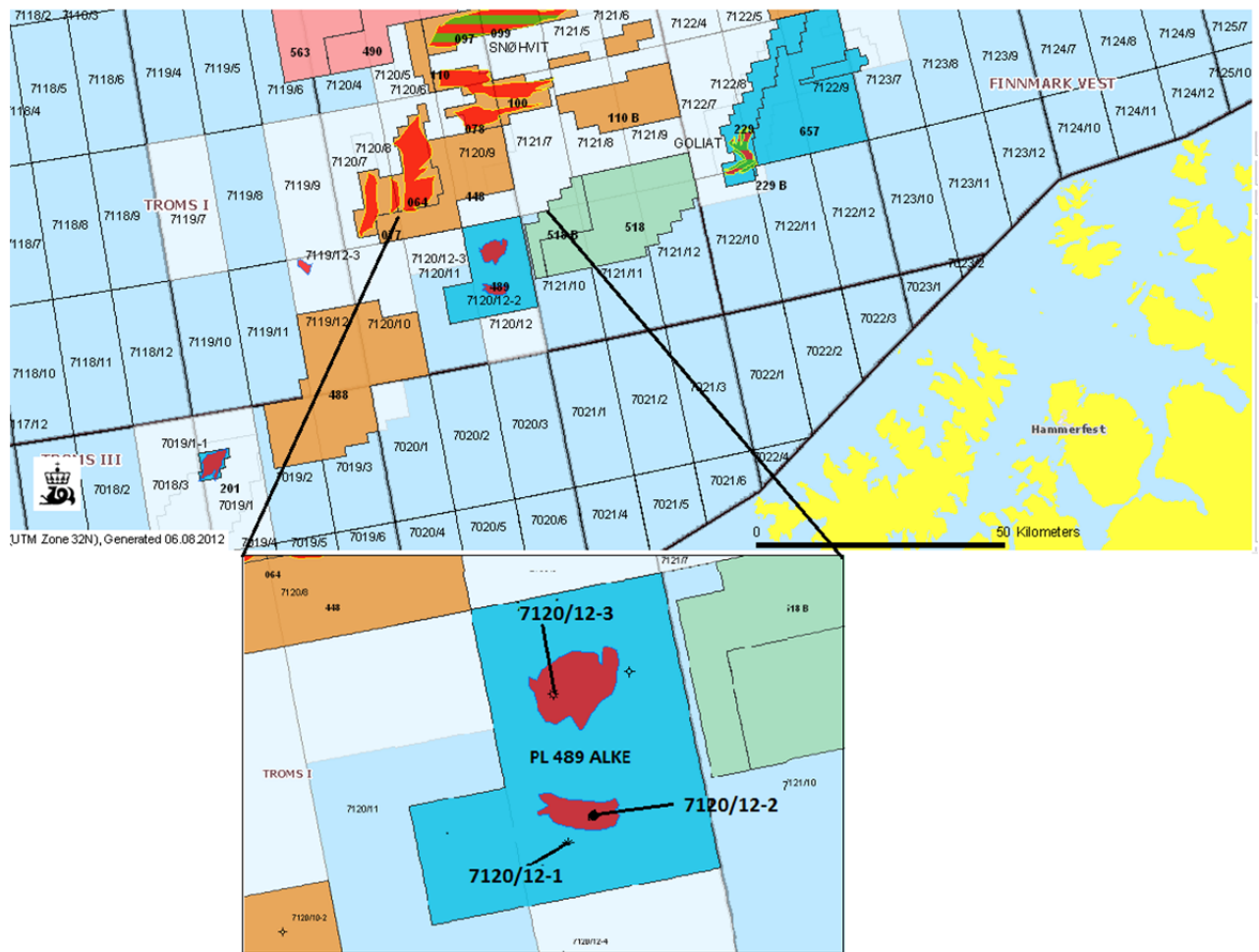
Brønn 7120/12-1, boret av Norsk Hydro Produksjon AS, var en av de første brønnene boret offshore i Nord-Norge. Brønnen var en letebrønn, med håp om å finne mulige sandsteinsreservoarer i avsetninger fra tidlig til midtre jura og sen trias. Boring pågikk fra 1.juni 1980 til 12.oktober 1980, for så å bli forlatt og klassifisert som «tørr med svake shows». Letebrønnen 7120/12-2 ble boret året etter. Det ble det påvist funn av hydrokarboner i Støformasjonen (jura) og Snaddformasjonen (midtre trias), og brønnen ble forlatt som et gass-/kondensat funn. Letebrønnen 7120/12-3 ligger ca. 10 kilometer lengre nord enn de to forgående brønnene. Boring pågikk fra 16.mars til 5.mai 1983, og gass ble påvist i Stø formasjonen (<http://factpages.npd.no> 2012). Plasseringen av de tre brønnene er vist på figur 1.5.



Figur 1.3: Geoseismisk N-S tverrsnitt gjennom Hammerfestbassenget. Modifisert fra Stewart m.fl. 1995.



Figur 1.4: A) Alke strukturen sirklet inn med rød ring, vest i Hammerfestbassenget. B) 3D oversikt over Alke strukturen sett mot syd. Troms-Finnmark forkastningskompleks ligger i bakgrunnen. Grønn pil indikerer retning mot nord. Modeller fra Eni Norge.



Figur 1.5: Plassering av letebrønner 7120/12-1, -2 og -3. Modifisert kart fra Oljedirektoratet.

2. Metoder

2.1 Feltarbeid

Feltarbeidet i Agardhbukta ble utført august 2009 sammen med veileder Snorre Olaussen og assistentene Minney Sigurdardottir (UNIS) og Thor-Kenneth Hansen. Vi ble fraktet ut med helikopter, og campet der i 5 dager.

Lokalitetene var kun tilgjengelig ved lavvann, og det var vanskelig å komme til de øverste avsetningene på den ca. 15 meter høye klippen. Generelt ble det logget vertikalt, men enkelte laterale forflytninger var nødvendig for å få logget seksjonen fra bunn til topp. Ved loggingen ble kornstørrelse, sedimentære strukturer, lagtykkelser, farger, grenser mellom avsetninger, grad av bioturbasjon og mineralinnhold observert og notert. Utstyr som ble brukt var kornstørrelse-måler, målestokk, millimeterpapir, geologisk hammer, håndlinse og kamera. Der det var mulig ble paleo-strømretning målt med kompass. I tillegg ble det regelmessig samlet inn prøver for palynologisk analyse (vedlegg 3). Loggene ble tegnet i 1:20 skala.

Det ble planlagt en ny tur til Agardhbukta våren 2010, men denne ble avlyst grunnet personlige årsaker. For kvaliteten av data hadde det vært en stor fordel med ny felt sesong, da det stedvis er mangelfullt med detaljer (kap.4). Veileder Snorre Olaussen besøkte lokalitetene i perioden 2011/2012, noe som har vært til stor hjelp da han har bidratt med flere bilder.

De tre borekjernene ble logget våren 2010 ved Statoil Hydro sedimentologilab på Sandsli, Bergen. Loggingen ble utført på samme måte som i Agardhbukta, men her ble det logget i 1:50 skala. Enkelte bilder ble tatt, men de fleste bildene brukt i kapittel 4.4 er hentet fra Oljedirektoratets faktasider (<http://factpages.npd.no> 2012).



Figur 2.1: Campingliv i Agardhbukta. Leiren er plassert på en flate som representerer topp Kapp Toscana-gruppen. Foto av M. Gundersen, 2009.

2.2 Etterarbeid

Loggene fra felt ble i ettetid omtegnet fra 1:20 til 1:50 skala. Disse er kun skannet, og blir presentert som håndtegnede logger i vedlegg 1. Eni Norge har også tegnet en sammensatt logg basert på skisser fra logg 1, lokalitet 1 og lokalitet 2 i Agardhbukta (figur 4.4). De få paleo-strømretningene som ble målt er presentert i rosedigram i figur 4.16. Programmet Rozeta 2.0 ble benyttet til å lage rosedigrammene.

Prøvene som ble samlet inn ble sendt inn til palynologisk analyse. Analysen ble utført hos Applied Petroleum Technology AS i Kjeller, og den fullstendige rapporten er tilgjengelig i vedlegg 3. I vedlegget er det også en oversikt over hvor prøvene er tatt fra.

Loggene fra borekjerter ble omtegnet fra 1:50 til 1:200 skala, og også disse er kun skannet og presentert som håndtegnede logger i vedlegg 2. Eni Norge har også tegnet en logg fra brønn 7120/12-2 i Hammerfestbassenget (figur 4.30).

Enkelte bilder og figurer er bearbeidet i Microsoft Paint.

3. Geologisk rammeverk

3.1 Introduksjon

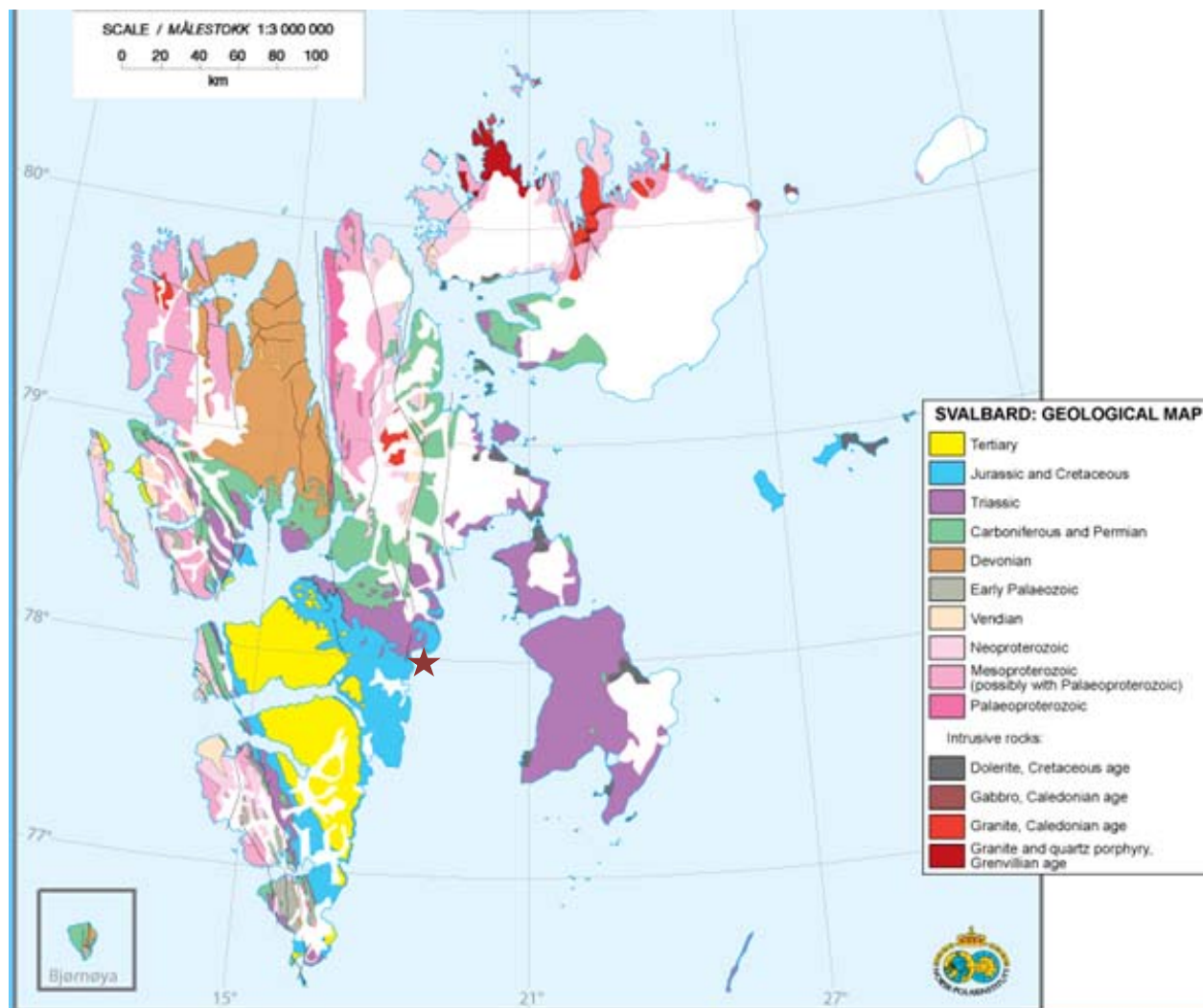
Barentssokkelen er lokalisert på det nordvestlige hjørnet av Eurasiaplaten, og dekker et område på nesten 1.3 million km². Øygruppen Svalbard er den eksponerte nordvestlige marginen av sokkelen, og dekker et område på 63 000 km² (Worsley 2008). Øygruppen består av Spitsbergen, Nordaustlandet, Barentsøya, Edgeøya, Kong Karls Land, Hopen, Prins Karls Forland og Bjørnøya, og ligger mellom 74° og 81° nordlig bredde og 10° og 35° østlig lengde. Øyene ble løftet opp ved platetektoniske bevegelser i mesozoisk og kenozoisk tid. Den geologiske lagrekken, med sedimenter avsatt fra prekambrium til i dag, viser en utvikling påvirket av gjentatte fjellkjededannelser fra sen mesoproterozoikum til tidlig kenozoikum (Dallmann 1999). Figur 3.1 viser fordelingen av eksponerte bergarter, og figur 3.2 viser viktige strukturelle elementer.

Internasjonal geologisk forskning har pågått siden slutten av 1800-tallet. Geologiske ekspedisjoner på 1900-tallet, ledet av blant annet Loven, Nordenskiöld, Nathorst og De Geer, har gitt grunnlag for det stratigrafiske rammeverket av området. Fra 1970-årene er det gjort geofysiske undersøkelser av havområdene rundt Svalbard, og disse har bidratt til økt regional forståelse for den geologiske utviklingen (Steel og Worsley 1984).

Svalbard kan deles i 5 geologiske provinser (Johnsen m.fl. 2001);

- Hekla Hoek komplekset som består av metamorfe bergarter fra prekambrium til tidlig silur. Finnes langs vestkysten og nordøst på Spitsbergen, samt på Nordaustlandet.
- Devonske grabener i nordlig del av Spitsbergen.
- Sentralbassenget i sentrale deler av Spitsbergen.
- Plattformområdet på østlige deler av Spitsbergen, samt på Barentsøya and Edgeøya.
- Folde-beltet fra kenozoikum langs vestkysten av Spitsbergen.

Det tektoniske rammeverket på Svalbard er dominert av N-S til NV-SØ orienterte strukturelle elementer (figur 3.2). De viktigste er Lomfjorden-Agardhbukta-, Billefjorden-, Indre Hornsund- og Paleo-Hornsund forkastningssone (Steel og Worsley 1984).



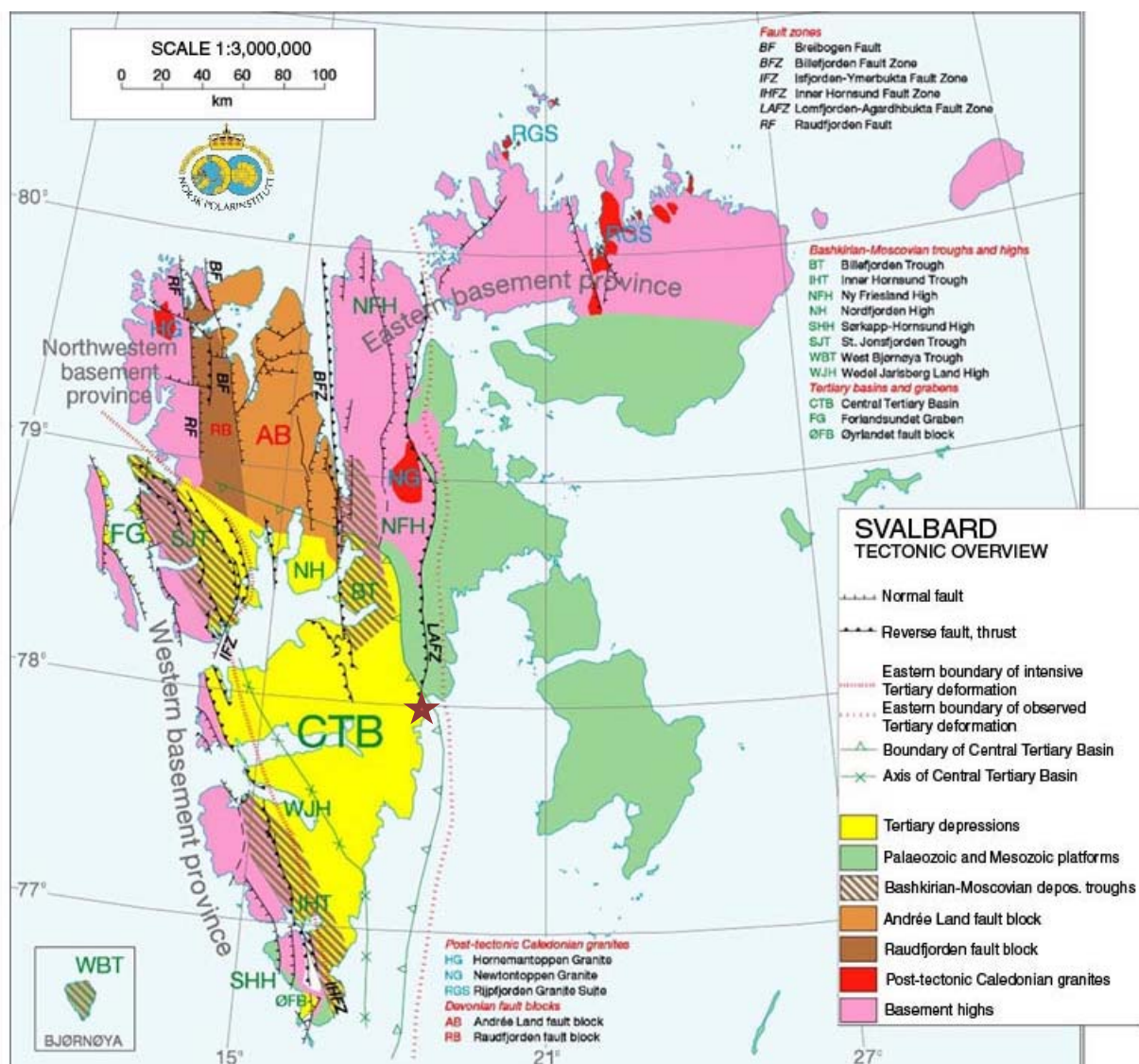
Figur 3.1: Forenklet geologisk kart over Svalbard. Modifisert kart fra Norsk Polarinstitutt. Agardhbukta er markert med rød stjerne.

Barentshavet utgjør den delen av Barentssokkelen som ligger under havnivå, og er et intrakratonsk basseng avgrenset av passive marginer mot Atlanterhavsbasenget i vest og Eurasiabasenget i nord (Sundvor og Austegard 1990; Grogan m.fl. 1999). Grogan m.fl. (1999) deler Barentshavet i to distinkte provinser: Plattformområdet sør og øst for Svalbard karakterisert ved sekvenser fra devon til tidlig kritt, og Barentshavet-marginen, som består av subbasseng av mesozoisk og kenozoisk alder. Marginen er lokalisert sørvest, vest og nord for Spitsbergen, og er avgrenset av dype havbasseng i vest. De to provinsene er separert ved store forkastningssystem relatert til åpningen av Atlanterhavet (Grogan m.fl.1999).

Videre kan den vestlige delen av Barentshavet deles i to strukturelle domener med NØ-SV orientering: Svalbardplattformen i nord karakterisert ved et tynt sedimentært dekke over grunnfjellet (Rønnevik og Jacobsen 1984; Berglund m.fl. 1986), og strukturelle fordypninger mellom plattformen og det norske fastlandet, der tykke sedimentære sekvenser fra

mesozoikum og kenozoikum er bevart (Berglund m.fl. 1986). Sør for Stappenhøyden ligger flere nordøst-sørvest orienterte ekstensjonsbasseng og høyder (se figur 3.4). Et av disse ekstensjonsbassengene er Hammerfestbassenget, et 70 kilometer bredt og 150 kilometer langt sammensatt sedimentært basseng, som var tektonisk aktivt i mesozoisk tid (Nøttvedt m.fl. 1992). Bassenget, som er begrenset av forkastningssoner (figur 3.4 og 3.5), ble utviklet fra sen jura til tidlig kritt, men bassengets geometri er også stekt påvirket av tidligere deformasjonshendelser (Berglund m.fl. 1986).

Dette kapittelet gir en oversikt over geologi og tektonikk relevant for oppgaven. Det vil bli lagt vekt på den generelle utviklingen av Barentssokkelen i mesozoisk tid, og spesielt utviklingen av Hammerfestbassenget. Ved navngiving av geologiske tidsperioder og stratigrafiske grupper henvises det til figur 3.3, 4.3 og 4.24.



Figur 3.2: Tektonisk oversikt over Svalbard. Modifisert kart fra Norsk Polarinstitutt. Agardhbukta er markert med rød stjerne.

3.2 Pre-Mesozoikum

På Svalbard betegner man bergarter datert til før hovedfasen av den kaledonske fjellkjededannelsen i midtre silur som grunnfjell. Grunnfjellet blir ofte referert til som Hekla Hoek etter definisjon av Nordenskiöld (1863), og består av sedimenter fra prekambrium til midtre ordovicium som er blitt forkastet, foldet og har gjennomgått metamorfose, samt størkningsbergarter (Dallmann 1999). Tidligere ble det antatt at dette var kun et produkt av den kaledonske orogenesisen, men undersøkelser fra slutten av 1980-årene har vist at Hekla Hoek har en fler-orogen utvikling (Dallmann 1999). I Barentshavet er kaledonsk grunnfjell er funnet ved boreundersøkelser (Johansen 1990).

I løpet av Devon blir det avsatt molasse-sedimenter fra den kaledonske fjellkjeden, som hovedsakelig er bevart i grabener i Andrée Land (Dallmann 1999). Disse har en karakteristisk rød farge, og blir ofte referert til som Old Red, i tråd med betegnelser som brukes i Nord-Europa. Ved grensen mellom tidlig og midtre devon er det observert en endring fra røde til grå facies, som antakelig reflekterer en overgang fra semi-arid klima til et mer humid klima, relatert til at Svalbard forflyttet seg fra ekvator og mot nord (Worsley 2008). I sen devon er den kaledonske orogenesisen i sin siste fase, kalt Svalbardian fase (navngitt av Vogt, 1928). En kombinasjon av sidelengs- og reversforkastning medførte foldning av de devonske sedimentene, som videre har gitt en vinkeldiskordans mot de overliggende avsetningene fra karbon (Worsley 2008). Hammerfestbassenget var i denne perioden dominert av sidelengs bevegelser (Berglund m.fl. 1986). Få brønner har penetrert denne delen av stratigrafien i Barentshavet, men seismiske- og borehulls data fra østlig del av Finnmarkplattformen viser en stratigrafisk utvikling liknende den som er sett på Svalbard (Nøttvedt m.fl. 1992).

Fra sen devon til midtre perm skjer det en utvikling fra et tropisk, kontinentalt avsetningsmiljø til en post-rift karbonatplattform (Worsley 2008). Utviklingen kan deles i tre litostratigrafiske grupper; Billefjorden-, Gipsdalen- og Tempelfjordgruppen, som foreslått av Cutbill og Challinor (1965).

I bunn er Billefjordengruppen som består av terrestriske sedimenter avsatt under tropiske forhold (Worsley 2008). Dette intervallet kan korreleres med den seismiske enheten K1 i Barentshavet, som vist på figur 3.3 (Nøttvedt m.fl. 1992). Over ligger Gipsdalengruppen, som består av karbonater, evaporitter og klastiske avsetninger avsatt fra midtre til sen karbon, og kan korreleres med de seismiske enhetene K2, K3 og P1 i Barentshavet (Nøttvedt m.fl. 1992). Barentssokkelen var i dette tidsrommet utsatt for oppløfting og rifting, og man ser en økt marin påvirkning (Dallmann 1999).

I sen karbon avtar den tektoniske aktiviteten, og sokkelen utvikles til en stabil karbonatplattform med evaporittdannelse (Dallmann 1999). Plattformen forblir stabil gjennom perm, med liten post-rift termal innsynkning og lav avsetningsrate. Hammerfestbassenget domineres av en øst-vest ekstensjon (Berglund m.fl. 1986). Den silisiklastiske tilførselen er lav, og det avsettes tykke lagrekker av karbonater og evaporitter på sørlig del av Barentssokkelen. Karbonatene og evaporittene, som utgjør

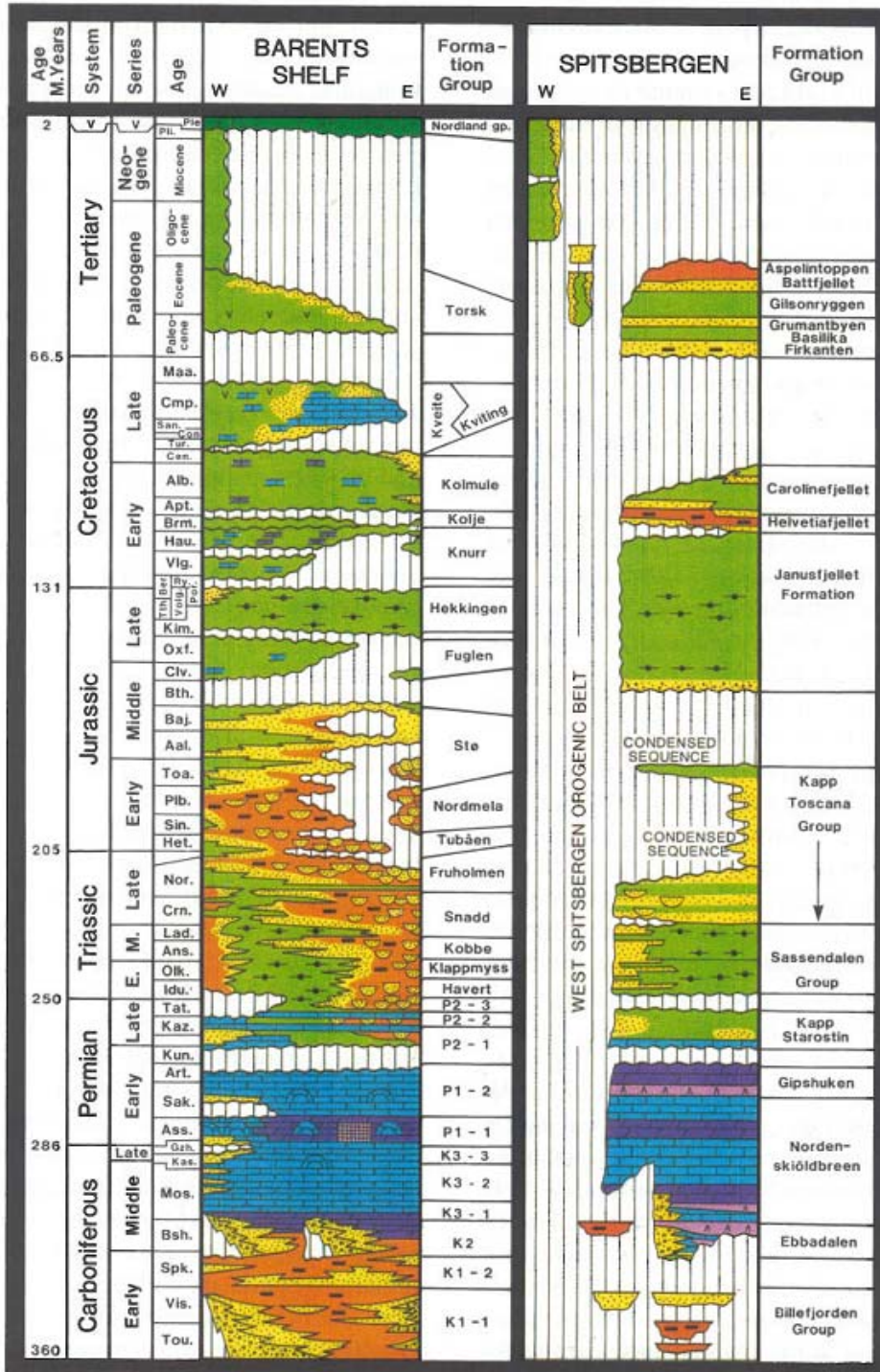
Bjarmelandgruppen, er foreløpig kun gjenkjent på Bjørnøya (Worsley 2008), og er tidsekivalent med øvre del av Gipsdalengruppen (Dallmann 1999).

En storskala transgresjon i midtre perm har gitt en skarp kontakt mellom Gipsdalengruppen og den overliggende Tempelfjordgruppen (Steel og Worsley 1984). Tempelfjordgruppen fra sen perm består av silisiklastiske dypmarine sedimenter, lokalt brutt av kaldtvanns karbonater og sandsteinsintervall (Dallmann 1999). I tillegg til en overgang fra terrestrisk til marint miljø, gjenspeiler også gruppene en overgang fra varmt, tørt klima til et temperert, fuktig klima (Worsley 2008). Tempelfjordgruppen kan korreleres med den seismiske enheten P2 (Nøttvedt m.fl. 1992).

3.3 Mesozoikum

Grensen mellom perm og trias er godt eksponert på Svalbard, og kan i tillegg følges langs en tydelig reflektor på Barentssokkelen, en reflektor som er tolket som en maksimal oversvømmelsesflate (Glørstad-Clark m.fl. 2010). Marin skifer i Sassendalgruppen på Svalbard ligger diskonformt over sand- og siltstein i Tempelfjordgruppen (Steel og Worsley 1984). En generell transgressiv trend avbrutt av repeterende kystlinje-progradasjoner dominerer gjennom tidlig trias. Kystlinjen prograderte generelt mot nordvest, først med sand fra det Baltiske skjold, deretter økte sedimenttilførselen fra Uralfjellene. Prograderingen har ført til utviklingen av klinoformer med et nord-nordøstlig strøk som strekker seg over Hammerfestbassenget og mot Bjarmelandplattformen. Klinoformene kan ha vært nær paleo-kystlinjen, med mulighet for sandavsetning i deltafront- eller shoreface miljøer (Worsley 2008). Zechstein-passasjen fra perm ble lukket i tidlig trias som følge av oppløfting av Midt-Norge og Grønland (Doré 1991). Den sørvestlige delen av Barentshavet ble dermed isolert fra de sentral-europeiske bassengene (Worsley 2008). Stor innsynkning og høy sedimentasjonsrate over hele Barentssokkelen har gitt tykke sedimentpakker, med flere kilometer tykke avsetninger i de østlige bassengene. Sediment-transport i de østlige bassengene har gått langs akse av Timan-Pechora-depresjonen fra sentrale deler av Uralfjellene (Worsley 2008).

I ladin (midtre trias) ble det avsatt organisk rik skifer på Svalbardplattformen (Kapp Toscana-gruppen). Sørvestlige del av Barentssokkelen var dominert av prodelta-avsetninger i fronten av systemet som prograderte mot nordvest. Innsynkningsraten avtok gjennom trias, og det ble utviklet store prograderende delta med flere kildeområder. Et delta- og flomslettemiljø ble raskt etablert, fremdeles med høye, men avtakende, innsynkning- og sedimentasjonsrater. Progradering fra vest påvirket vestlig del av Spitsbergen, mens områder lengre sør mot den norske sektoren var fremdeles påvirket av prograderingen fra det Baltiske skjold (Worsley 2008). Svalbard lå nå på 40-50°N i et tørt til humid klima med periodevis begrenset sirkulasjon (Steel og Worsley 1984).

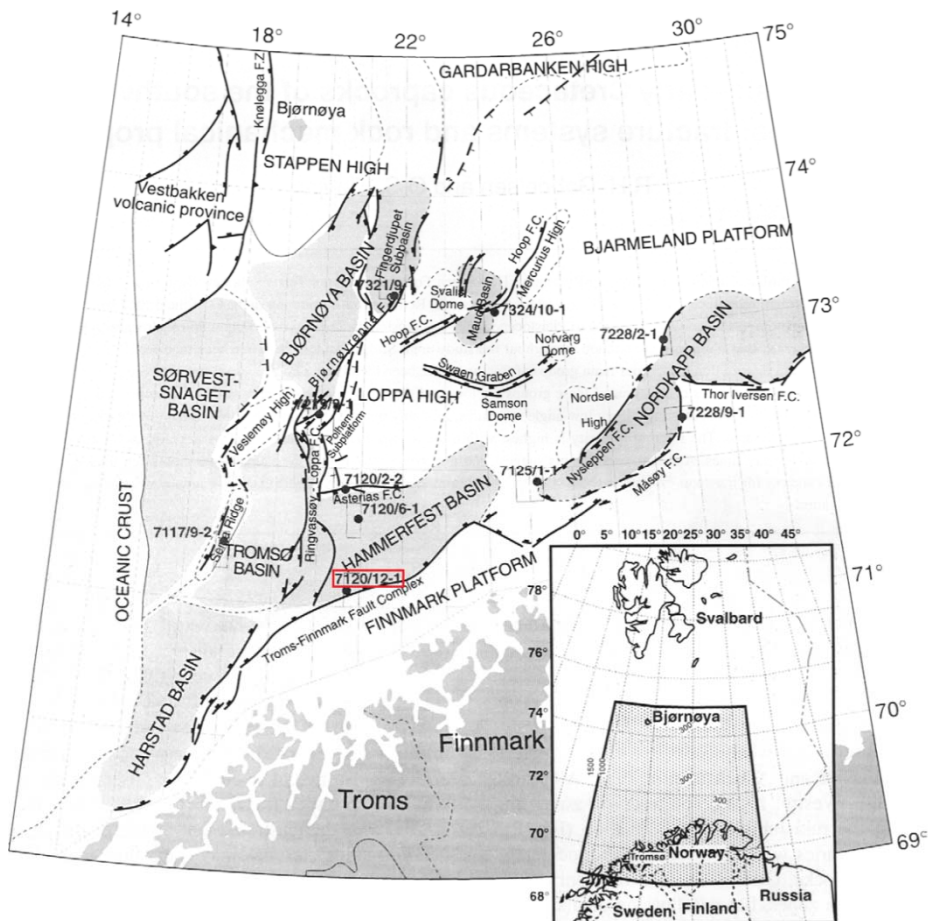


Figur 3.3: Generell litostratigrafi for Spitsbergen og vestlig del av Barentshavet. Fra Nøttvedt m.fl. 1992.

Fra sen trias til midtre jura er det på Svalbard avsatt en grå skifer som graderer opp til en umoden sandstein (Kapp Toscana-gruppen). Det sandige intervallet består av flere oppgrovingsenheter, og øverst er det et kondensert lag med noen tynne lag med fosfatnoder som indikerer starten på en regional transgresjon (Steel og Worsley 1984). I Hammerfestbassenget ble sedimentene avsatt i et basseng med deposenter nordvest for dagens Hammerfestbasseng. Lagrekken består her av sandstein, siltstein og skifer og enkelte tynne kull-lag, og er avsatt i et deltisk- til åpenmarint miljø. Intervallet inneholder kildebergarter av karn og tidlig jura alder, i tillegg til potensielt gode reservoarbergarter (Nordmela- og Støformasjonen) (Berglund m.fl. 1986). Både Svalbard og sørvestlige del av Barentshavet blir mer stabilt fra sen trias til midtre jura, noe som medførte en reduksjon i sedimentasjonsratene. Mønsteret av plattformer og bassenger, etablert i midte til sen jura, er det samme mønsteret som vi ser i dag (Worsley 2008).

Regional transgresjon i midtre jura og inn i tidlig kritt førte til avsetning av organisk rik marin skifer, som utgjør Agardhfjelletformasjonen (Adventdalengruppen) på Svalbard og Hekkingenformasjonen i Barentshavet (Worsley 2008). Hekkingenformasjonen er den viktigste kildebergarten for hydrokarboner i Hammerfestbassenget (Berglund m.fl. 1986). Gruppen inkluderer også sandstein avsatt i et deltisk miljø og på kontinentalsokkelen, samt kondenserte karbonatlag.

Svalbard og sørvestlige del av Barentshavet hadde beveget seg gjennom tempererte breddegrader i løpet av mesozoikum, og lå på vel 60°N i tidlig kritt (Worsley 2008). Utviklingen av et tidlig arktisk basseng førte til oppløfting av nordvestlige og nordlige del av dagens Spitsbergen i sen kritt (Steel and Worsley 1984). Frem til da hadde Hammerfestbassenget vært en del av et stort intrakratonsk basseng, men ble fra tidlig kritt utviklet som en separat struktur med ØNØ-VSV orientering (figur 3.4 og 3.5). Bassenget var karakterisert av oppløfting og forkastninger både langs marginene og i selve bassenget (Berglund m.fl. 1986). Avsetningene fra kritt i Barentshavet er dominert av finkornete sedimenter, med opptil 700 meter tykke skifre med organisk rike intervaller i bassengene. Plattformområdene var dominert av tynnere, karbonatholdige sekvenser (Worsley 2008). Videre i kritt utvikler avsetningsmiljøet seg gradvis fra prodelta til deltafront og til slutt deltaslette (Steel og Worsley 1984).



Figur 3.4: Strukturelle hovedelementer i sørvestlig del av Barentshavet. Figur fra Gabrielsen og Kløvjan 1997. Brønn 7120/12-1 som inngår i studiet er merket med rødt.

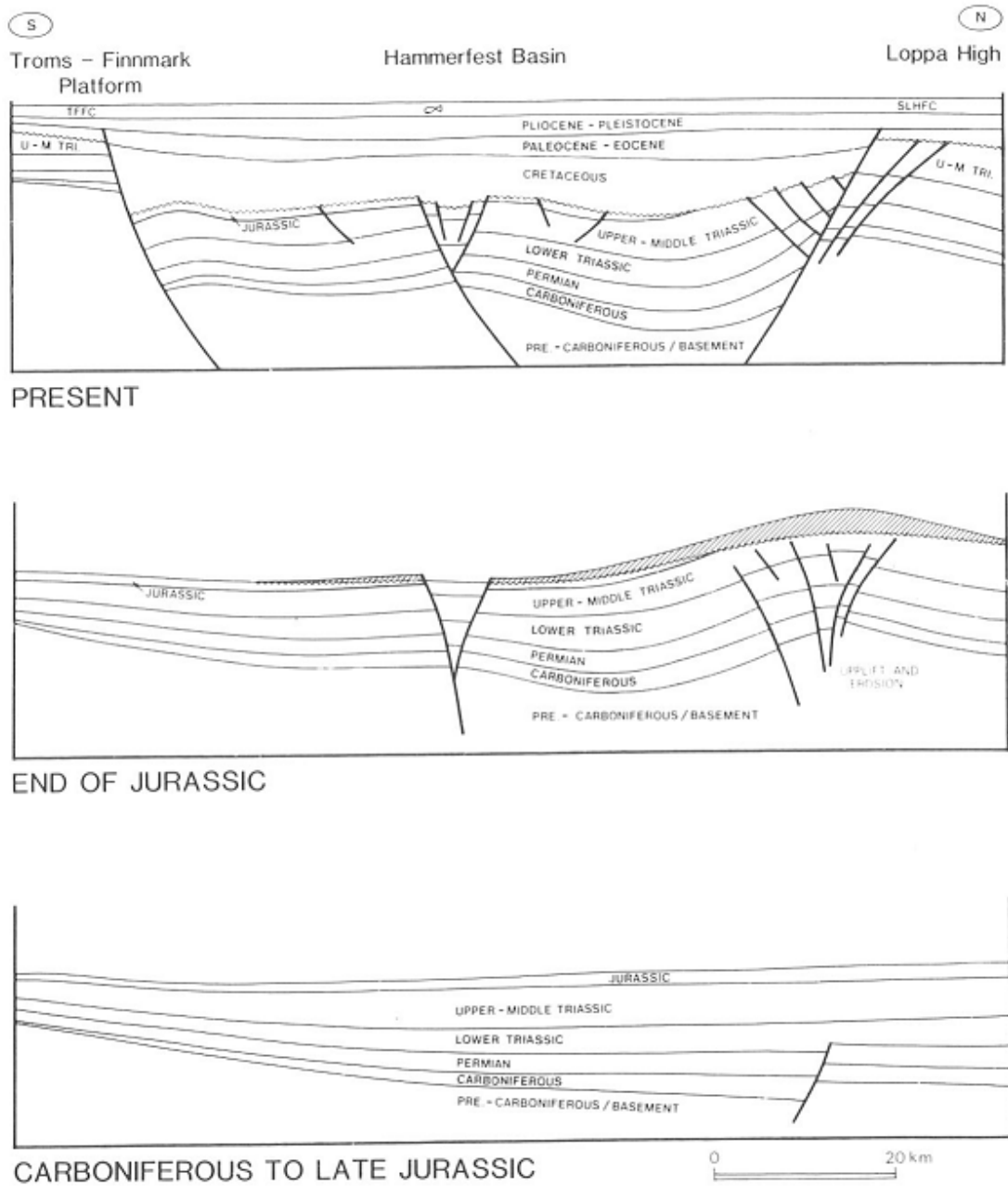
Oppløfting og erosjon av den nordlige delen av Barentssokkelen i sen kritt er grunnen til at det ikke finnes avsetninger fra sen kritt på Svalbard. Fra Longyearbyen og sørover ligger konglomerat fra paleogen direkte på avsetninger fra tidlig kritt (basal tertiær inkonformitet). På den sørlige delen av Barentssokkelen finner man derimot betydelige avsetninger av sen kritt alder. Letebrønner har påvist opptil 1200 meter med leirstein med tynne kalksteinsintervall i Tromsøbassenget. Sekvensen tynner ut mot øst, og i Hammerfestbassenget er enheten 50-100 meter tykk med kondenserte kalkholdige- til sandige enheter avsatt ved perioder med maksimal transgresjon (Worsley 2008).

3.4 Kenozoikum

Vestlig del av Barentssokkelen var dominert av tektonisk aktivitet gjennom paleogen, før den endelige åpningen av det Norsk-Grønlandske hav i eocen-oligocen (Worsley 2008). Strukturer relatert til et transformt forkastningssystem ble utviklet, blant annet De Geerforkastningen vest for Svalbard. Konvergerende bevegelser førte til at den vestlige delen av Spitsbergen ble foldet opp med dannelse av et folde- og skyvebelte (Dallmann 1999). Det tertiære folde- og skyvebeltet strekker seg 300 kilometer langs vestkysten. Deformasjonen

er hovedsakelig konsentrert langs beltet, i sentral- og østlige Spitsbergen ser man bare enkelte mindre folder og forkastninger (Steel og Worsley 1984). Øst for fjellkjeden førte innsynking til dannelsen av det Tertiære sentralbassenget (Dallmann 1999). Barentshavet var generelt passiv gjennom paleogen, bortsett fra vulkanisme og marginal oppløftning relatert til åpningen av det Norsk-Grønlandske hav (Worsley 2008). I sen eocen var hele Barentssokkelen over havnivå. I Hammerfestbassenget ble det avsatt marin skifer fra paleocen og tidlig eocen (Torsk formasjonen, figur 3.3) Dette forårsaket en temperaturstigning i bassenget, og kildebergartene i Hekkingenformasjonen oppnådde modning. Men oppløfting, erosjon og lekkasje har gjort bassenget mindre petroleumsførende. Manglende avsetninger fra oligocen og miocen i Hammerfestbassenget, har gjort det vanskelig og utfordrende med tanke på leting etter hydrokarboner (Berglund m.fl. 1986).

Oppløfting i neogen relatert til glasieringer medførte kraftig erosjon. Plattformområdene i nordlig del av Barentssokkelen ble utsatt for oppløfting opp til 3 kilometer. Hammerfestbassenget og sørvestlige Nordkappbassenget var minst påvirket med oppløfting på under 2 kilometer (Worsley 2008). Transgresjon i sen pliocen førte til at Barentshavet igjen ble dekket av hav, og det ble utviklet en kile av sen pliocen til pleistocen glasier sedimenter langs den vestlige delen av sokkelen. Hele Hammerfestbassenget ble dekket av tynne, glasier avsetninger i denne perioden (Berglund m.fl. 1986).



TFFC = Tross - Finnmark Fault Complex
 SLHFC = Southern Loppa High Fault Complex

Figur 3.5 Skjematisk fremstilling av den tektoniske utviklingen av Hammerfestbassenget og Loppa høyden. Figur fra Berglund m.fl. 1986.

4. Litofacies og faciesassosiasjoner

4.1 Introduksjon av Agardhbukta

Som nevnt i kapittel 1.3, er det totalt 4 logger fra Agardhbukta fordelt på to lokaliteter (figur 4.1 og 4.2). Fullstendige logger i 1:50 skala og tilhørende tegnforklaring er presentert i vedlegg 1. Det ble også tatt prøver for palynologisk analyse. Analysen ble utført av Applied Petroleum Technology AS, og dateringen ble satt til karn-nor alder, det vil si sen trias (se mer vedlegg 3). Analysen refererer også til Tschermakfjellet- og/eller De Geerdalenformasjonen, som begge tilhører Kapp Toscana-gruppen (se figur 4.3).

Begge formasjonene er navngitt av Buchan m.fl. (1965), men de gjeldende definisjonene er gitt av Mørk m.fl. (1982) (Dallmann 1999). Tschermakfjelletformasjonen består av siltig skifer med enkelte lamina av siltstein, og siderittnoduler som har en rødlig forvitningsfarge. Formasjonen viser en oppgrovning, der hyppighet av siltlamina øker samtidig som mengde siderittnoduler avtar oppover, og er tolket til å være avsatt i et slamdominert, oppgrovende prodeltamiljø. Formasjonen som er avsatt i midtre ladin til sen karn, er observert i sentrale og østlige deler av Spitsbergen (Mørk m.fl.1982).

Den overliggende De Geerdalenformasjonen består av periodiske oppgrovningsenheter som varierer fra skifer til finkornet sandstein, med fosfat- og kalsittkonglomerater som representerer brudd i avsetningen. Formasjonen er tolket til å være opprinnelig avsatt i et kontinentalt- eller fluviodeltisk miljø, og senere reavsatt i et marginalt- til grunnmarint miljø under påvirkning av tidevann og bølger (Mørk m.fl.1982). Formasjonen er datert til sen karn til nor. Uti fra beskrivelsen gitt av Mørk m.fl. (1982) og dateringer utført av Applied Petroleum Technology AS (vedlegg 3), tilhører den nedre delen av de studerte blotningene litostratigrafisk De Geerdalenformasjonen.



Figur 4.1: Oversikt over lokalitetene. Foto av M. Gundersen, 2009.

Wilhelmøya er en undergruppe av Kapp Toscana-gruppen, som ligger stratigrafisk over De Geerdalenformasjonen (figur 4.3). Den er navngitt av Worsley (1973) og er beskrevet som en kondensert grunnmarin avsetning (Dallmann 1999). Wilhelmøya-undergruppe er en kompleks undergruppe, som på grunn av store laterale variasjoner er delt inn i flere enheter. Slottetlaget ligger stratigrafisk nederst i undergruppen (figur 4.3 og 4.24), og er et distinkt markeringslag bestående av fin- til mediumkornet sandstein med fosfatnoder og siltlag. Lag eller linser av grus og konglomerat opptrer ofte i bunn av laget, og består typisk av reavsatte fosfatnoder, kvarts og sideritt. Øvre del av laget er en siderittementert sandstein med blant annet innhold av glaukonitt. Slottetlaget er også sett som et gulbrunt karbonatlag på Wilhelmøya og Hopen, som ligger henholdsvis nord og sørøst for studieområdet (Dallmann 1999). Navnet «Slottet» ble første gang brukt i «Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard» (editert av Dallmann 1999), og definisjonen er basert på beskrivelser gitt av Worsley (1973), Smith (1975) og Pčelina (1980).

Knorringfjelletformasjonen tilhører også Wilhelmøya-undergruppe (figur 4.3). Formasjonen, som er navngitt av Mørk m.fl. (1982), er beskrevet som et kraftig kondensert intervall med lange tidsavbrudd i avsetningsraten (Dallmann 1999). Formasjonen består av skifer, sandsteiner og karbonater med konglomeratlag i bunn og topp, henholdsvis Slottetlaget og Brentskardhaugenlaget. Basert på litostratigrafi og beskrivelser er øvre del av de studerte blotningene antatt å tilhøre nedre del av Wilhelmøya-undergruppe.

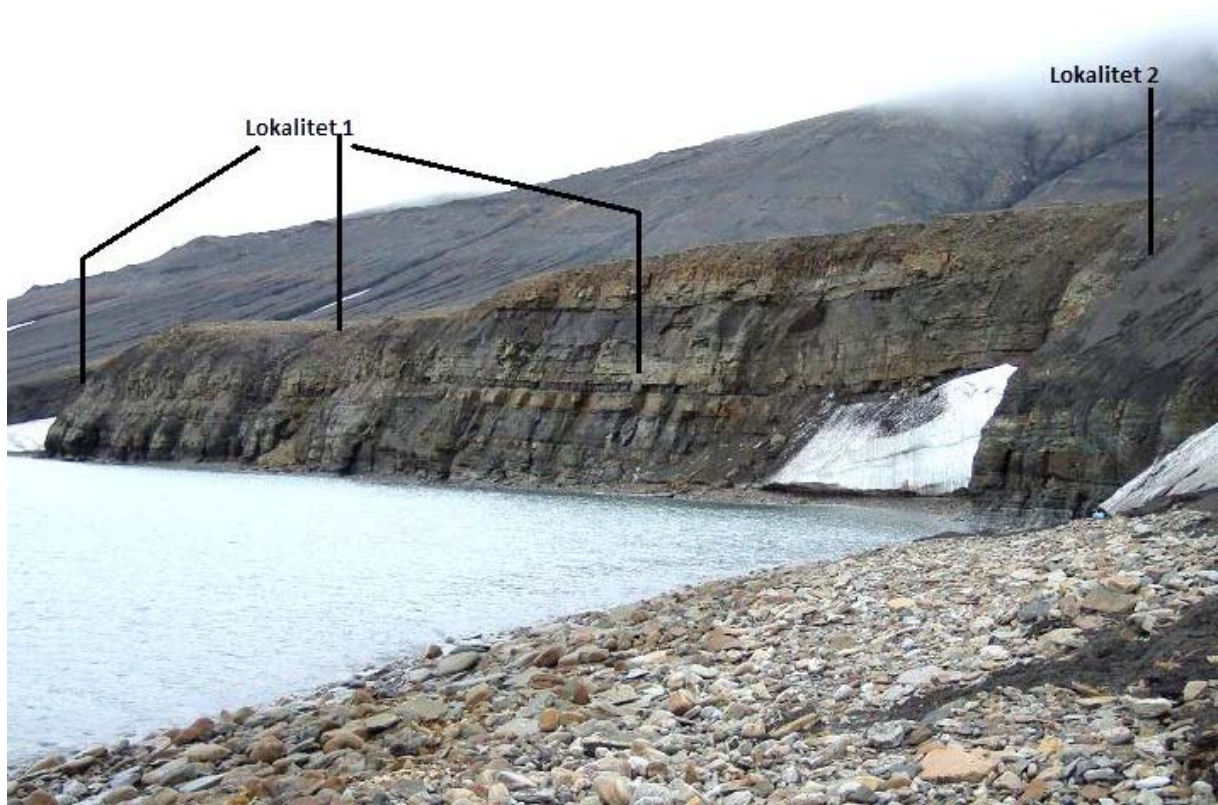
I studieområdet er 11 litofacies definert ut ifra kornstørrelse og sedimentære strukturer (tabell 4.1). Sedimentære strukturer er rangert etter strømregime i henhold til diagram av Middleton & Southard (1984). Litofacies ble gruppert i tre faciesassosiasjoner som består av en eller flere litofacies (tabell 4.2). Faciesassosiasjonene har gitt grunnlaget for tolkningen av avsetningsmiljø, vist i figur 4.4. Beskrivelse og tolkning av facies og faciesassosiasjoner blir gjennomgått i kapittel 4.2.

Tabell 4.1: Litofacies i Agardbukta

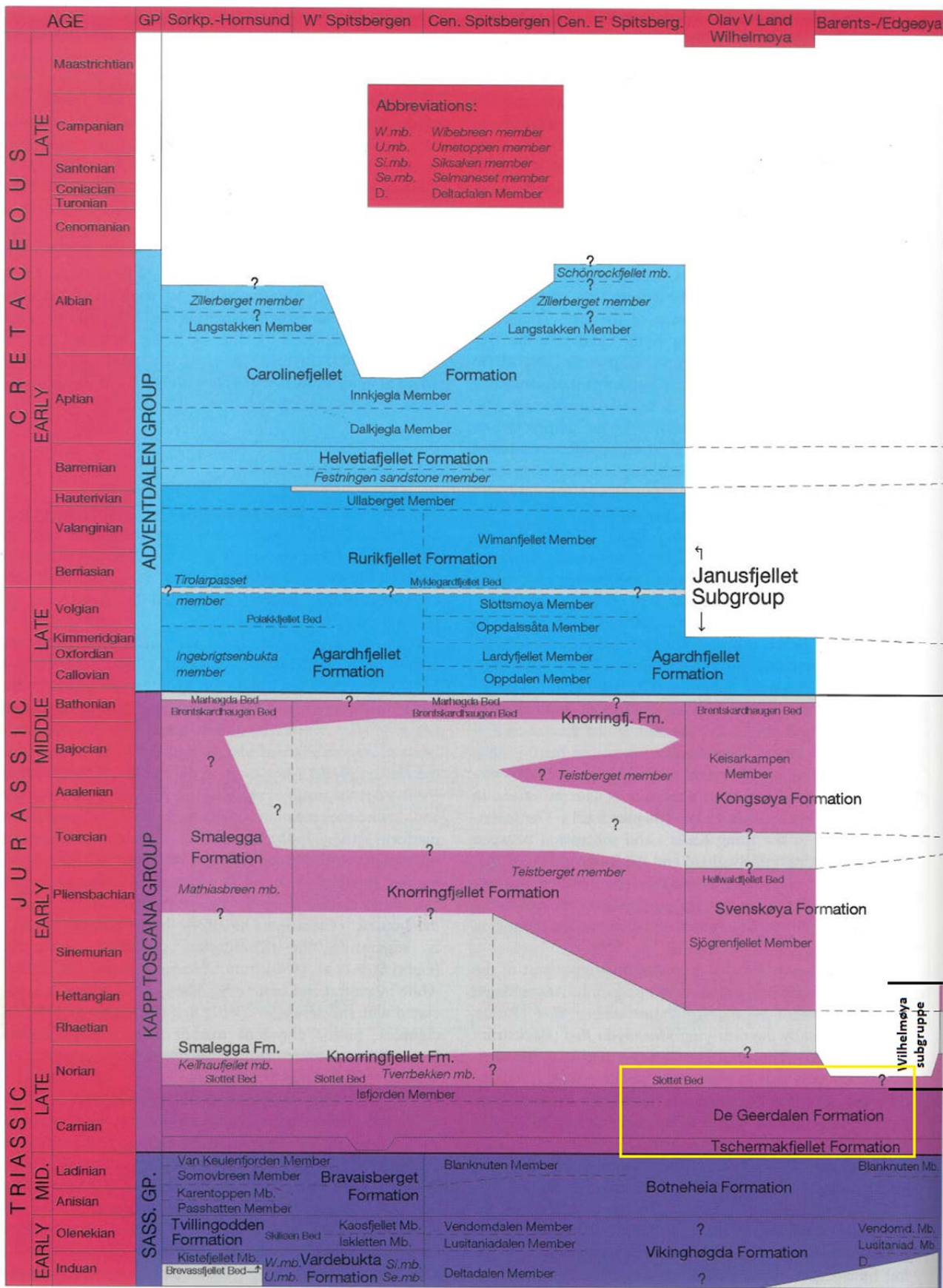
| Litofacies | Kornstørrelse | Beskrivelse | Tolkning | Figurhenvisning |
|------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|
| F1 | Slamstein | Slamstein som varierer i farge. Observerte farger er blågrå, grønnlig, grå og rød. Varierende mengde av silt. Spredte sideritt noder med 1-8 cm diameter. | Avsatt ved suspensjon i rolige vann med lav hydraulisk energi. Økt siltinnhold indikerer økt energi. | Figur 4.5-4.6 og 4.8. |
| F2 | Slamstein med linser av finkornet sandstein | Mørk grå slamstein med linser av veldig finkornet sandstein. Linsene er opptil 3 cm lang. Asymmetriske og symmetriske rifler og små dyner som migrerer mot vest er observert i sandlinsene. Plantefragment observert. | Avsatt under varierende hydrauliske forhold. Sand er avsatt som rifler/dyner ved ensrettet og/eller oscillerende strøm i nedre strømg regime, mens slam er avsatt i perioder med rolig vannforhold. | Figur 4.7, 4.8 og 4.10. |
| F3 | Slamstein og veldig finkornet sandstein | Blanding av slamstein og veldig fin- til finkornet sandstein. Små dyner og asymmetriske rifler dominerer, men symmetriske rifler er også observert. | Sand og slam avsatt på samme måte som F2, men i et miljø med større tilførsel av sand. Påvirket av ensrettet og oscillerende strømmer. | Figur 4.7 og 4.10. |
| F4 | Veldig fin- til finkornet sandstein med linser av slamstein | Veldig fin- til finkornet sandstein med linser av slamstein. Asymmetriske, og enkelte symmetriske, rifler og små dyner i sandstein. Enkelte steder er sandsteinen kalksementert. | Sand og slam avsatt på samme måte som F2 og F3, men i et mer sandig miljø (sandflate). Påvirket av ensrettet og oscillerende strømmer. | Figur 4.7. |
| F5 | Veldig finkornet sandstein | Veldig finkornet sandstein med «soft sediment deformation». Ball og pute-struktur observert. | Deformasjon som følge av strømmer, flodbølge, flom eller liknende. | Logg 1, lok.1 vedlegg 1. |
| F6 | Veldig finkornet sandstein | Rødlig sandstein uten tydelige strukturer. | Raskt avsatt sediment, evt. opprinnelige strukturer er omarbeidet av bioturbasjon. | Figur 4.17 og 4.18. |

Tabell 4.1 fortsetter

| Litofacies | Kornstørrelse | Beskrivelse | Tolkning | Figurhenvisning |
|------------|--------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|
| F7 | Veldig fin- til finkornet sandstein | Veldig fin- til finkornet, godt sementert sandstein uten tydelige strukturer. Ofte kraftig bioturbert. | Sandstein avsatt av ensrettet og/eller oscillerende strømmer i et miljø med høy biologisk aktivitet. | Logg 1 og 2, lok.1 og lok.2 vedlegg 1. |
| F8 | Fin- til medium-kornet sandstein | Veldig fin- til medium-kornet sandstein med storskala planært kryssjikt. Reaktiveringsflater og doble slamdraperinger er observert. Migrasjon hovedsakelig mot nordvest, men enkelte steder observert rifler med motsatt strømmretning i bunnsett. | To-dimensjonale dyner avsatt i et miljø med episodiske strømmer, trolig tidevannstrømmer. | Figur 4.10, 4.12 4.14, 4.15 og 4.16. |
| F9 | Fin- til medium-kornet sandstein | Fin- til medium-kornet sandstein med traue-kryssjikt og slamdraperinger. NW-SE orientering. | Tre-dimensjonale rifler og små dyner avsatt i et miljø med episodiske strømmer, trolig tidevannstrømmer, i nedre strømregime. | Figur 4.15 og 4.16. |
| F10 | Fin- til medium/grovkornet sandstein | Fin- til medium- mot grovkornet sandstein med en mulig blanding av planære- og traue-kryssjikt. | Dyner dannet ved ensrettet strøm med varierende styrke i nedre strømregime. | Figur 4.20 og 4.21. |
| F11 | Fin- til medium-kornet sandstein | Fin- til medium-kornet sandstein med horisontal planlaminering. Varierende tykkelse på lamina. Enkelte steder er det observert bioturbasjon og kalksentering. | Sand avsatt under sterk strøm i øvre strømregime. | Logg 1, lok. 1 vedlegg 1. |



Figur 4.2: Lokalitetene sett fra lokalitet 2 mot nordvest. Foto av M. Gundersen, 2009.



Figur 4.3: Litostratigrafisk oversikt av mesozoiske avsetninger på Svalbard. Modifisert fra Dallmann, 1999. Formasjoner beskrevet i dette kapittelet er merket av med gult rektangel.

4.2 Faciesassosiasjoner i Agardhbukta

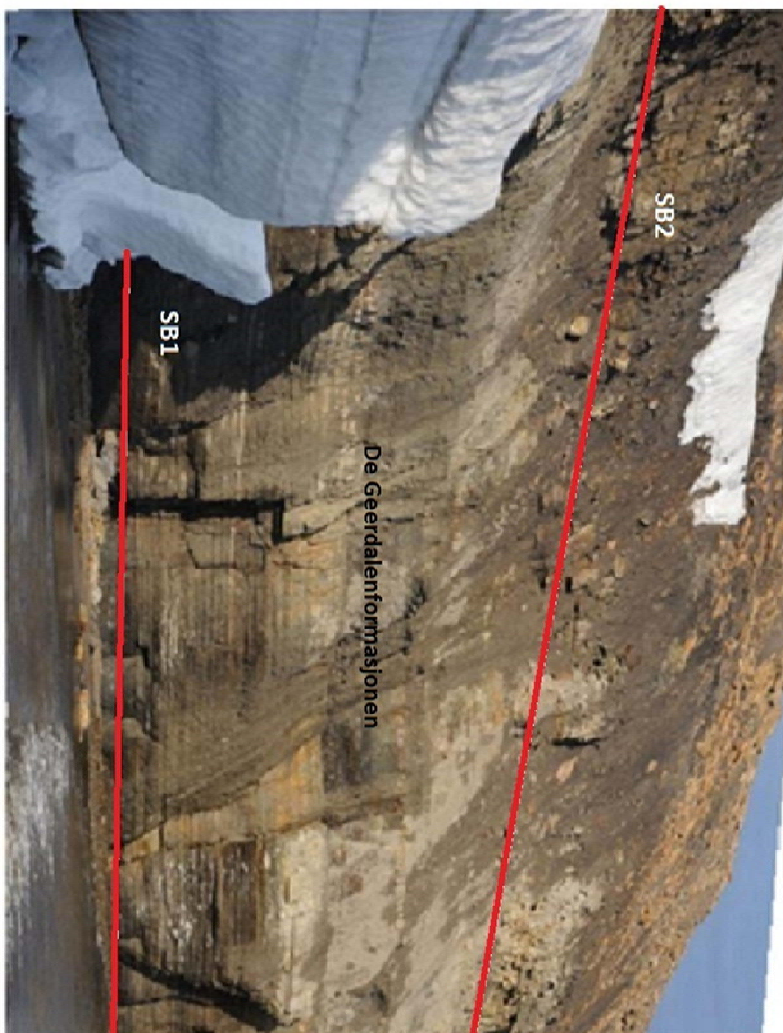
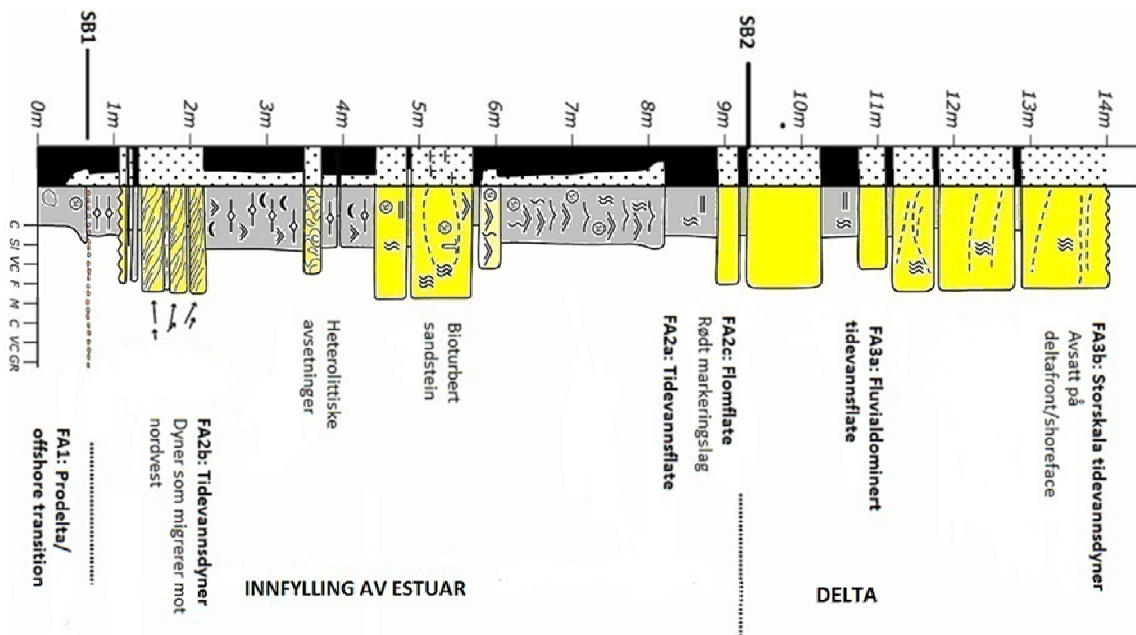
Tabell 4.2 Faciesassosiasjoner i Agardhbukta

| Facies-assosiasjoner | Undergrupper | Litofacies | Avsetningsmiljø |
|----------------------|--------------------------------------|----------------------|----------------------------------------------------|
| FA1 | - | F1 | Prodelta/offshore transition |
| FA2 | FA2a: Tidevannsflate | F2, F3, F4, F5 og F7 | Innfylling av tidevannsdominert estuar |
| | FA2b: Tidevannsdynner | F8, F9 og F11 | |
| | FA2c: Flomflate | F6 | |
| FA3 | FA3a: Fluvialdominert tidevannsflate | F1, F2 og F3 | Delta med tidevannspåvirkning/prograderende estuar |
| | FA3b: Storskala tidevannsdynner | F1, F7 og F10 | |

4.2.1: FA1 Prodelta/offshore transition

Beskrivelse:

Denne faciesassosiasjonen er observert i bunn av sekvensen ved lokalitet 1 (figur 4.4-4.6 og 4.8) og består kun av facies F1. Facies F1 er her sett som en blågrå leirstein som gradvis går over til en grågrønn siltstein. Slamsteinen har her en maksimal tykkelse på 70 cm, og gjennom hele slamsteinen er det observert spredte siderittnoduler. I logg 1 er denne facies begrenset oppad med et diskontinuerlig konglomeratlag bestående av siderittboller med 0,5-2 cm diameter (figur 4.5 og 4.8). Konglomeratlaget er en erosjonskontakt med skarp grense til underliggende siltig leirstein fra FA1.



Figur 4.4: Sammensatt logg tegnet av Eni Norge, basert på skisser fra logg 1 og 2 ved lokalitet 1 tegnet av M. Gundersen. Foto S. Olausen, 2012.

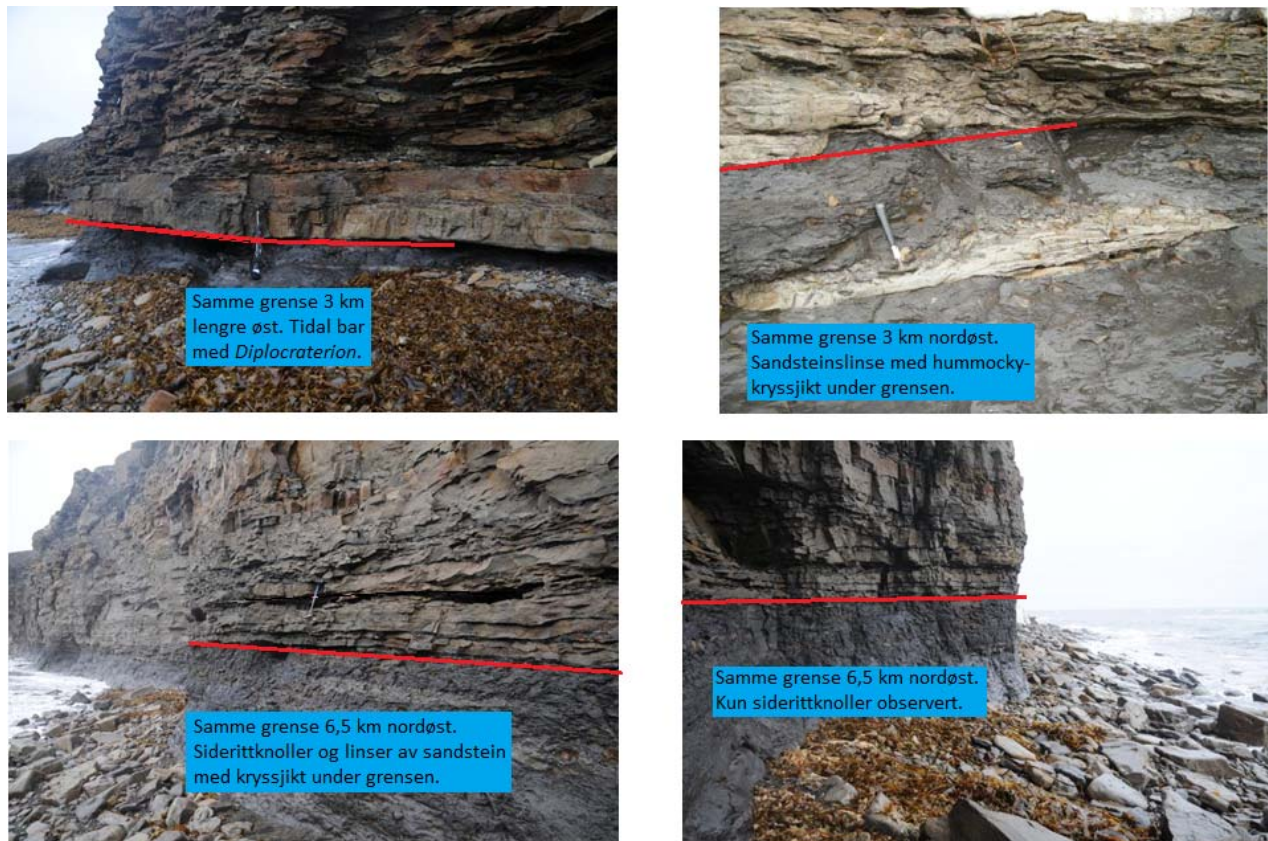
Tolkning:

Slamstein avsettes ved suspensjon i rolige omgivelser. Dersom siderittnodulene er tidlig diagenetiske, kan det indikere fersk- eller brakkvann (Tucker 2001). I slike miljøer er sideritt antatt å være et resultat av diagenetiske prosesser, der kalsitt har blitt omdannet til sideritt. I delta-, lagune- eller estuarine miljø eller prodelta med tilført brakkvann, vil de nødvendige kjemiske forholdene for avsetning og bevaring av jernholdig slam være tilstede. I og med at det overliggende konglomeratet består av omarbeidet siderittnoduler som også sees i faciesassosiasjon FA1, er det en mulig tolkning at sideritt var dannet tidlig.

I assosiasjon med overliggende estuarine avsetninger, er FA1 tolket til å være avsatt i et prodelta eller offshore-transition miljø, ikke ulikt det som er beskrevet fra De Geerdalenformasjonen (Mørk m.fl.1982). Det konglomeratiske siderittlaget er tolket til å være en sekvensgrense, her kalt SB1, og kan spores flere kilometer øst og nordøst (figur 4.4-4.6). Sekvensgrensen indikerer en regresjon, det vil si et fall i relativt havnivå, og avsetningene over (FA2) er avsatt i et mer proksimalt miljø.



Figur 4:5: Faciesassosiasjon FA1 (F1) under sekvensgrense SB1. Over SB1 er faciesassosiasjon FA2. Bildet nede til høyre viser nærbilde av avsetningen. Foto av S. Olaussen, 2012 og M. Gundersen, 2009.



Figur 4.6: Eksempler på sekvensgrensen SB1. Foto av S. Olausson, 2012.

4.2.2: FA2 Tidevannsdominert estuar

Denne faciesassosiasjonen består av avsetninger som er tolket til å representere innfylling av et tidevannsdominert estuar. Det er observert flere sedimentære strukturer som kan knyttes til tidevannets prosesser. Tidevannsdominerte estuarer har både marine- og fluviale tilførselskilder, men innfylling skjer kun ved progradering. Prograderingen skjer gjennom tidevannssandbarer og estuarine tidevannsflater som er direkte knyttet til alluviale sletter i proksimal retning (Boyd m.fl. 1992). Estuarer kan blant annet utvikles ved elvemunning på tidevannsdominert deltafront som et resultat av hydrodynamiske prosesser (Davis Jr og Dalrymple 2012). Palynologisk analyse av prøver viser hovedsakelig et ikke-marint miljø, med noen få innslag av marginalmarine avsetninger, gjennom hele denne faciesassosiasjonen. Faciesassosiasjonen er delt i tre undergrupper, FA2a, FA2b og FA2c. FA2a og FA2b består av henholdsvis heterolittiske avsetninger assosiert med tidevannsdynner, mens FA2c er tolket til å representere en flomflate.

FA2a Tidevannsflate

Beskrivelse:

Denne undergruppen av FA2 er sammensatt av facies F2, F3, F4, F5 og F7. Avsetningene, som består av vekslende lag av slamstein og veldig fin- til finkornet sandstein, og er observert ved lokalitet 1 og 2 (figur 4.7 og 4.8). De vekslende lagene med slamstein og

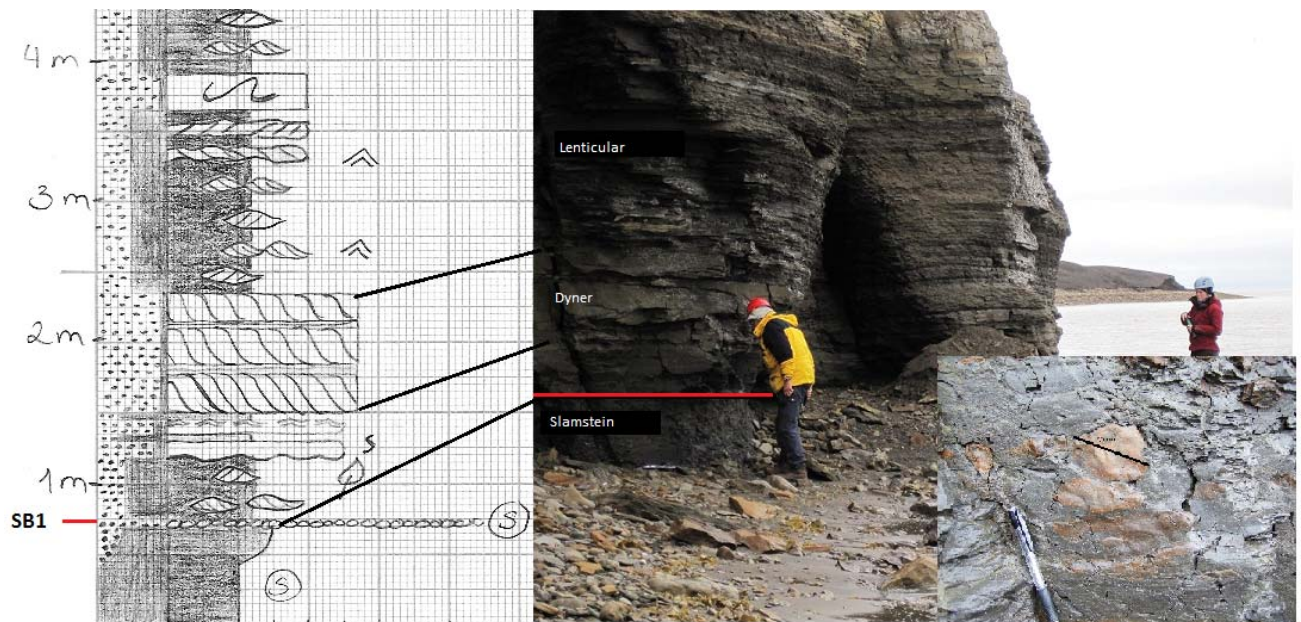
sandstein viser variasjon i forholdet mellom sand og slam, og tre typer avsetninger er identifisert (se figur 4.7): linser av veldig finkornet sandstein omgitt av mørk slamstein (F2), kontinuerlige lag av veldig fin- til finkornet sandstein separert fra hverandre med lag av slamstein (F3), og avsetninger der veldig fin- til finkornet sandstein dominerer, avbrutt av mørke slamdraperinger. Generelt gjennom faciesassosiasjonen dominerer lys sandstein, men både grønnlig og rødlig sandstein forekommer. I sandsteinen er det observert rifler og små dyner, og doble slamdraperinger er ofte sett (figur 4.9). Riflene er hovedsakelig asymmetriske, men enkelte symmetriske rifler er også observert. I tillegg til svak til moderat bioturbasjon, er det også observert siderittnoduler og, i sjeldne tilfeller, plantefragmenter. De heterolittiske avsetningene blir ofte brutt av massive sandsteinslag av veldig fin- til finkornet sand (F7). Disse er ofte svært bioturberte og kalksementerte, så primære strukturer er generelt ikke mulig å identifisere. Noen få steder er imidlertid symmetriske rifler observert. Observerte graveganger i de massive sandsteinslagene tilhører icnofaciesgruppen Skolithos. I logg 1 ved lokalitet 1 er det også observert et 25 cm tykt lag med deformasjon i mykt sediment, identifisert som ball- og putestruktur (F5). Over og under det deformerte laget er det heterolittiske avsetninger.



Figur 4.7: A) og B) Lenticular-, wavy- og flaser bedding i faciesassosiasjon FA2a (F2, F3 og F4). C) Nærbilde av flaser bedding (F4) med bølgeslagsmerker i bunn. Foto av M. Gundersen, 2009.

Tolkning:

Avsetningene av vekslende lag med slamstein og sandstein er tolket til å være heterolittiske avsetninger som representerer tidevannets sykluser (Davis Jr og Dalrymple 2012). Relativ høy energi ved flo og fjære gir strømmer som kan transportere sediment, og sand avsettes. Under perioder med rolig vannforhold, avsettes slam ved suspensjon (Shanmugam m.fl.2000). De tre typene av heterolittiske avsetninger er identifisert som lenticular bedding (F2), wavy bedding (F3) og flaser bedding (F4), og disse gjenspeiler forholdet mellom slam og sand tilgjengelig. Reineck og Singh (1980) har foreslått at flaser bedding dannes under forhold der avsetning og bevaring av sand er gunstig, mens lenticular bedding dannes i miljøer der avsetning og bevaring av slam er foretrukket (Boggs 2006). Lenticular- og wavy bedding er tolket til å være avsatt på henholdsvis slamrik tidevannsflate og tidevannsflate med både sand og slam, i et «intertidal» til «subtidal» miljø. Flaser bedding er avsatt på sandholdig «subtidal» flate. Vertikale variasjoner mellom de ulike facies gjenspeiler dermed endringer i relativt vannivå.



Figur 4.8: Slamstein med sideritt noduler avsatt i prodelta/offshore transition (FA1). Over sekvensgrensen SB1 er det avsatt tidevannsdynes og heterolittiske avsetninger (FA2). Ved lokalitet 1. Foto av M. Gundersen, 2009.

I sandlinsene er det observert hovedsakelig asymmetriske rifler, men enkelte symmetriske rifler forekommer også. Asymmetriske rifler er også kalt strømrefler, da de dannes under ensrettet strøm, mens symmetriske rifler dannes ved oscillerende bølgebevegelser (Boggs 2006). Doble slamdraperinger (figur 4.9) er også et bevis for påvirkning av tidevann. Her er slam avsatt under rolige forhold ved lavvann og høyvann, mens de tynne sandlinsene er avsatt av strøm enten ved stigende eller avtakende tidevann. Heterolittiske avsetninger er vanlig på «intertidal» flater, og finnes også «subtidal» i estuarer og deltaer. Heterolittiske avsetninger kan også forekomme i miljøer uten tidevannspåvirkning, som i fluviale miljøer

(Davis Jr og Dalrymple 2012). Palynologiske prøver tatt ved lokalitet 2 (AG 40, vedlegg 3) viser ikke-marine former, og indikerer dermed et restriktivt miljø.



Figur 4.9: Dobbelt draperinger i FA2a. Foto av M. Gundersen, 2009.

Ball- og putestrukturer er tradisjonelt assosiert med «liquefaction» som følge av seismiske bølger. Studier av Greb og Archer i 2003 og 2004 viser derimot at deformasjon av mykt sediment også forekommer i estuarer med makro-tidevannsforskjell uten seismiske bølger. Deres studie av Turnagain, et estuar sørøst i Alaska, viser at deformasjonsstrukturer kan dannes i løpet av et døgn. Dette er enten på grunn av overtrykk på tidevannflate dersom tidevannet synker raskt, eller som følge av skjærstress på underlaget dersom en flodbølge passerer. Studiet av Turnagain dokumenterte ulike deformasjonsstrukturer i et 17 cm tykt ukonsolidert lag, men ingen ball- og putestrukturer ble påvist (Greb og Archer 2007).

I dette studiet kan man ikke utelukke seismisk aktivitet, men deformasjonen kan også skyldes mekanismer direkte knyttet til tidevannet. Deformasjonsstrukturene vil ikke bli diskutert videre her.

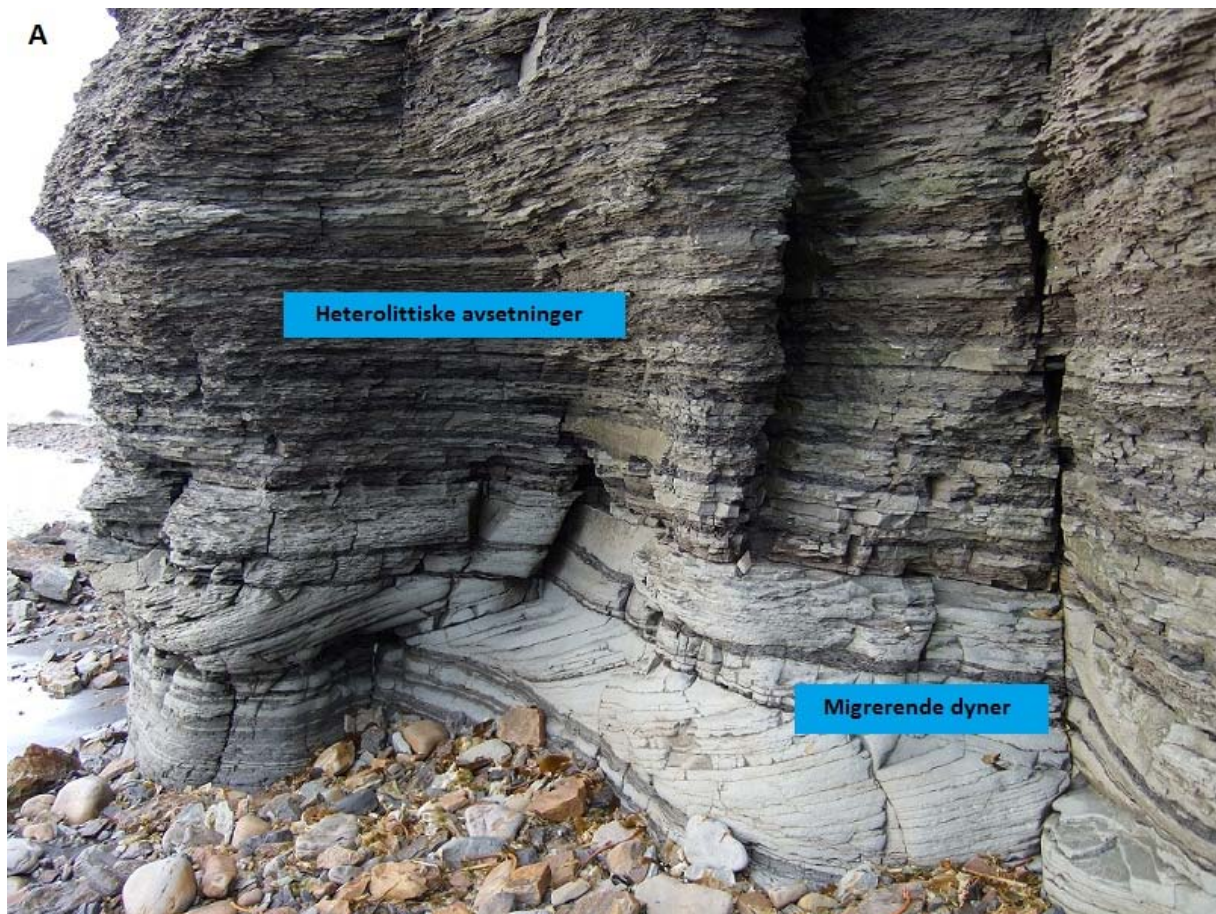
De massive sandsteinslagene (F7) i denne faciesassosiasjonen fremstår som strukturløse på grunn av bioturbasjon og sementering. Det er dermed vanskelig å gi noen god tolkning, bortsett fra at de gjenspeiler perioder med høy sediment tilførsel, enten fra marine- eller fluviale kilder. Noen få bølgerifler er imidlertid observert, og sandlagene kan være stormavsetninger. Observerte graveganger tilhørende ichnofacies-gruppen *Skolithos*, finnes

normalt i strandsonen der vannenergien er høy (Boggs 2006), men er også sett på «intertidal» flater (Davis Jr og Dalrymple 2012). Kun en prøve fra disse sandsteinslagene er sendt til palynologisk analyse, og analysen konkluderer med et ikke-marint miljø (AG 4, vedlegg 3).

FA2b Tidevannsdynner

Beskrivelse:

Assosiert med de heterolittiske avsetningene finner man undergruppen FA2b, som består av facies F8, F9 og F11. Facies F8 er en fin- til mediumkornet sandstein med storskala kryssjikt, observert ved logg 1, lokalitet 1. F8 består her av tre sett med sigmoide til kurvede forsett med en sett-tykkelse mellom 20-30 cm (figur 4.10). Innad i settene er det observert erosjonsflater. Det også sett doble slamdraperinger (figur 4.12) og diskontinuerlige linser av organisk rik slamstein. Krysssjiktet viser en dominerende migrasjon mot nordvest (figur 4.16), men det er også observert migrasjon mot sørøst i bunnsett (figur 4.10). Settene er separert fra hverandre med horisontal planlaminering (F11) med varierende tykkelse på lamina. Den laterale utstrekningen av et enkelt sett er anslått til ca. 17 meter.



Figur 4.10: A) Migrerende dyner (F8) med overliggende heterolittiske avsetninger (F2 og F3) i faciesassosiasjon FA2 ved logg 1, lokalitet 1. Sett med dyner (F8) har her en lateral utstrekning på omtrent 17 meter. Foto av M. Gundersen, 2009. Se også figur B neste side.



Figur 4.10: B) Nærbilde av tidevannsdynere (F8), legg merke til strømrifler i nedre del av bildet som migrerer i motsatt retning relativt til dynene, og slamdraperinger. Foto av S. Olaussen, 2012.

I en finkornet sandstein ved logg 2, lokalitet 1 er det observert trau-kryssjikt (F9) med slamdraperinger i trauene. Facies F9 er delt inn i 4-5 sett med sett tykkelse på ca. 40 cm. I de øverste 40 cm er sanden kalksementert og fremstår som massiv, men det antas at dette er samme facies (F9). Ved logg 3, lokalitet 1 er det en veksling mellom storskala planære-kryssjikt (F8) og småskala trau-kryssjikt (F9) (figur 4.15). Facies viser også her en generell migrasjon mot nordvest (figur 4.16). Settene varierer i tykkelse mellom 20-40 cm, og viser en svak oppfining fra mediumkornet i bunn til veldig fin- til finkornet øverst. Erosjonskontakter og enkelte klaster av leirstein er observert. I tillegg er det sett uspesifiserte horisontale graveganger (figur 4.11) og enkelte symmetriske rifler øverst i de planære settene. Den laterale utstrekningen her er anslått til ca. 12 meter. Facies tilhørende denne undergruppen (F8, F9 og F11) er ikke observert ved lokalitet 2.

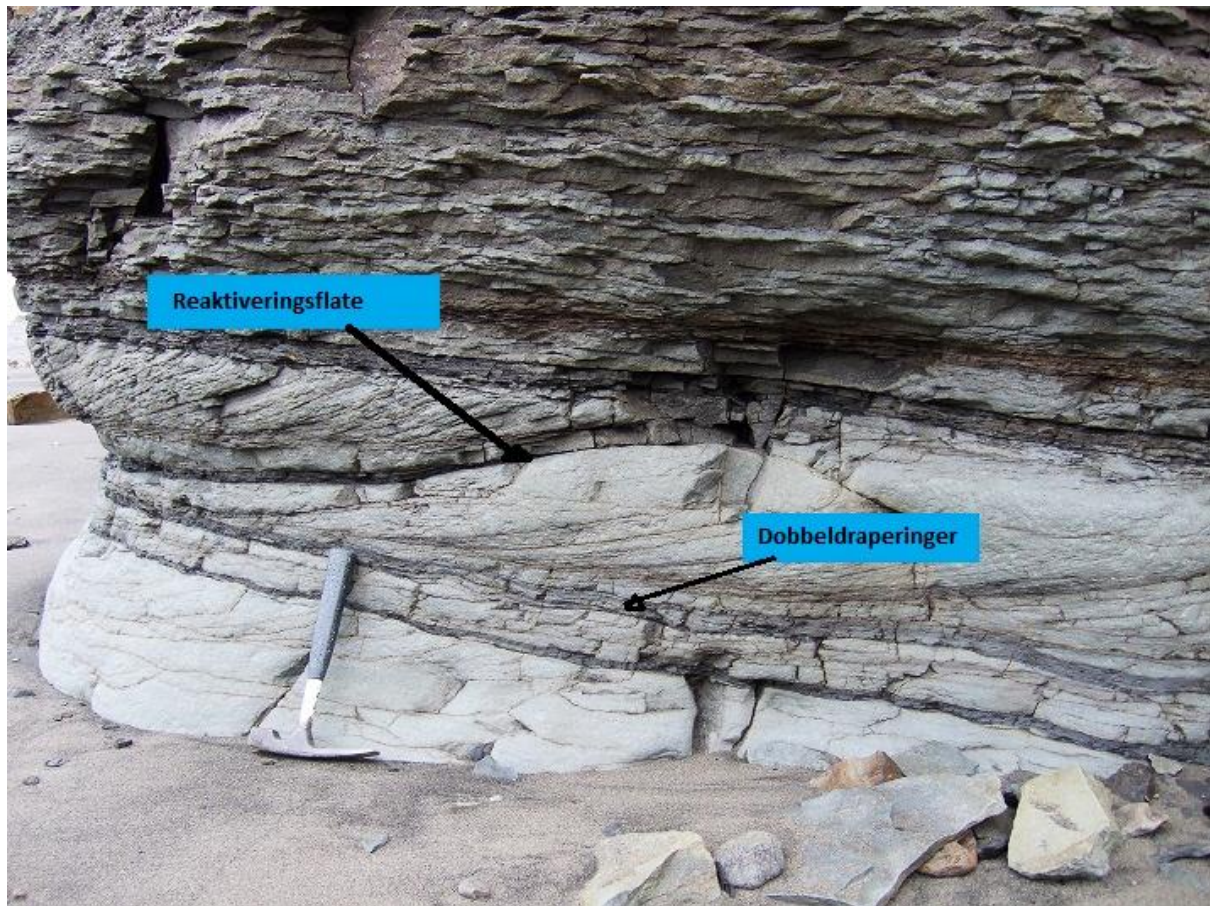
Tolkning:

Faciesassosiasjonen er tolket til å være dominert av tidevannets prosesser. Den generelle prograderende retningen i karn er antatt å være mot nordvest (Høy og Lundschieen 2011). Dynene i facies F8 migrerer mot nordvest (figur 4.16), og sammen med dominerende ikke-marine palynomorfer (vedlegg 3), indikerer det at dynene representerer ebbe, det vil si synkende tidevann. Altså viser FA2 paleo-distal retning, og den dominerende strømmen

antas å være ved ebbe. Strømriflene som er sett i bunn migrerer mot sørøst er antatt å være avsatt ved flo. Strømmen ved stigende tidevann har generelt ikke vært sterk nok til å reversere retningen til de migrerende dynene, og har kun erodert bort noe av dynene. Syklusen repeteres ved hver tidevannssyklus, og kontakten/erosjonsflaten som er sett mellom hver migrerende avsetning kalles en *reaktiveringsflate* (Klein 1970; Davis Jr og Dalrymple 2012). Reaktiveringsflater finnes i «subtidal» og i tidevannspåvirket miljø, som kanaler, men har også blitt rapportert i tidevannssandbarer tidligere (Shanmugam m.fl. 2000). Facies F8 er tidligere tolket til å være av fluvial opprinnelse (Høy og Lundschieen 2011), men reaktiveringsflater og doble slamdraperinger (figur 4.12) indikerer påvirkning av tidevann. Doble slamdraperinger er, som allerede nevnt, et resultat av slam avsatt under rolige forhold ved lavvann og høyvann, mens de tynne sandlinsene er avsatt av strøm enten under stigende eller avtakende tidevann. Facies F8 er tolket til å være dyner avsatt i tidevannskanaler, eller som en del av en sandbar enten avsatt ved estuarmunning eller på «subtidal» til «intertidal» tidevannsflate i estuaret.

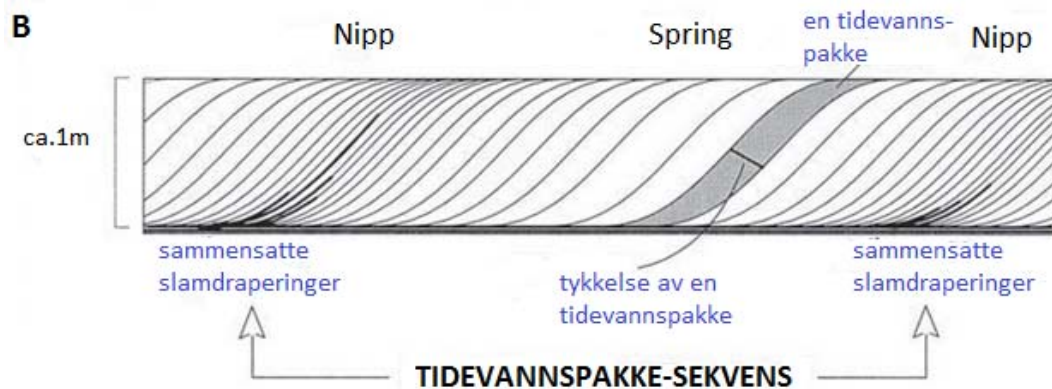
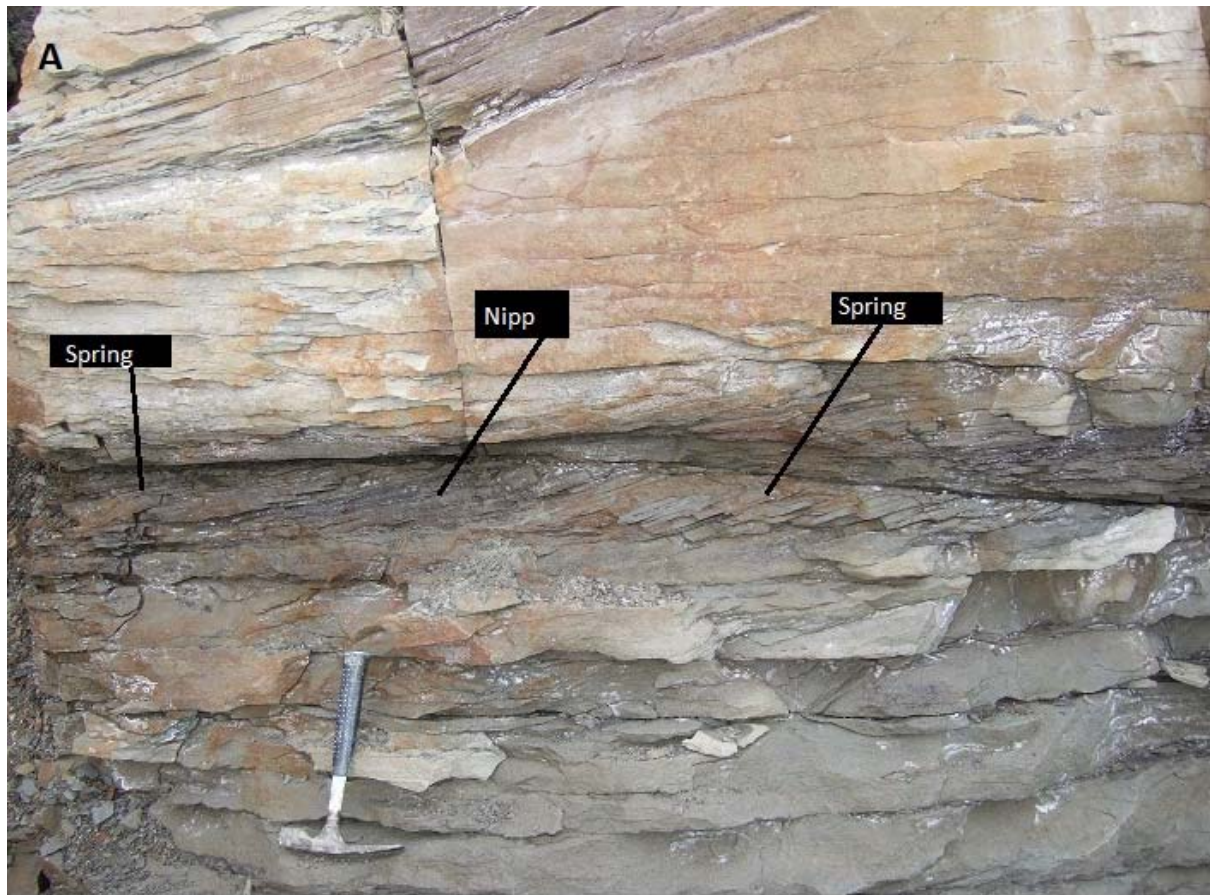


Figur 4.11: Vertikale og horisontale gravespor i faciesassosiasjon FA2b. Foto av S. Olaussen, 2012.



Figur 4.12: Reaktiveringsflater og dobbeldraperinger assosiert med migrerende dyner (F8) sett i faciesassosiasjon FA2 ved lokalitet 1. Foto av M. Gundersen, 2009.

Assosiert med facies F8 er det observert en viktig struktur ved lokalitet 1 som indikerer tidevannets påvirkning (figur 4.13). *Tidevannspakker* er spesielle kryssjikt-sett, der hver pakke representerer migrasjonen av en liten dyne (Davis Jr og Dalrymple 2012). En *tidevannspakke-sekvens* er sediment avsatt under en komplett nipp-spring-nipp syklus (ca. 14 dager), mens en tidevannspakke er sediment avsatt under en enkelt ebb (når tidevannet synker). De tynneste pakkene er avsatt i nipp, mens de tykkere pakkene er avsatt under spring (Boyd m.fl. 1992). Heterolittiske avsetninger og strukturer assosiert med tidevann, er også å finne på tidevannsdominerte delta, men bevarte tidevannspakker er sjelden, da slike strukturer ofte omarbeides av bioturbasjon, bølger og stormer (Davis Jr og Dalrymple 2012). Tidevannspakker utvikles under relativt sterke strømmmer, ofte langs kanalmarginer og kanalbunn, og er her tolket til å være avsatt enten på «intertidal» flater eller i tidevannskanaler.



Figur 4.13: A) Tidevannspakker ved sett i faciesassosiasjon FA2b ved lokalitet 1. Foto av M. Gundersen, 2009. B) Skjematisk fremstilling av en tidevannspakke-sekvens, figur modifisert fra Boyd m.fl. 1992.

Horisontal planlaminering (F11) reflekterer også tidevannets påvirkning. Strøm ved stigende og/eller synkende tidevann avsetter sand, mens det avsettes mer finkornet sediment fra suspensjon ved høyvann og lavvann. Resultatet er vekslende lag med sandstein og slamstein, som Reineck (1967) har kalt «tidal bedding», og er vanlig på «intertidal» flater (Davis Jr og Dalrymple 2012). Horisontal planlaminering mellom settene med kryssikt indikerer perioder der forholdene ikke tillater utvikling av dyner. Dette kan skyldes økt strømstyrke.

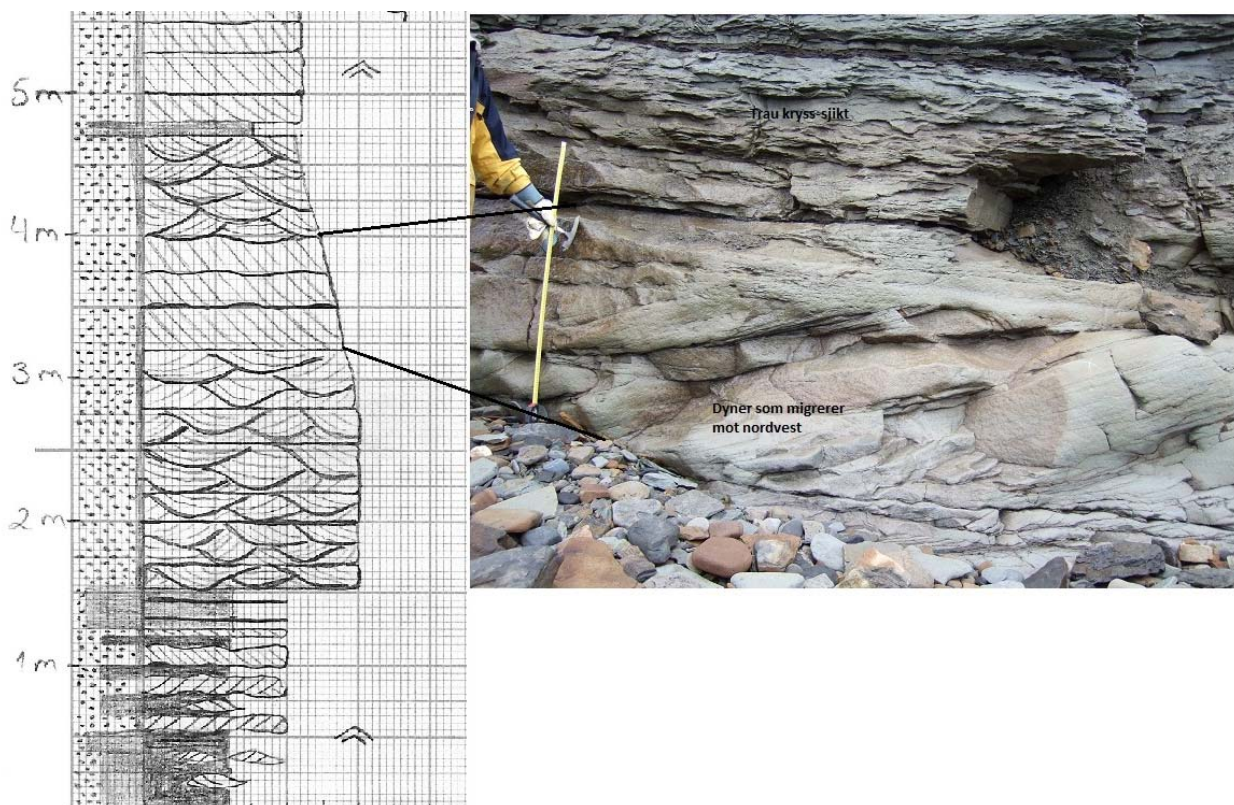
Trau-kryssjiktet (F9) består av små dyner (>6cm) og rifler (<6 cm) som er tre-dimensjonale. Vekslingen mellom småskala trau-kryssjikt og storskala planært-kryssjikt (figur 4.15) kan skyldes endringer i vannivå og/eller strømstyrke. Oppfiningstrenden kan tyde på en kanalavsetning. Kryssjiktet viser at migrasjon mot nordvest har dominert, men migrasjon mot sørvest er også målt (figur 4.16). Trau-kryssjikt som migrerer mot sørvest kan være dannet i en kanalbunn. Som nevnt i beskrivelsen ble det observert enkelte symmetriske rifler i toppen ved logg 3, lokalitet 1 noe som indikerer påvirkning av bølger, men reaktiveringsflater og slamdraperinger i trauene tyder på at tidevannet dominerer. Facies F9 er derfor tolket til å være avsatt i tidevannskanaler.

Ved lokalitetene er det også observert planære-kryssjikt (F8) med økende lagtykkelse oppover, samtidig som slaminnholdet avtar (figur 4.14). Dette kan tolkes som en gradvis økning av tidevannsstrøm (flo eller ebbe) på en sandig tidevannsflate (Davis Jr og Dalrymple 2012).

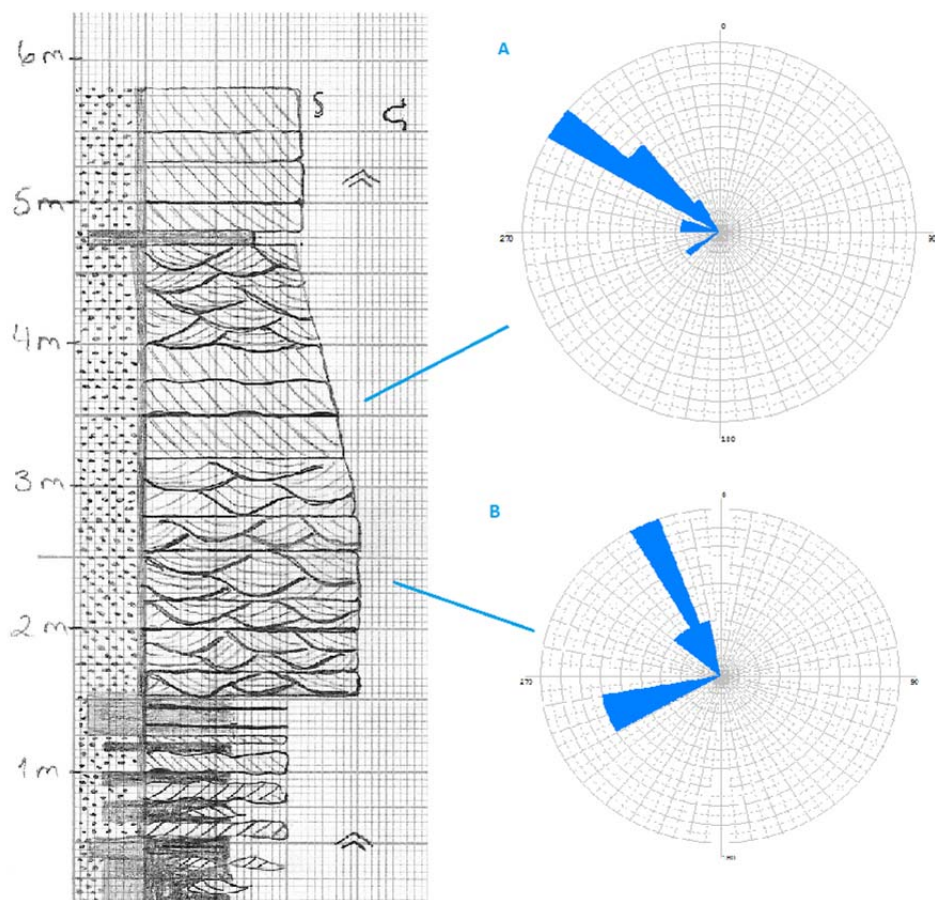


Figur 4.14: Planære kryssjikt (F8) med økende lagtykkelse og avtakende slaminnhold i faciesassosiasjon FA2b. Foto av S. Olausen, 2012.

Stratigrafisk sett, og basert på de palynologiske prøvene, antas FA2 å tilhøre De Geerdalenformasjonen. Som nevnt i innledningen, består De Geerdalenformasjonen av periodiske oppgrovningsenheter med fosfat- og siderittkonglomerater. De heterolittiske avsetningene overlatt av bioturberte sandsteinslag og kanalavsetninger som er sett i Agardhbukta, viser også periodisk oppgrovning, men her er det ikke observert fosfat- og siderittkonglomerater. De Geerdalenformasjonen er generelt tolket til å opprinnelig være avsatt i et kontinentalt- eller fluviodeltisk miljø, og senere reavsatt i et marginalt- til grunnmarint miljø under påvirkning av tidevann og bølger av Mørk m.fl. (1982). Palynologiske analyser og observasjoner i felt bekrefter denne generelle tolkningen, men her er påvirkning av tidevann sett i større grad enn tidligere rapportert.



Figur 4.15: Faciesassosiasjon FA2a ved logg 3, lokalitet 1. Sandstein med planært kryssjikt (F8) viser klart en 2D dyne som migrerer mot nordvest. Sandstein med trau-kryssjikt (F9) viser i tillegg til nordvestorientering også en sørvestlig retning. Se figur 4.16 for paleo-strømmålinger. Foto av M. Gundersen, 2009. For tegnforklaring se vedlegg 1.



Figur 4.16: Målte paleo-strømretninger i A) Sandstein med planært-kryssjikt (F8) viser dominerende strømretning mot nordvest, og B) Sandstein med traue-kryssjikt (F9) viser både nordvestlig og vest-sørvestlig strømretning. Begge facies tilhører faciesassosiasjon FA2b. Logg tegnet av M. Gundersen. Se vedlegg 1 for tegnforklaring.

FA2c Flomflate

Beskrivelse:

Denne faciesassosiasjonen består kun av facies F6 som er en veldig finkornet sandstein med rødlig forvitring. Den røde sandsteinen har en lateral utstrekning på over 200 meter (figur 4.18), og kan spores gjennom store deler av studieområdet som et rødt markeringslag. I nordvest er tykkelsen på laget 0,4 meter (logg 1, lokalitet 1), og tykkelsen øker gradvis til 1 meter mot sørøst (lokalitet 2). Sandsteinen fremstår som strukturløs og uten synlige bevis på bioturbasjon. På grunn av vanskelig tilkomst, kan likevel ikke strukturer og bioturbasjon utelukkes. Den røde sandsteinen ligger med skarp kontakt over den heterolittiske avsetningen (figur 4.17). Over den røde sandsteinen er det slamstein ved logg 1, lokalitet 1 og ved lokalitet 2 er det flaserbedding med røde sandlinser over det røde sandsteinslaget. Ved logg 2, lokalitet 1 er det en gråhvit, veldig finkornet sandstein over. Denne vitrer rødlig og det er observert antydninger til kryssjikt, antakelig traue-kryssjikt, i toppen. Det er mulig at

dette er samme type avsetning som den røde sandsteinen, i så tilfellet er det er over 3 meter av denne avsetningen her.



Figur 4.17: Faciesassosiasjon FA2c bestående av rød sandstein (F6) med skarp kontakt til underliggende heterolittisk avsetning i faciesassosiasjon FA2a ved lokalitet 2. Foto av M. Gundersen, 2009.

Tolkning:

Beskrivelsen av denne sandsteinen er dessverre utilfredsstillende, og det er derfor vanskelig å avgjøre avsetningsmiljø. Den fremstår som strukturløs, noe som kan tyde på at den er gjennombioturbert selv om det ikke er observert spesifikke gravespor. Det er ikke tatt prøver for palynologisk analyse av sandsteinen, men prøver tatt over sandsteinen ved lokalitet 2 viser et ikke-marint miljø (AG 37, vedlegg 3). FA2c er tolket til å være en flomflate basert den laterale utstrekningen, samt endringen i avsetningsmiljø, tolket som henholdsvis et estuarint miljø under laget og et mer deltaisk miljø over. Sedimenttilførsel kan være fra fluviale- og/eller marine kilder. Den horisontale geometrien kan indikere at flaten er bølge-generert. Videre kan rød fargen indikere subaerial eksponering, der jernmineraler har oksidert. Flaten kan da, i tillegg til å være en flomflate, også representere en sekvensgrense.



Figur 4.18: Faciesassosiasjon FA2c fremstår som et rødt markeringslag (F6) med stor lateral utstrekning. Foto av M. Gundersen, 2009.

4.2.3: FA3 Fluvialt delta med tidevannspåvirkning/prograderende estuar

Over det røde sandsteinslaget er det avsetninger som likner FA2, men det er her ingen indisier på at tidevannet dominerer avsetningsmiljøet. Faciesassosiasjon FA3 er ikke logget i logg 3, lokalitet 1. Vanskelig tilkomst har gitt til dels mangelfulle beskrivelser, noe som medfører stor usikkerhet når det gjelder tolkningen.

Avhengig av sedimenttilførselen, vil estuarer fylles med sedimenter dersom relativt havnivå stiger sakte. Etterhvert vil området utvikles til et delta dersom sedimenttilførselen er fluvial. Ved en marin tilførsel av sedimenter, vil det utvikles en prograderende kystlinje (Dalrymple m.fl. 1992). Det er ikke lett å skille mellom estuarer og deltaer basert på morfologi, og Dalrymple m. fl. (1992) foreslår at transportretningen av bunnmateriale er grunnlaget for å skille de to. Kun en måling er utført i denne faciesassosiasjonen, og den viser samme migrasjonsretning som FA2b. Basert på kun en måling er det umulig å trekke noen konklusjoner. Det er derfor vanskelig å avgjøre om faciesassosiasjon FA3 er avsatt i et prograderende, fluvialdominert deltaisk miljø, eller om endringen i faciesassosiasjon skyldes at sedimentene er avsatt nærmere elvemunningen som prograderende estuarine avsetninger.

FA3a Fluvialdominert tidevannsflate

Beskrivelse:

Undergruppen FA3a, bestående av facies F1, F2 og F3, likner på FA2a da også i denne undergruppen består av heterolittiske avsetninger. De heterolittiske avsetningene i form av lenticular- (F2) og wavy bedding (F3), er kun logget ved logg 2, lokalitet 1 og lokalitet 2. Ved lokalitet 2 er wavy bedding assosiert siderittholdig slamstein (F1). Linsene av sandstein er bioturberte og kalksementerte. På grunn av vanskelig tilkomst til avsetningene, er det lite detaljer i beskrivelsen. Av samme årsak er det heller ikke noe fotodokumentasjon av disse

avsetningene. Som figur 4.19 viser, er de heterolittiske avsetningene stort sett tildekket av utrast materiale.



Figur 4.19: Heterolittiske avsetninger i faciesassosiasjon FA3a ved logg 2, lokalitet. Foto av M. Gundersen, 2009. Logg tegnet av M. Gundersen. Se vedlegg 1 for fullstendig logg og tegnforklaring.

Tolkning:

Faciesassosiasjon FA3a er tolket til å være avsatt i et slamrikt fluvialt miljø, som en fluvialdominert tidevannsflate i et deltaisk system. Som tidligere nevnt under faciesassosiasjon FA2a, avsettes slam under perioder med rolig vannforhold fra suspensjon (Shanmugam m.fl. 2000). Vanligvis er det relativ høy energi ved flo og fjære gir strømmer som kan transportere sediment, og linser av sand avsettes. Men heterolittiske avsetninger kan også forekomme i miljøer uten tidevannspåvirkning, som i fluviale miljøer (Davis Jr og Dalrymple 2012). Den mangelfulle beskrivelsen av avsetningen gjør det vanskelig, om ikke umulig, å avgjøre om avsetningen er dominert av tidevannet eller fluviale strømmer. Det kan derfor ikke utelukkes at FA3a er avsatt i samme type miljø som FA2a. Palynologisk analyse av prøve (AG 35, vedlegg 3) fra siderittholdig slamstein ved lokalitet 2, viser at avsetningsmiljøet fremdeles er ikke-marint. Basert på litostratigrafi antas FA3a, i likhet med FA1 og FA2, å tilhøre De Geerdalenformasjonen (figur 4.3).

FA3b Storskala tidevannsdynner

Beskrivelse:

Denne undergruppen av faciesassosiasjon FA3 består av facies F1, F7 og F10. Ved lokalitet 1 er det røde sandsteinslaget (F6) overlatt av facies F10 (figur 4.20). Facies F10 er en finkornet sandstein med svak laminering, og med en mulig blanding av planær- og traue-kryssjikt. Den er moderat bioturbert, og fremstår som 3 sett, med sett-tykkelse mellom 50-100 cm,

separert fra hverandre med tynne slamsteinslag (F1). Sandsteinen er i utgangspunktet gråhvit, men forvitrer gult, så den fremstår som et gult belte (figur 4.20 og 4.21). Mot sørøst, ved logg 2 er det røde laget overlatt av veldig finkornet, kraftig bioturbert sandstein (F7), med svak antydning til traue-kryssjikt.

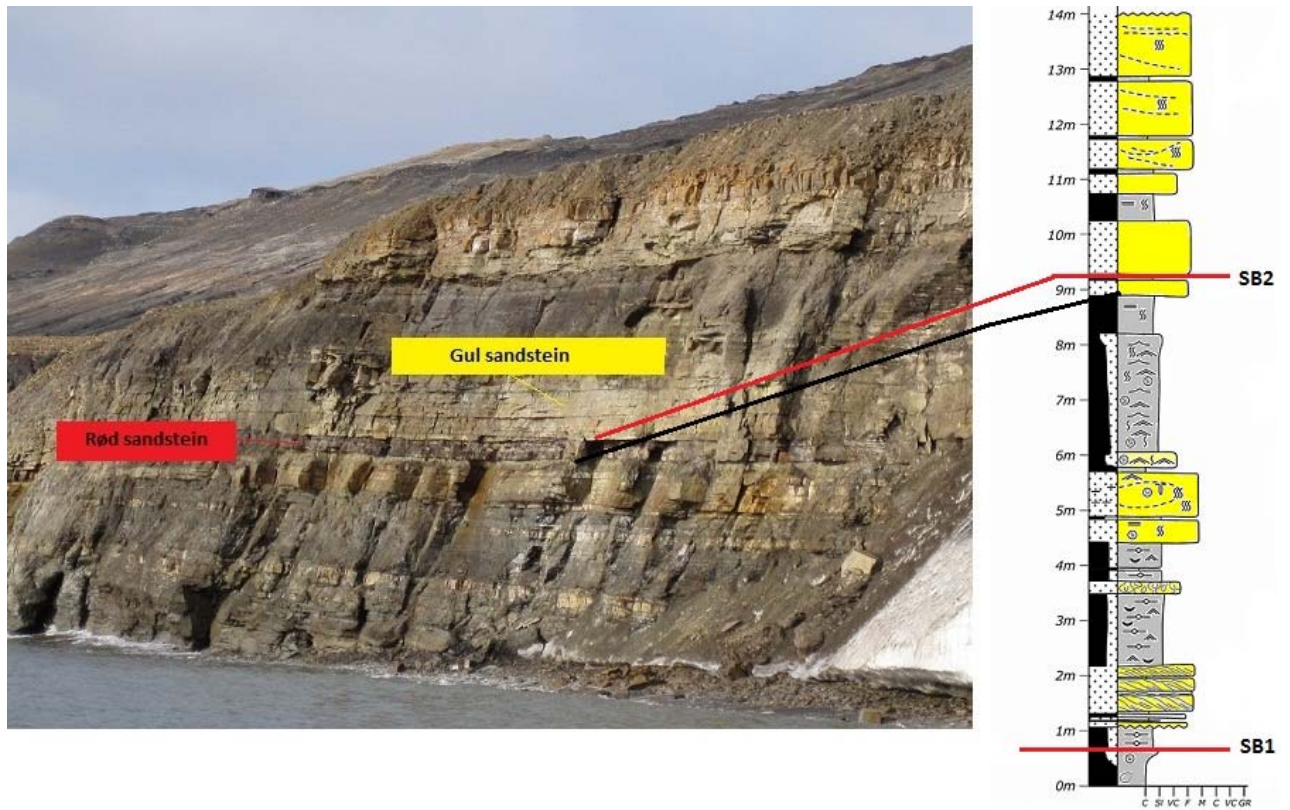
Øverst ved logg 2, lokalitet 1 er kryssjikt mer tydelig, med klare topp- og bunn sett. Sandsteinen består her av medium- til grovkornet sand, også her med en mulig blanding av traue- og planære kryssjikt (F10). Planært kryssjikt som migrerer mot vest dominerer, og kontakten mot de underliggende heterolittiske avsetningene er skarp. Noen få plantefragment og sideritt noder er observert i bunn av avsetningen.

Ved lokalitet 2 er det ikke identifisert noen strukturer i sandsteinslagene tilhørende facies assosiasjon FA3b. Avsetningen består her av gjennom-bioturbert finkornet, hvit sand (F7). Kun et par graveganger er identifisert, og disse tilhører ichnofacies-gruppen *Skolithos*.

Tolkning:

Vanskelig tilkomst og forvitring gjør det vanskelig å avgjøre avsetningsmiljø. Som nevnt innledningsvis, er det ingen bevis på at tidevannet dominerer avsetningsmiljøet slik som i faciesassosiasjon FA2. Siden miljøet fremdeles er ikke-marint i henhold til de palynologiske analysene, ble avsetningene først tolket til å være dyner avsatt i et fluvialt miljø. Siderittnoder og plantefragment forsterket denne antakelsen, men bioturbasjon er ikke vanlig i fluviale avsetninger. Graveganger tilhørende ichnofacies-gruppen *Skolithos* finnes normalt i strandsonen, men kan også finnes i grunne hyllemiljø (Boggs 2006).

Faciesassosiasjonen FA3b kan spores 7 kilometer nordøst (figur 4.22), og her er det observert fosfat- og siderittknoller (Olaussen, pers.kom.2012). Faciesassosiasjonen antas å tilhøre Slottetlaget i nedre del av Knorringsfjelletformasjonen (figur 4.3), og kan likne det gulbrune karbonatlaget som er beskrevet på Wilhelmøya og Hopen (figur 4.21). Slottetlaget er tradisjonelt tolket å være en kondensert grunnmarin avsetning (Dallmann 1999). Her er Slottetlaget tolket til å enten være storskala tidevannsdynner avsatt på shoreface/deltafront eller grunn hylle, eller sandbarer avsatt i indre, fluvialdominert estuarint miljø. Blandingen av planære- og traue kryssjikt gjenspeiler variasjoner i strømstyrke. Grensen mellom det røde sandsteinslaget (F6) og den gule sandsteinen (F10) kan da være en ny sekvensgrense, her kalt SB2 (figur 4.4, 4.20 og 4.22), og indikerer da trolig starten på en regional transgresjon.



Figur 4.20: Gult sandsteinsbelte (F10) i faciesassosiasjon FA3b over rødt markeringslag (F6) som utgjør faciesassosiasjon FA2c. Over det gule sandsteinsbeltet er FA3a. Bildet er tatt mellom lokalitetene. Foto av M. Gundersen, 2009. Logg er en sammensatt av skisser fra logg 1 og 2, lokalitet 1, tegnet av Eni Norge. Se også figur 4.4.



Figur 4.21: Gul sandstein (F10) i faciesassosiasjon FA3b ved lokalitet 1, logg 2. Foto av M. Gundersen, 2009.

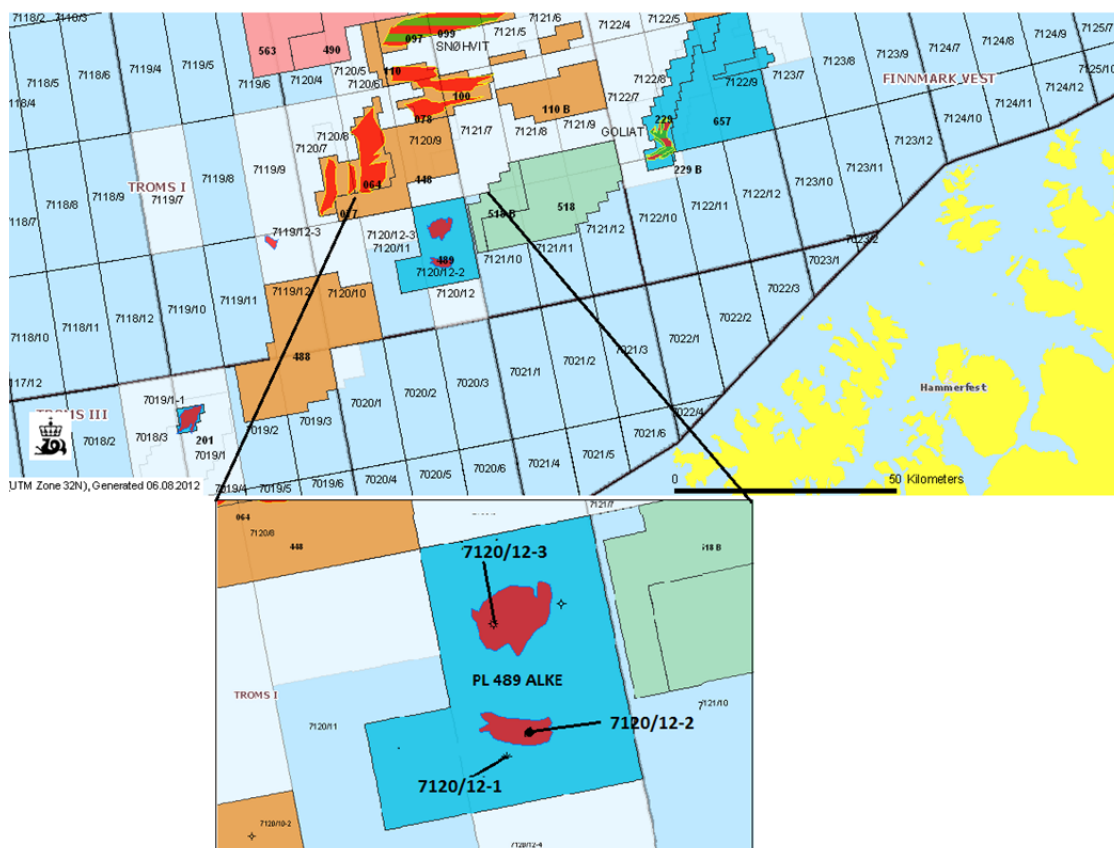


Figur 4.22: Sekvensgrense SB2 med overliggende Slottetlaget (FA3b) ved lokalitet 1. Foto av M. Gundersen, 2009. Bildene under viser Slottetlaget 7 km nordøst. Nærbildet viser fosfat- og sideritknoller. Foto av S. Olaussen, 2012.

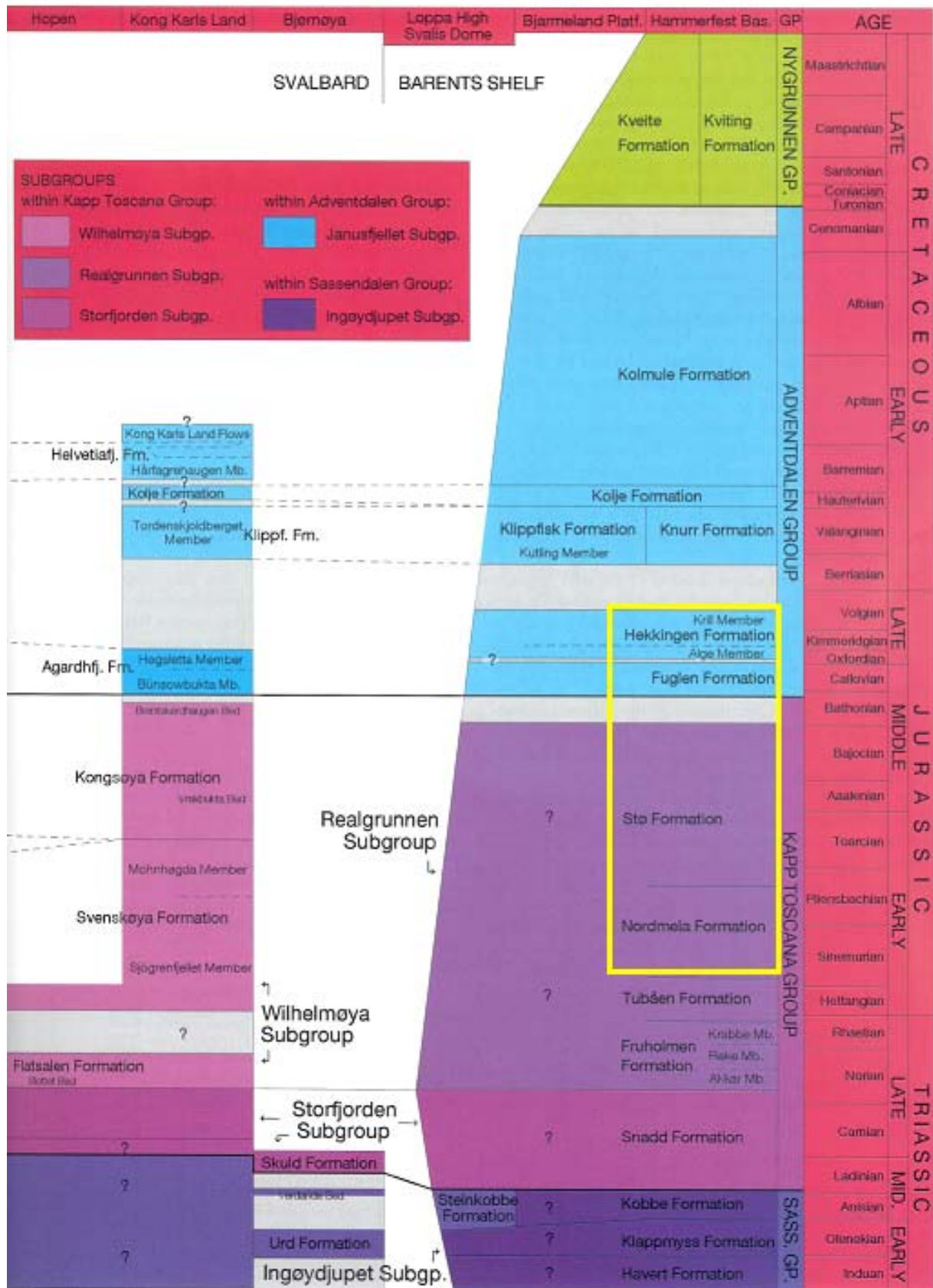
4.3 Introduksjon av Hammerfestbassenget

I kapittel 1.3 ble Hammerfestbassenget og Troms I området presentert, der letebrønnene 7120/12-1, -2 og -3 er boret (figur 4.23). Deler av disse kjernene ble logget våren 2010. De fullstendige loggene i 1:50 skala og med tilhørende tegnforklaring er presentert i vedlegg 2. På samme måte som for loggene fra Agardhbukta, ble det identifisert litofacies som videre ble delt inn i faciesassosiasjoner. Det ble identifisert 15 litofacies, som er oppsummert i tabell 4.3, definert ut ifra kornstørrelse og observerte sedimentære strukturer. Sedimentære strukturer er rangert etter strømregime i henhold diagram av Middleton & Southard (1984). Litofacies ble gruppert i fire faciesassosiasjoner som består av en eller flere litofacies (tabell 4.4). Faciesassosiasjonene er grunnlaget for tolkningen av avsetningsmiljø som er presentert i kapittel 4.4.

De tre borekjernene som inngår i studiet er logget tidligere, så bilder og informasjon om formasjonsdyp er tilgjengelig på Oljedirektoratets faktasider (<http://factpages.npd.no> 2012). De sedimentære enhetene tilhører Nordmela- og Støformasjonen (Realgrunnen-undergruppe, Kapp Toscana-gruppen), Fuglenformasjonen og Krill-leddet som tilhører Hekkingenformasjonen (Adventdalen-gruppen). Stratigrafisk ligger Alge-leddet mellom Fuglenformasjonen og Krill-leddet, men denne enheten mangler i kjernene (se figur 4.24 og 4.27).



Figur 4.23: Oversikt over brønnplassering i Alkeområdet, Hammerfestbassenget. Modifisert kart fra Oljedirektoratet (<http://factpages.npd.no> 2012)



Figur 4.24: Oversikt over mesozoisk litostratigrafi. Modifisert fra Dallmann, 1999. Gult rektangel markerer formasjoner som inngår i studiet.

Tabell 4.3: Litofacies i Hammerfestbassenget

| Litofacies | Kornstørrelse | Beskrivelse | Tolkning | Figurhenvisning |
|------------|------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| H1 | Kull | Kull. | Organisk materiale avsatt og bevart i sumpområde. | Logg 7120/12-2 Figur 4.37 og 4.39 |
| H2 | Leirstein | Mørk leirstein. | Avsatt fra suspensjon i rolig avsetningsmiljø. | Logg 7120/12-2 Figur 4.33 |
| H3 | Siltstein | Mørk siltstein med sporadiske siderittnoduler. | Avsatt fra suspensjon i rolig avsetningsmiljø. | Logg 7120/12-1 Figur 4.25 og 4.26 |
| H4 | Siltstein til veldig finkornet sandstein | Siltig, finkornet sandstein. Mørk på farge, inneholder fosfatknoller. Kraftig bioturbasjon. | Avsatt ved en kombinasjon av suspensjon og strømmer i et rolig avsetningsmiljø. | Logg 7120/12-3 Figur 4.32 |
| H5 | Veldig finkornet sandstein | Veldig finkornet sandstein med spredte siderittnoduler. Innhold av glimmer. Bioturbasjon varierer fra svak til kraftig. | Avsatt ved svake strømmer i et miljø med lav til moderat sedimenttilførsel og høy biologisk aktivitet. | Logg 7120/12-2 Figur 4.33 og 4.36 |
| H6 | Veldig finkornet sandstein | Mørk grå slamholdig, sandstein. Inneholder pyritt, enkelte kullfragment og noe organisk materiale. Moderat til kraftig bioturbasjon, belemnitter observert. | Avsatt ved en kombinasjon av svake strømmer og fra suspensjon i et miljø med lav til moderat energi. | Logg 7120/12-1 Figur 4.28 |
| H7 | Veldig fin- til mediumkornet sandstein | Veldig fin- til finkornet og fin-til mediumkornet sandstein med «slumping». Spredte kullfragment og organisk materiale. Antydninger til primær strukturer som horisontal laminering, og små uspesifiserte- og strømripler. | Opprinnelig avsatt ved strømmer i nedre strømregime. Delvis konsolidert eller ukonsolidert sediment er senere forflyttet ved gravitasjonskrefter | Logg 7120/12-1 og 7120/12-2 Figur 4.25, 4.34 og 4.36 |
| H8 | Veldig fin- til mediumkornet sandstein | Sandstein med horisontal laminering. Sporadiske kullfragment, pyrittinnhold og kalksementert enkelte steder. Lokalt kraftig bioturbasjon. | Vekslende avsetning med slam avsatt fra suspensjon i rolig miljø og sand tilført i perioder med svake til moderate strømmer. | Logg 7120/12-2 Figur 4.29 og 4.37 |

Tabell 4.3 fortsetter:

| Litofacies | Kornstørrelse | Beskrivelse | Tolkning | Figurhenvisning |
|------------|-----------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| H9 | Veldig fin- til finkornet sandstein | Lys sandstein som forvitrer grønnlig. Enkelte siderittnoduler og fosfat knoller. Spredte kullfragment enkelte steder. Moderat til kraftig bioturbasjon. | Avsatt ved svake til moderate strømmer i et miljø med moderat sedimenttilførsel og høy biologisk aktivitet. | Logg 7120/12-1, 7120/12-2 og 7120/12-3. Figur 4.31 og 4.32 |
| H10 | Slamstein og veldig finkornet sandstein | Vekslende lag av veldig finkornet sandstein og slamstein. I sandsteinen er det observert kombinerte rifler og wavy bedding. Ofte assosiert med «fluid escape» strukturer. | Avsatt under vekslende hydrauliske forhold. Slam er avsatt i rolige perioder, mens sand er avsatt av oscillerende- og ensrettete strømmer i nedre strøm regime. | Logg 7120/12-2 Figur 4.35 og 4.36 |
| H11 | Veldig fin- til finkornet sandstein | Veldig fin- til finkornet sandstein med asymmetriske rifler. Sideritt konglomerat i bunn observert en gang. Spor etter røtter og kullfragment enkelte steder. | Avsatt ved ensrettet strøm i nedre strømregime. Røtter indikerer marginalmarint miljø. | Logg 7120/12-2 Figur 4.34, 4.36 og 4.37 |
| H12 | Veldig fin- til finkornet sandstein | Sandstein med trauskryssjikt. Enkelte kullfragment. Lokalt svak bioturbasjon. | Avsatt av ensrettete strømmer i nedre strømregime. | Logg 7120/12-2 Figur 4.33, 4.34, 4.36 og 4.37 |
| H13 | Fin- til mediumkornet sandstein | Lys, fin- til mediumkornet sandstein med innhold av glimmer og glaukonitt. Enkelte organiske lamina. Moderat bioturbasjon. | Avsatt av uspesifiserte strømmer i et miljø med høy til moderat sedimenttilførsel og lav til moderat biologisk aktivitet. | Logg 7120/12-1 og 7120/12-3. Figur 4.31 |
| H14 | Fin til mediumkornet sandstein | Lys, fin- til mediumkornet sandstein med asymmetriske rifler. | Avsatt av ensrettet strøm i nedre strømregime. | Logg 7120/12-2 Figur 4.26, 4.38 og 4.39 |
| H15 | Medium- til grovkornet sandstein | Sandstein med trauskryssjikt. Sett tykkelse varierer mellom 10-30 cm. | Avsatt av ensrettet strøm i nedre strømregime. | Logg 7120/12-1 og 7120/12-2 Figur 4.38 og 4.39 |

4.4 Faciesassosiasjoner i Hammerfestbassenget

Tabell 4.4: Faciesassosiasjoner i Hammerfestbassenget

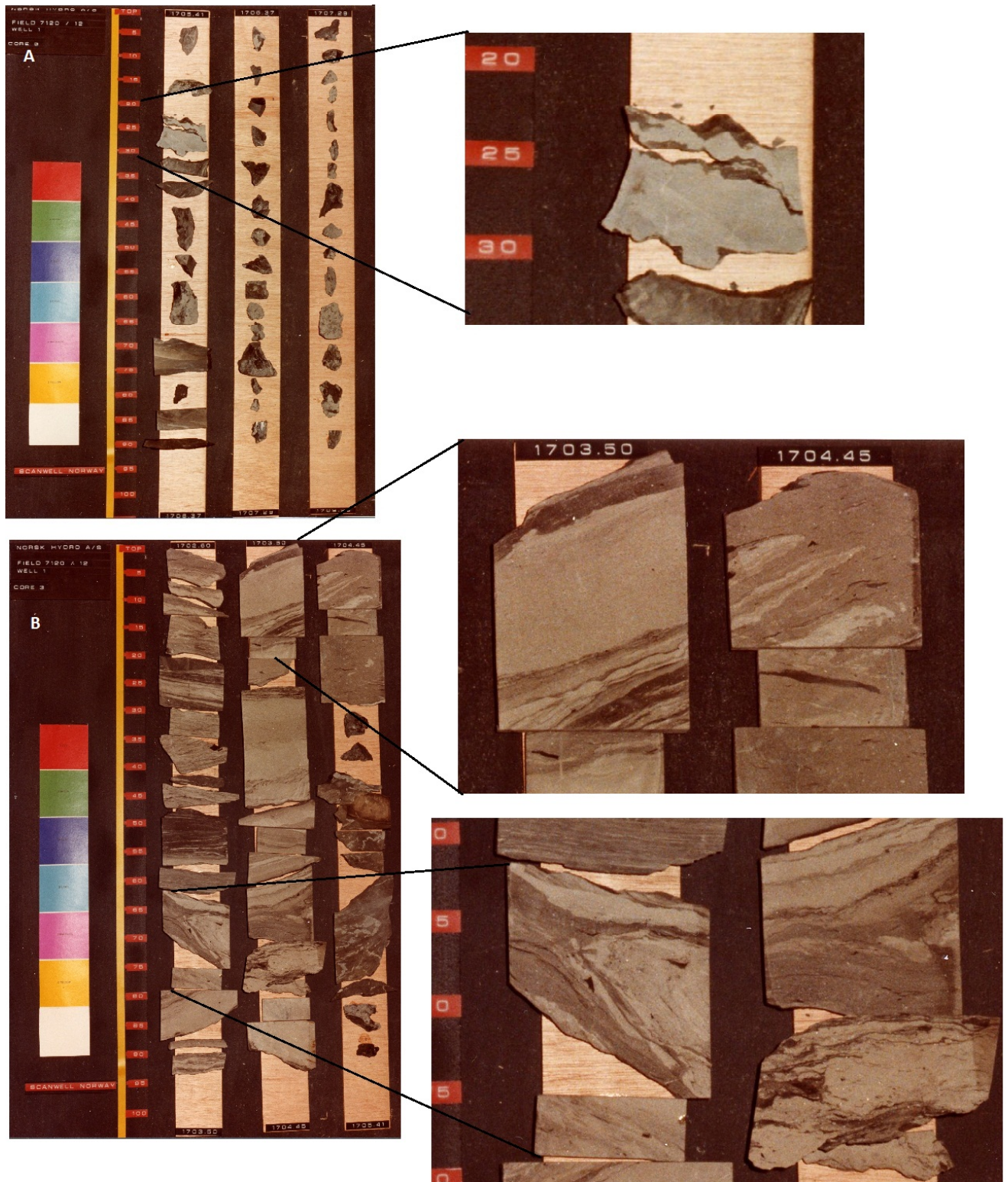
| Facies-assosiasjon | Undergrupper | Litofacies | Avsetningsmiljø |
|--------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|
| HA1 | - | H3, H7 og H14 | Dyp hylle |
| HA2 | - | H6 | Hylle |
| HA3 | HA3a:Nedre shoreface/hylle | H2, H4, H5, H8, H9, H12 og H13 | Shoreface |
| | HA3b: Nedre shoreface/foreshore | H5, H7, H10, H11 og H12 | |
| HA4 | - | H1, H8, H10, H11, H12, H14 og H15 | Tidevannsflate/ nedre kystslette |

4.4.1 HA1: Dyp hylle

Beskrivelse:

Denne faciesassosiasjonen er kun logget i øverste del av borekjerne 7120/12-1, og består av facies H3, H7 og H14. Kun 11,5 meter av denne delen av kjernen er bevart (figur 4.27). De første 3 meterne av HA1 er kun løse fragment (figur 4.25 a), og består hovedsakelig av en mørk, siderittholdig slamstein (H3) med enkelte fragment av veldig fin- til finkornet sandstein. Over slamsteinen (H3) er det avsatt veldig fin- til finkornet sandstein med kaotiske og deformerte strukturer (H7, se figur 4.25 b). Sandsteinen ligger med skarp, erosiv kontakt over slamsteinen og inneholder små, spredte kullfragment og enkelte organisk rike lamina.

Over facies H3 og H7 mangler 34,6 meter av kjernen. Neste observerte avsetning er en veksling mellom siderittholdig, mørk slamstein (H3) og tynne lag av lys, mediumkornet sandstein (H14). Sandsteinslagene er 0,5 til 5 cm. tykke, og det er ofte sett asymmetriske rifler i toppen (figur 4.26).

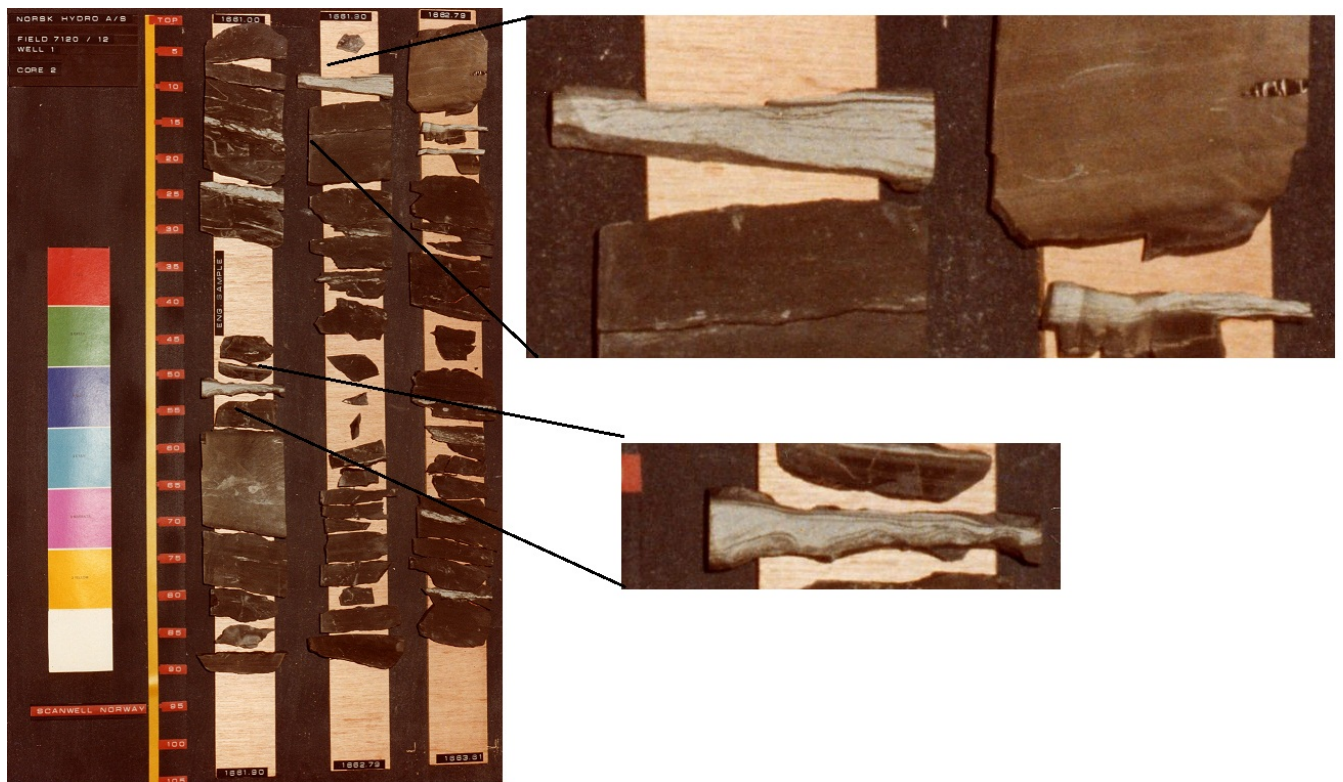


Figur 4.25: Faciesassosiasjon HA1. A) Kjerne 7120/12-1 i intervallet 1705-1708m. Nærbildet viser facies H3 i nedre del av faciesassosiasjon HA1. B) Kjerne 7120/12-1 i intervallet 1702-1705m. Nærbilde av facies H7. Bilder fra Oljedirektoratet. Kjernerne er ca.15 cm bred.

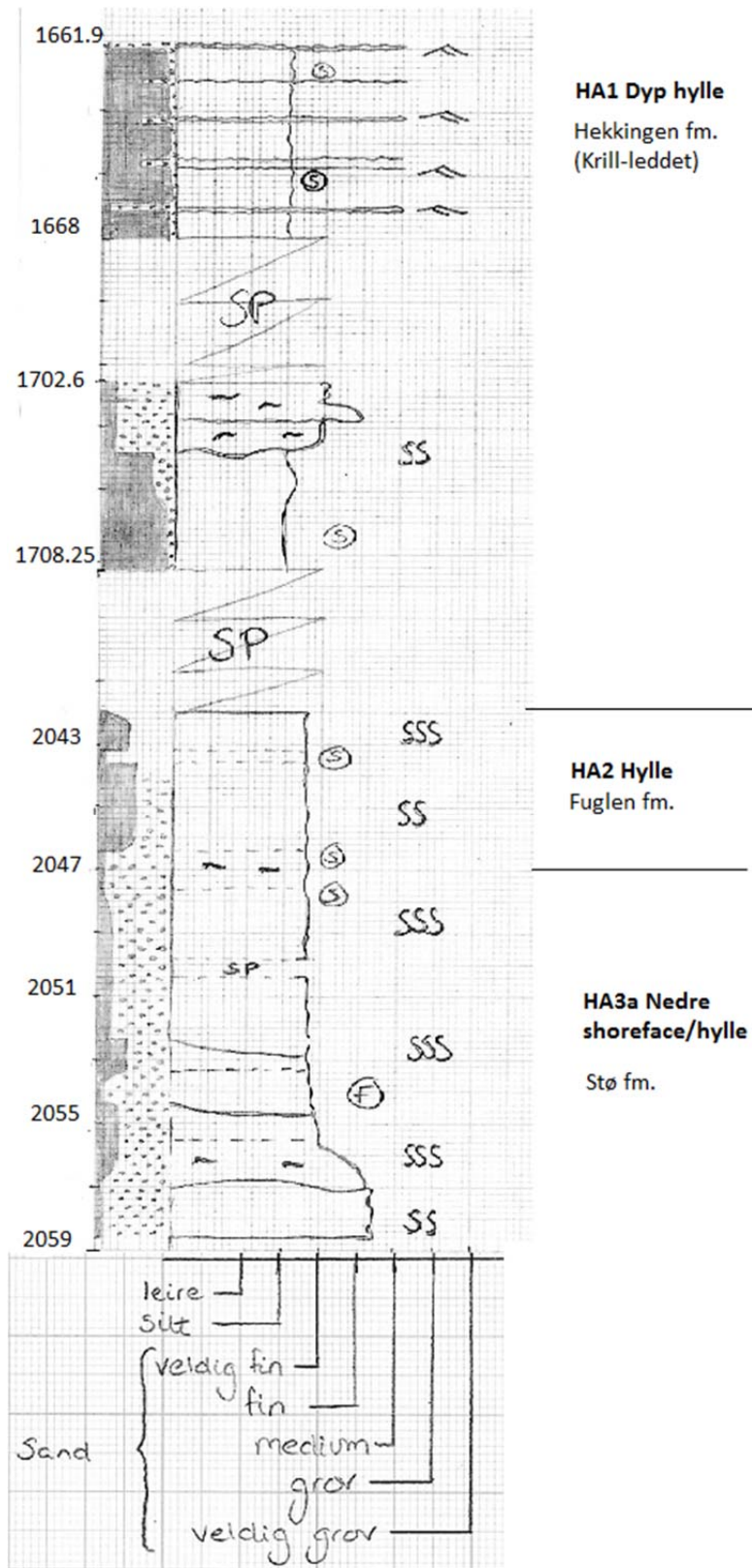
Tolkning:

Den mørke, sideritt holdige slamsteinen (H3) er tolket til å være avsatt ved suspensjon på dypmarin hylle, der sideritt trolig er dannet ved diagenetiske prosesser (Reineck og Singh 1980). Den veldig fin- til finkornete sandsteinen med kaotisk og deformerte strukturer (H7), er tolket til å være «slumping» avsetninger. Disse er opprinnelig avsatt under grunnere forhold, og har senere blitt forflyttet, som ukonsoliderte eller delvis konsoliderte avsetninger, ved store forstyrrelser av vannmassene (Boggs 2006). De tynne sandsteinslagene med asymmetriske rifler (H14) er tolket til å være stormavsetninger, avsatt og/eller bearbeidet av ensrettet strøm.

Denne faciesassosiasjonen tilhører øvre del av Hekkingenformasjonen, og refereres ofte til som Krill-leddet (<http://factpages.npd.no> 2012). Både navnet Hekkingen og Krill er gitt av Worsley m.fl. (1988), og deres tolkning er fremdeles gjeldende (Dallmann 1999). Worsley m.fl. (1988) har tolket avsetningene til å være avsatt på dypmarin hylle (Dallmann 1999), en tolkning som det også holdes fast ved her. Som nevnt innledningsvis, mangler nedre del av Hekkingenformasjonen, Alge-leddet, fra borekjernen (se figur 4.27).



Figur 4.26: Faciesassosiasjon HA1 i intervallet 1661-1663m i kjerne 7120/12-1 består av slamstein (H3) med tynne sandsteinslag (H14). Kjernen er ca.15 cm bred. Bilder fra Oljedirektoratets faktasider.

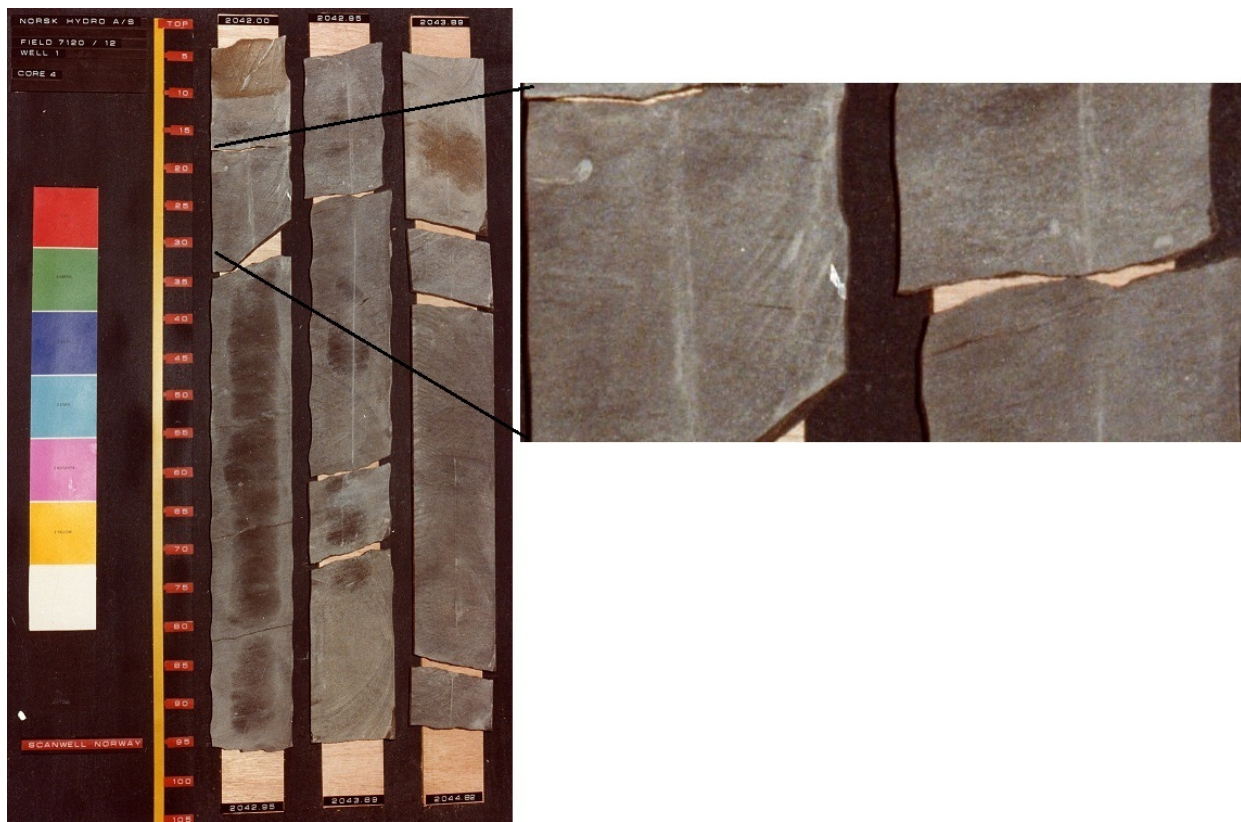


Figur 4.27: Borekjerne 7120/12-1. Tegnet av M. Gundersen, 2010. Se vedlegg 2 for tegnforklaring.

4.4.2 HA2 Hylle

Beskrivelse:

Faciesassosiasjon HA2, bestående kun av facies H6, er logget i borekjerne 7120/12-1 (figur 4.27). Facies H6 er en veldig finkornet sandstein som er mørk grå på farge med enkelte grønnlige felt (figur 4.28). Sandsteinen er slamrik og inneholder organisk materiale. Enkelte kullfragment er observert. Bioturbasjonen er moderat til sterk, og spredte belemnitter er observert. Kalksementering og pyritt sees gjennom hele faciesassosiasjonen, og sandsteinen er svakt horisontal laminert. Bioturbasjon er svak til fraværende. Overgangen fra den underliggende Støformasjonen skjer gradvis (kap.4.4.3).



Figur 4.28: Slamholdig, veldig finkornet sandstein (H6) med spredte belemnitter i faciesassosiasjon HA2. Bildet er fra kjerne 7120/12-1 på 2042-2044m dyp. Kjernen er ca.15 cm bred. Bilder fra Oljedirektoratet.

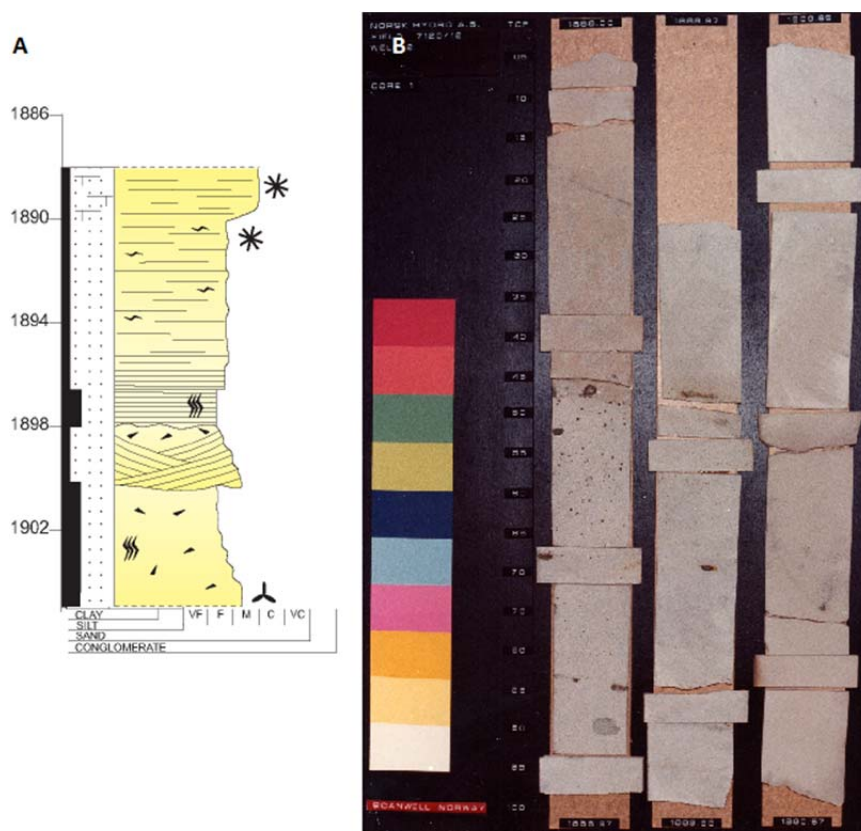
Tolkning:

Den veldig finkornete sandsteinen (H6) fremstår nesten som massiv, da bioturbasjon har omarbeidet eventuelle primære strukturer. Ingen sporfossiler er identifisert, men spredte belemnitter er observert. De spredte belemnittene må ha falt ned etter sin død, da belemnittene var svømmende rovdyr (Stanley 2005). Pyritt er sett gjennom hele faciesassosiasjonen, og Smelror m.fl. (2001) mener dette, sammen med palynofacies (her kun belemnitter) representerer en relativ økning i havnivå i forhold til den underliggende Støformasjonen (kap.4.4.3).

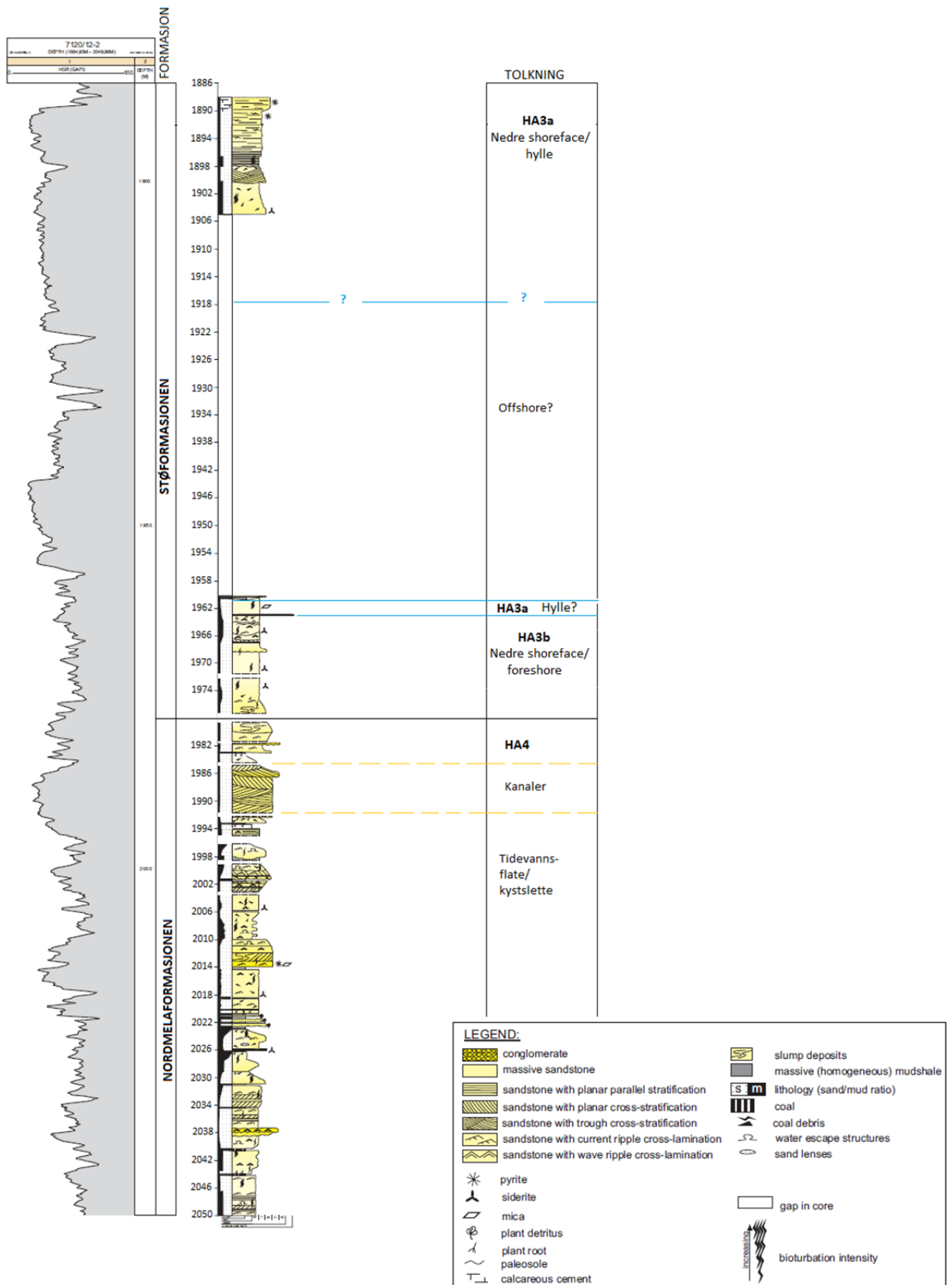
Faciesassosiasjonen hører til Fuglenformasjonen (<http://factpages.npd.no> 2012), og også denne formasjonen er navngitt og definert av Worsley m.fl. (1988). Worsley m.fl. (1988) har tolket formasjonen til å være en hylleavsetning, og det samsvarer med observasjonene som beskrevet her.

4.4.3 HA3 Shoreface

Denne faciesassosiasjonen tilhører Støformasjonen (<http://factpages.npd.no> 2012). Olausen m.fl. (1984) var de første til å navngi denne formasjonen, og de har beskrevet denne formasjonen i detalj basert på kjerner fra sentrale deler i Hammerfestbassenget. Olausen m.fl. (1984) deler den inn i 3 enheter: S-I som er tolket til å være transgressive baravsetninger avsatt i shoreface/ foreshore, S-II som består av slamstein med enkelte tynne sandsteinslag avsatt offshore, og S-III som er prograderende strand- eller baravsetninger (Olausen m.fl.1984). Enheten S-II er ikke sett i disse kjernene, men utfra gammaverdier (figur 4.30) kan denne enheten antas å være en del av det manglende intervallet (1905-1960m) i kjerne 7120/12-2. Berglund m.fl. (1986) har en noe annerledes tolkning og deler Støformasjonen i foreshore, shoreface ( vre og nedre), transition-offshore og estuar. I dette studiet er formasjonene delt inn i to undergrupper; nedre shoreface/hylle og nedre shoreface/ foreshore, henholdsvis HA3a og HA3b.



Figur 4.29: A) Faciesassosiasjon HA3a (Støformasjonen) i borekjerne 7120/12-2. Tegnet Eni Norge, 2010. Se figur 4.30 for tegnforklaring. B) Bilde facies H8 i intervallet 1888-1890 meter i kjerne 7120/12-2. Bilde fra Oljedirektoratet.

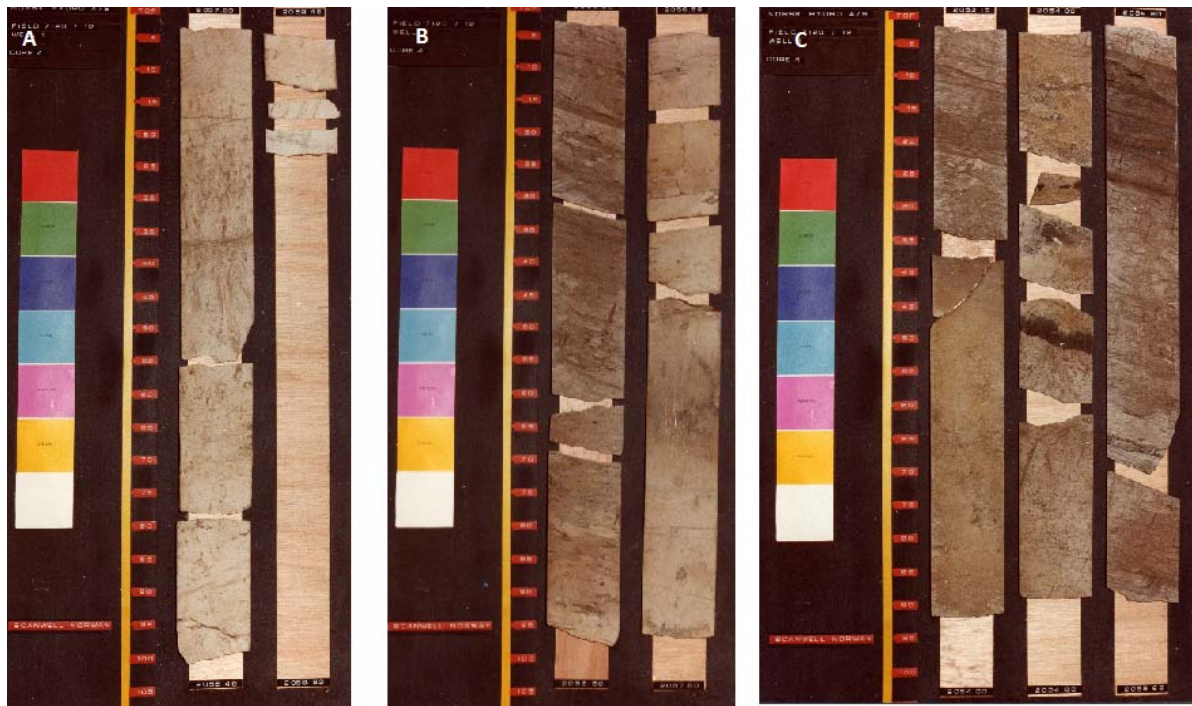


Figur 4.30: Sediment logg fra kjernetatte soner sammenliknet med gammalogg fra kjerne 7120/12-2. Tegnet av Eni Norge, basert på skisser av M. Gundersen, 2010. Se vedlegg 2 for skisser.

HA3a: Nedre shoreface/hylle

Beskrivelse:

Denne undergruppen av HA3 består av facies H2, H4, H5, H8, H9, H12 og H13. I bunn av borekjerne 7120/12-1 og -3 er det fin- til mediumkornet sandstein med svak til moderat bioturbasjon (H13). Sandsteinen er lys på farge og har høyt innhold av glimmer i tillegg til noe glaukonitt. Over ligger en veldig fin- til finkornet sandstein (H9) med spredte siderittnoduler og fosfatknoller, og enda mer sjeldent, tynne kullfragment. Sandsteinen er kraftig bioturbert, men *Chondrites* er den eneste identifiserte sporfossilen. Denne sandsteinen er mørkere på farge, og har et høyere slam/sand-forhold enn facies H13, og forvitrer grønnlig. Kontakten mellom de to facies er skarp. Figur 4.31 viser facies H9 og H13 fra kjerne 7120/12-1. I borekjerne 7120/12-3 er veldig fin- til finkornet sandsteinen (H9) avbrutt av et siltig intervall (H4). Den siltige, veldig finkornete sandsteinen (H4) er rødbrun på farge på grunn av sideritt, kraftig bioturbert og inneholder enkelte fosfat knoller (figur 4.32).



Figur 4.31: Faciesassosiasjon HA3a i kjerne 7120/12-1 (Støformasjonen). Fra bunn; A) Facies H13 i intervallet 2057-2058m. B) og C) Facies H9 på henholdsvis 2055-2057 og 2053-2055m. Kjernene er ca.15 cm bred. Bilder fra Oljedirektoratet.

Faciesassosiasjonen har en annen fremtreden i borekjerne 7120/12-2, der den også er separert ved manglende avsetninger (figur 4.30). Første gang den er observert her er over siderittlag (figur 4.35 c), der det er avsatt en kraftig bioturbert, veldig finkornet sandstein (H5) med høyt innhold av glimmer. Et tynt lag med leirstein (H2) skiller facies H5 fra

finkornet sandstein med traubryssjikt (H12). Disse avsetningene kommer ikke godt frem på logger i 1:200 skala, så se vedlegg 2 og figur 4.33.

Faciesassosiasjonen sees igjen fra 1905 meters dyp, der facies H9 er overlatt av et vel 2 meter tykt lag av veldig fin- til finkornet sandstein med svak antydning til kryssjikt (H12) og enkelte tynne kullfragment. Over H12 ligger en veldig fin- til finkornet sandstein med svak horisontal laminering (H8), som inneholder pyritt og enkelte tynne kullfragment (figur 4.29 og 4.30).



Figur 4.32: Facies H4 og H9 i faciesassosiasjon HA3a, i brønn 7120/12-3 på 2198-2201m dyp. Kjernen er ca. 15 cm bred. Bilde fra Oljedirektoratet.

Tolkning:

Siderittlaget kan være et erosjonskonglomerat, likt det som ble observert i Agardbukta (side 36), men da den laterale utbredelsen ikke er kjent, er det vanskelig å avgjøre. Sandsteinen av veldig fin- til finkornet sand (H5 og H9) som dominerer i denne delen av faciesassosiasjonen, er tolket til å være avsatt mellom normal bølgebasis og stormbølgebasis i nedre

shoreface/hylle miljø. Sporfossil og mineralinnhold støtter denne tolkningen. Den identifiserte sporfossilen *Chondrites* tilhører ichnofacies-gruppen *Cruziana*, som er assosiert med lav til moderat vannenergi (Boggs 2006). Glaukonitt er typisk dannet i hyllemiljø, og forekommer ofte der sedimentasjonsraten er lav assosiert med organisk materiale (Tucker 2001). De få observerte kullfragmentene er tilført ved stormhendelser. Overgang fra fin- til mediumkornet sandstein (H13) til veldig fin- til finkornet sandstein (H9) observert i bunn av kjerne 7120/12-1 og -3, kan representere overgang fra shoreface til hylle. Veldig fin- til finkornet sandstein med svak horisontal laminering (H8), er antakelig et resultat av veksling mellom organisk rikt slam avsatt fra suspensjon og sand tilført ved mer turbulente vannforhold (Stanley 2005).

Leirstein (H2) observert i kjerne 7120/12-2 kan indikere overgang til offshore miljø og avsetning av offshore slamstein som Olausen m.fl. (1984) omtaler som S-II enhet. Finkornet sandstein med traue kryssjikt (H12) er tolket til å være stormavsetninger, og kan være en del av en offshore sandbar.



Figur 4.33: Facies H2, H5 og H12 i faciesassosiasjon HA3a, på 1960-1962m dyp i kjerne 7120/12-2. Kjernen er ca.15 bred. Bilde fra Oljedirektoratet.

HA3b: Nedre shoreface/foreshore

Beskrivelse:

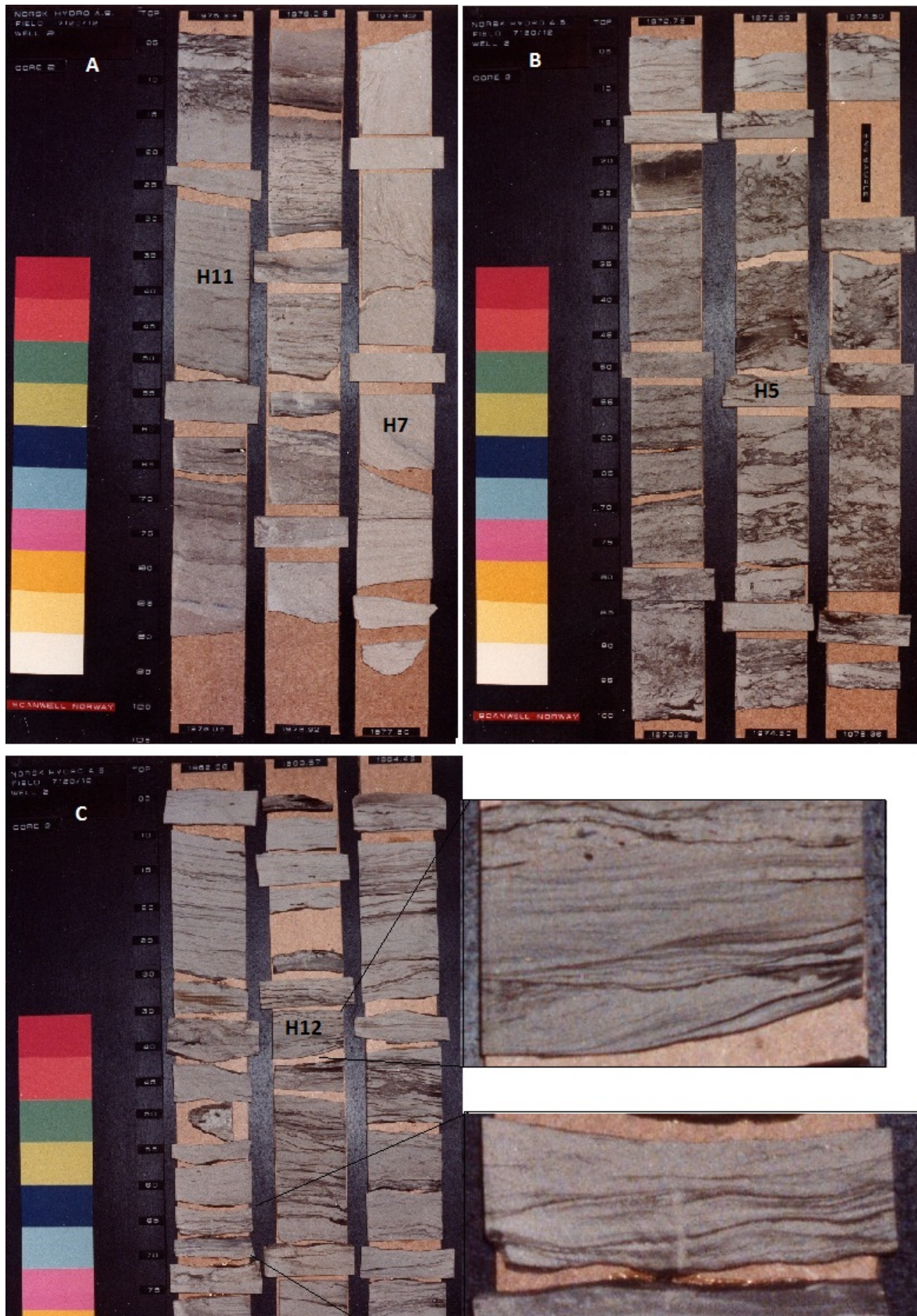
Denne undergruppen er kun sett i borekjerne 7120/12-2, og er sammensatt av facies H5, H7, H10, H11 og H12 (figur 4.30). I bunn er det avsatt fin- til mediumkornet sandstein med «soft sediment deformation» (H7), overlatt av en veldig finkornet sandstein (H11) med asymmetriske rifler, tynne kullfragment og spor etter røtter (figur 4.34 og 4.36). Facies H11 går gradvis over til veldig finkornet sandstein (H5) med enkelte siderittnoduler. Grad av bioturbasjon varierer, men avtar generelt oppover. *Diplocraterion* er observert.

Facies H5 blir brutt med en erosjonskontakt, og over er det avsatt finkornet sandstein som raskt finer opp til veldig finkornet sandstein (H10). Bioturbasjon er her svak til moderat, og sedimentære strukturer som kryssjikt (H12), wavy bedding (H10) og kombinerte rifler (H10) er bevart (se figur 4.30 og 4.34-4.36). Sporfossiler er identifisert som *Chondrites*. I øvre del av avsetningen er det observert kullfragment og leirklyster, og på toppen et siderittlag (figur 4.35c) som beskrevet under HA3a.

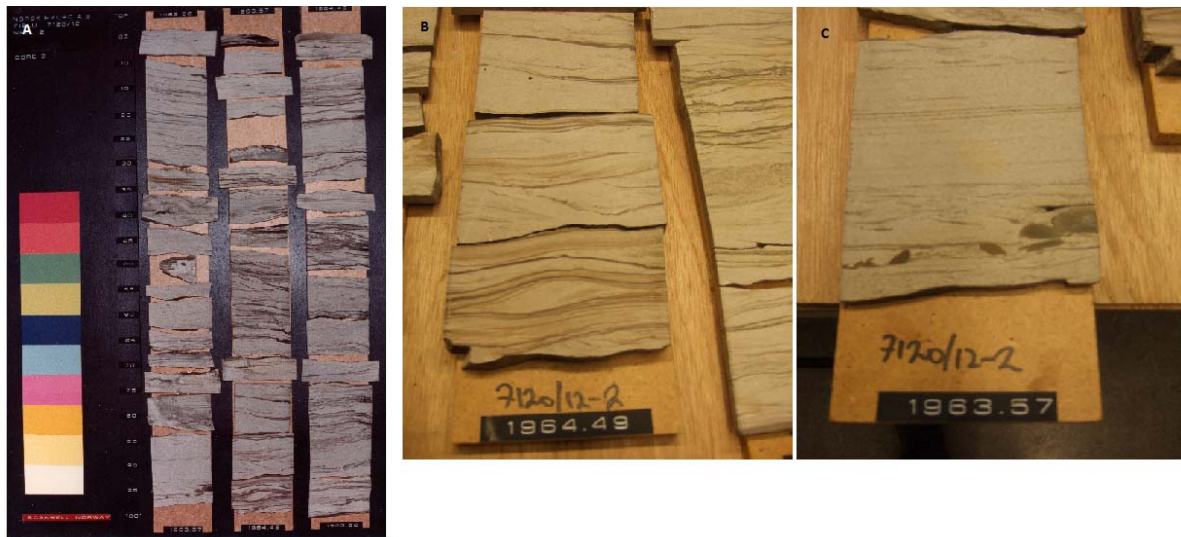
Tolkning:

«Soft sediment deformation» og «slumping» strukturer er et resultat av ukonsoliderte eller delvis konsoliderte avsetninger som er blitt forflyttet, som oftest på grunn av gravitasjonskrefter (Boggs 2006). Slike strukturer er sett i ulike avsetningsmiljøer, der store mengder sediment avsettes relativt raskt. Sandsteinen av veldig finkornet sand (H11) er tolket til å være avsatt i et grunnmarint miljø, på grunn av spor etter røtter i kombinasjon med asymmetriske rifler. De asymmetriske riflene er et resultat av ensrettet strøm, antakelig tidevannsstrømmer. Etter hvert som facies H11 gradvis går over til veldig finkornet sandstein (H5) er avsetningsmiljøet tolket til å bevege seg i økende distal retning, det vil si H5 avsatt på større vanddyb. Også sporfossilene indikerer et stadig mer distalt avsetningsmiljø der *Diplocraterion*, som tilhører ichnofacies-gruppen *Skolithos*, indikerer et grunnere miljø enn sporfossilene *Chondrites* (Boggs 2006), sett lengre oppe i faciesassosiasjonen.

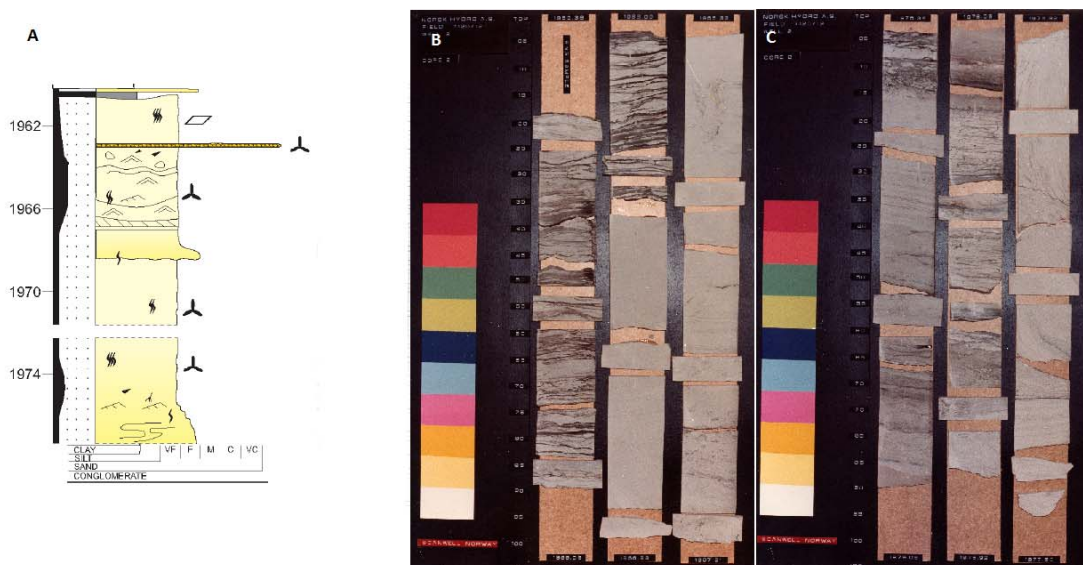
Facies H5 blir, som nevnt i beskrivelsen, brutt med en erosjonskontakt, som kan være et resultat av et fall i relativt havnivå. Over denne kontakten er flere sedimentære strukturer bevart i facies H10 og H12. Kryssjikt er resultat av migrerende rifler, som følge av ensrettet strøm, mens kombinerte rifler er et resultat av både oscillerende- og ensrettet strøm, og er normalt sett i grunnmarine miljø (Reineck og Singh 1980). Wavy bedding er, som beskrevet i kapittel 4.2.1, en type heterolittisk avsetning som representerer tidevannets sykluser (Davis Jr og Dalrymple 2012). De sedimentære strukturerne i kombinasjon med erosjonskontakten indikerer et mer grunnmarint, tidevannspåvirket avsetningsmiljø, og oppsummert ser man gjennom HA3b en endring fra foreshore- til nedre shoreface miljø, og deretter tilbake til et foreshore miljø (figur 4.36).



Figur 4.34: Faciesassosiasjon HA3b i brønn 7120/12-2; A) Facies H7 og facies H11 i intervallet 1975-1977m. B) Facies H5 i intervallet 1972-1975m. C) Kryssjikt (H12) og kombinerte riffler (H10) sett på 1963-1965m dyp. Kjernene er ca.15 cm brede. Bilder fra Oljedirektoratet.



Figur 4.35: A) Faciesassosiasjon HA3 fra brønn 7120/12-2 i intervallet 1963-1965m. Grensen mellom HA3a og HA3b er på 1963m. Bilde fra Oljedirektoratet. B) Wavy bedding (H10). C) Siderittlag, se HA3a for beskrivelse. Bilde B og C fra brønn 7120/12-2 er tatt av M. Gundersen. Kjernen er ca.15 cm bred.



Figur 4.36: A) Utsnitt fra logg 7120/12-2 som viser Støformasjonen (HA3). Grensen mellom HA3a og HA3b er satt ved siderittlag på 1963m. Logg tegnet av Eni Norge, 2010. Se figur 4.30 for tegnforklaring. B) Bilde av HA3b i intervallet 1965-1967m. C) Bilde av HA3b i intervallet 1975-1977m. Kjernene er ca.15 cm bred. Bilder fra Oljedirektoratet.

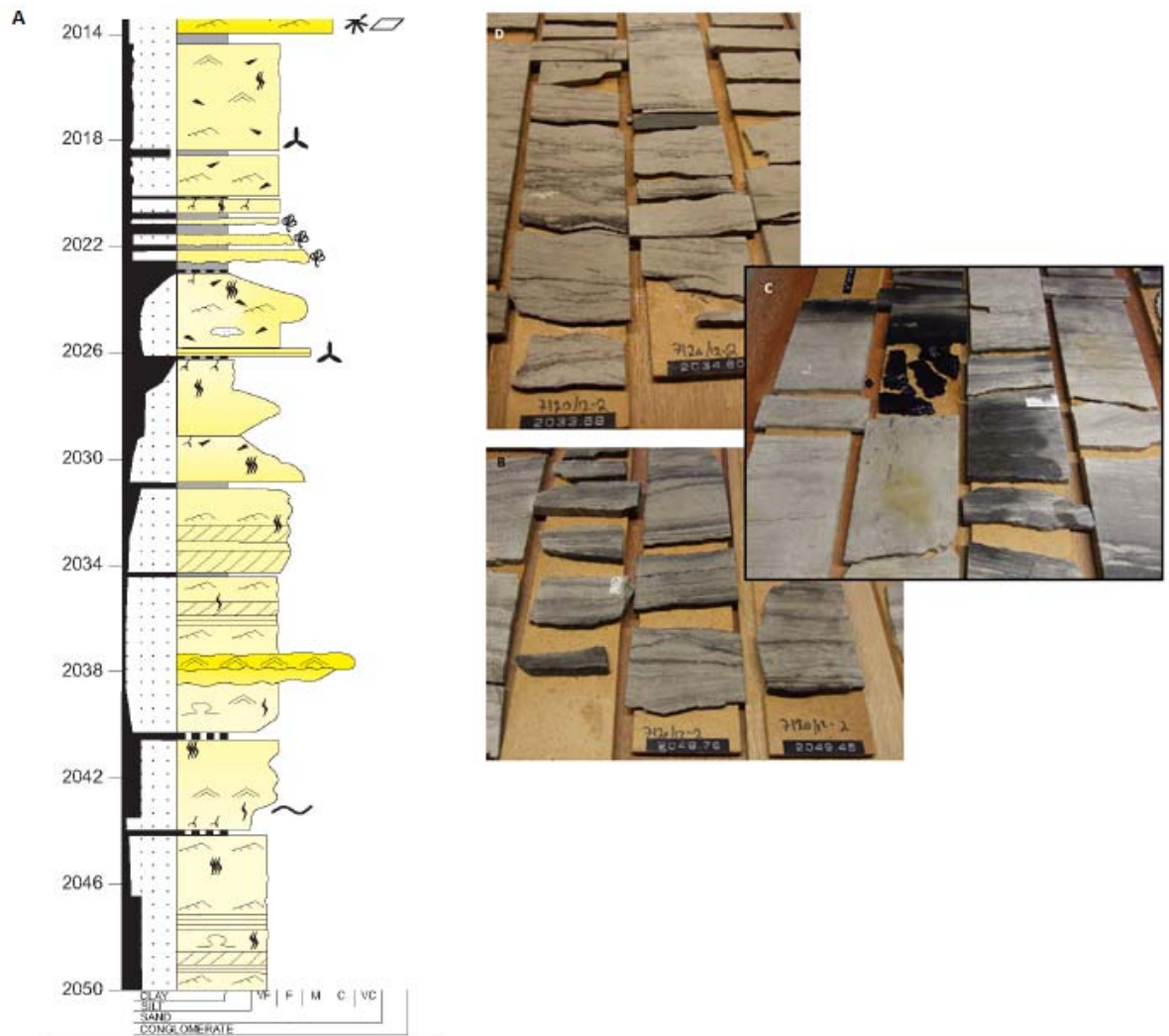
4.4.4 HA4 Tidevannsflate/ nedre kystslette

Denne faciesassosiasjonen er kun observert i borekjerne 7120/12-2, og består av facies H1, H8, H10, H11, H12, H14 og H15. Faciesassosiasjonen fremstår som repeterende avsetningssykluser skilt fra hverandre med kullsummer (figur 4.30). Avsetningen utgjør Nordmelaformasjonen (<http://factpages.npd.no> 2012), og er i likhet med Støformasjonen, navngitt og beskrevet i detalj av Olaussen m.fl. (1984). Olaussen m.fl. (1984) har tolket Nordmelaformasjonen til å være avsatt i et miljø med moderat til lav energi med påvirkning av tidevann, nærmere bestemt i et estuarsystem med brede tidevannsflater. Berglund m.fl. (1986) mener at Nordmelaformasjonen representerer nedre deltaslette, noe som samsvarer med tolkningen gjort i dette studiet.

Beskrivelse:

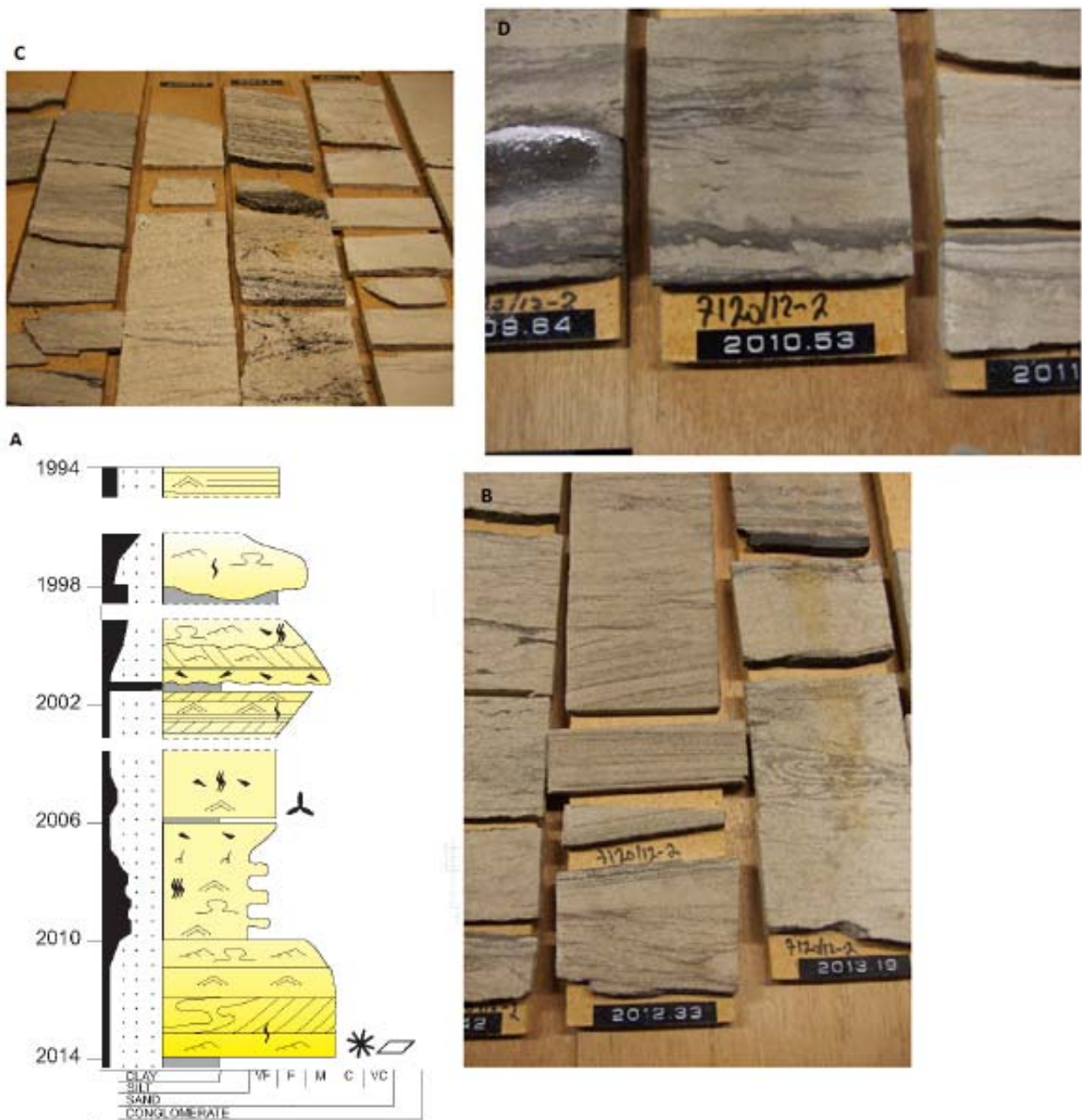
De nederste 36 meterne (figur 4.37) består av siltig, veldig finkornet- til finkornet sandstein der de sedimentære strukturene veksler mellom asymmetriske rifler (H11), kombinerte rifler (H10), horisontal laminering (H8) og sjeldne tilfeller av trauekryssjikt (H12). Sporadiske linser av fin- til grovkornet sandstein bryter de finkornete avsetningene. Innad i sandlinsene er det observert symmetriske rifler og horisontal laminering. Grad av bioturbasjon varierer fra svak til kraftig, og domineres av vertikale graveganger (figur 4.40). Det er også sett «fluid escape» strukturer og «soft sediment deformation». Hver avsetningssyklus avsluttes med en kullsummer (H1), ofte assosiert med spor etter røtter og paleosol (fossilt jordsmonn).

De neste 22 meterne (figur 4.38) består mye av de samme avsetningene og strukturene, men her er det større innslag av mer grovkornete sedimenter. Det er observert medium- til finkornet sandstein med asymmetriske rifler (H14), og enkelte kombinerte rifler (H10), og mediumkornet sandstein med trauekryssjikt (H15). «Soft sediment deformation» og «fluid escape» strukturer er sett i økende grad, mens grad av bioturbasjon er noe avtakende. Enkelte erosjonskontakter er observert.



Figur 4.37: Faciesassosiasjon HA4. A) Utsnitt av logg 7120/12-2. Tegnet av Eni Norge, 2010 Se figur 4.30 for tegnforklaring. B) Rifler (H11), horisontal laminering (H8) og kryssjikt (H12) på vel 2047-2049m dyp. C) Paleosol og kull (H1) i intervallet 2039-2042m. D) Kryssjikt (H12) og rifler (H11) mellom 2032-3034m dyp. Kjernen er ca.15 cm bred. Alle bilder er fra brønn 7120/12-2, foto av M. Gundersen, 2010.

De øverste 14 meterne (fig 4.39) er det en medium- til grovkornet sandstein med traucryssjikt (H15) som dominerer avsetningen. Det er her mulig å skille flere sett, med sett tykkelse mellom 10-30 cm. Settene med traucryssjikt er overlagt av paleosol og en kullsum, som igjen er overlagt av fin- til mediumkornet sandstein med asymmetriske rifler (H14). I facies H14 er det sett 2 erosjonskontakter med leirklaster. Bioturbasjon er svak til totalt fraværende. Kullfragment og enkelte spredte sideritt noder, som er sett ellers gjennom hele faciesassosiasjonen, er fraværende i disse 14 meterne.



Figur 4.38: Faciesassosiasjon HA4. A) Utsnitt av logg 7120/12-2. Tegnet av Eni Norge, 2010. For tegnforklaring se figur 4.30. B) Rifler (H14), kryssjikt (H15) og «soft sediment deformation». C) Organisk rike lamina og kullfragment på 2000-2002m dyp. D) «Fluid escape» strukturer. Kjernene er ca.15 cm bred. Alle bilder fra brønn 7120/12-2, foto av M. Gundersen, 2010.

Tolkning:

De sedimentære strukturene (asymmetriske rifler, kombinerte rifler og trau-kryssjikt) er også sett i faciesassosiasjon HA3b, så de blir ikke beskrevet i detalj her. Strukturene indikerer et miljø dominert av ensrettet strøm, antakelig tidevann, med noe bølgepåvirkning. Tynne lag av fin- til grovkornet sandstein som viser tegn på oscillerende strøm, er enten avsatt eller bearbeidet av bølger. Vertikale graveganger (figur 4.40) kan indikere marint miljø. Basert på

blandingen av marin bioturbasjon, røtter, asymmetriske- og kombinerte rifler og traukryssjikt, er avsetningen tolket til å være avsatt i et tidevannsdominert marginalmarint miljø. Både tidevannsflate, tidevannsdominert kystslette og tidevannsdominert deltaflate er vurdert. Tilstedeværelse av marin bioturbasjon og røtter i samme avsetning kan antyde at avsetningen fant sted i strandlinjen, men som Olausen m.fl. (1984) påpeker, er dette misvisende da penetrering av røtter og bioturbasjon finner sted en stund etter at sedimentene er avsatt.



Figur 4.39: Faciesassosiasjon HA4. A) Utsnitt av logg 7120/12-2. Tegnet av Eni Norge, 2010. For tegnforklaring se figur 4.30. B) Trau-kryssjikt (H15) i intervallet 1991-1988 meter. C) Strømrifler (H14) og paleosol assosiert med kull (H1) i intervallet 1993-1980 meter. Kjernene er ca.15 cm bred. Bilder fra brønn 7120/12-2 er fra Oljedirektoratet.

Intervaller med lavt slaminnhold er avsatt i et miljø med høy energi, mens intervaller med høyere slaminnhold er avsatt i et miljø med lavere energi, noe som indikerer enten endring i strøm eller endring i relativt havnivå. Som nevnt avsluttes hver avsetningssyklus med paleosol med røtter og en tynn kullsløm. Paleosol er fossilt jordsmonn (Boggs 2006), og siden organisk materiale er bevart, er jordsmonnet trolig avsatt i et fuktig klima (Reineck og Singh 1980). Kull (H1) dannes under klimatiske forhold der plantevekst trives, og bevaring av kull finner typisk sted i sumpområder (Boggs 2006). Avsetningssyklusene viser en oppgrovning som kan indikere en endring fra subtidal til supratidal miljø, før systemet druknet og en ny syklus startet.

Et tidevannsdominert deltaisisk miljø er også et mulig avsetningsmiljø, der oppgrovningssekvensene representerer prograderende delta. Røtter er vanlig i øvre «intertidal» sone, og indikerer overgangen til subaerial deltaslette med vegetasjon og dannelse av jordsmonn (Davis Jr og Dalrymple 2012). Olausen m.fl. (1984) og Berglund m.fl.(1986) vurderte også et deltaisisk avsetningsmiljø, da repeterende prograderende sekvenser med crevasse splay avsetninger vil gi liknende avsetninger. Den medium- til grovkornet sandsteinen med traue kryssjikt (H15) observert i toppen av faciesassosiasjonen, er tolket til å være kanalfyll eller pekebarer assosiert med meandrerende kanaler, avsatt i fluvial- eller tidevannsdominert miljø. Sandsteinen (H15) er overlatt av paleosol og kull, samt sandstein med asymmetriske rifler (H14), og er derfor tolket til å være tilførselskanaler på øvre deltaslette eller tidevannsdominert kystslette.



Figur 4.40: Marine graveganger sett i Nordmelaformasjonen (HA4) i brønn 7120/12-2. Bildet til venstre viser facies H10 på ca. 2043m dyp. Gravegangen er ca. 1 cm i diameter. Bildet til høyre er fra facies H11 på ca. 2045m dyp. Gravegangen er ca. 1-1,5 cm i diameter. Bildene er fra Oljedirektoratet.

5. Karnavsetningene i Agardhbukta som analog til sandkropper i Nordmela formasjonen i Alkebrønnen 7120/12-2

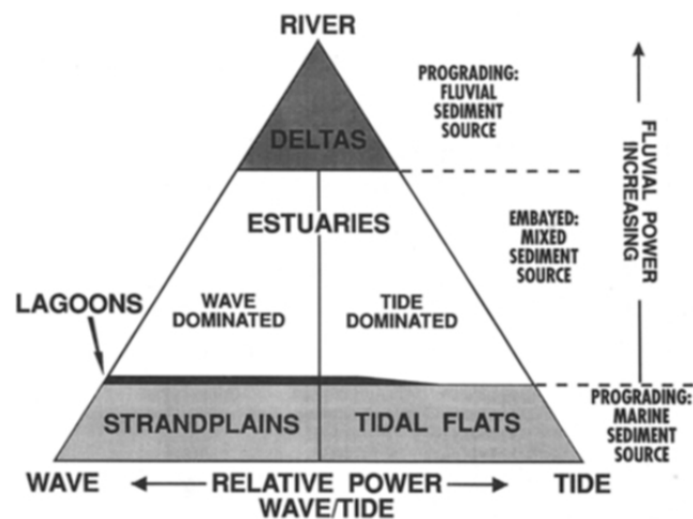
5.1 Introduksjon

Formålet med studiet var å sammenlikne tidligere rapporterte heterolittiske- og grunnmarine avsetninger langs klippene i Agardhbukta (Mørk m. fl. 1982) med Nordmela- og Støformasjonene i Alkefunnet, for å få en bedre reservoarkarakterisering. Avsetningene i Agardhbukta var i begynnelsen av studiet antatt å være nær tidsekivalent med Nordmela- og Støformasjonen i Hammerfestbassenget. De palynologiske prøvene fra Agardhbukta avkreftet dette (se kapittel 4.1 og vedlegg 3), og avsetningene har vist seg å tilhøre øvre del av De Geerdalenformasjonen (karn) og nedre del av Knorringfjelletformasjonen (nor). Generelt viser avsetningsmiljøet i Nordmelaformasjonen fra brønn 7120/12-2 og De Geerdalenformasjonen i Agardhbukta (kapittel 4.4.4 og 4.2.2) store likhetstrekk, og kan dermed gi en forbedret forståelse av reservoarkropp-geometrier av enkelte facies og litofacies. De øverste lagene, over Slottetlaget, ser mer massive ut og har mindre innslag av heterolittiske facies. Denne delen av klippen var ikke tilgjengelig, men på avstand kan disse lagene minne om Støformasjonen fra brønn 7120/12-2. Nedenfor er det vist til likhetstrekk, med tanke på sandkropp-geometri, mellom De Geerdalenformasjonen sett i Agardhbukta og Nordmelaformasjonen i Alkefunnet.

Nordmelaformasjonen (HA4) sett i borekjerne 7120/12-2 er tolket til å være avsatt i et kystslette- eller deltaisk miljø med påvirkning av tidevannets prosesser. Det som skiller disse to miljøene er i hovedsak sedimenttilførselen (figur 5.1). I et deltaisk miljø vil sedimenttilførsel være av fluvial opprinnelse, men dersom sedimentene er tilført ved marine prosesser, vil avsetningsmiljøet være en rett, prograderende kyst. Dersom bølger dominerer sedimenttilførselen i kystmiljøet, vil det typisk utvikles strandrygger eller strandsletter, og dersom tidevannet dominerer sedimenttilførselen utvikles det åpne tidevannsflater (Dalrymple m.fl.1992). Det som skiller tidevannsdominerte delta fra andre tidevannspåvirket miljø, er klinoformer som prograderer langs eller over hyllen, og gir S-formete avsetninger. Disse S-formete prograderende klinoformene kan deles i deltaslette over havnivå (subaerial) og delta under havnivå (subaqueous) (Davis Jr og Dalrymple 2012).

De Geerdalenformasjonen (FA2) i Agardhbukta er tolket til å være avsatt i et tidevannsdominert estuar. Dalrymple m.fl. (1992) har definert estuar som den distale delen av druknet dalsystem, med sedimenttilførsel fra både fluviale- og marine kilder og påvirkes av tidevann-, bølge- og fluviale prosesser (figur 5.1 og 5.4). Estuarer kan eksistere i flere

tusen år, men vil fylles med sedimenter dersom stigningen i relativt havnivå reduseres. Området vil da utvikles til et delta eller en prograderende kyst, avhengig av sedimenttilførselen (Dalrymple m.fl.1992).



Figur 5.1: Kystklassifisering ut i fra prosesser (Boyd.m.fl.1992; Dalrymple m.fl.1992).

5.2 Heterolittiske avsetninger

Slamrike tidevannsflater er en viktig komponent i tidevannsdominerte deltaer. Facies fra dette miljøet består typisk av vekslende sand- og slamavsetninger i form av flaser-, wavy- og lenticular bedding. Migrerende tidevannskanaler som krysser tidevannsflatene kan gi oppfinende sekvenser (Davis Jr og Dalrymple 2012). Planterøtter og torv er vanlig øverst på disse sekvensene, og reflekterer overgangen til en subaerial deltaslette med subaerial jordsmonndannelse (Allison m.fl. 2003). Heterolittiske avsetninger er også vanlig i deltaiske tilførselskanaler. I estuarer er heterolittiske avsetninger vanlig på tidevannsflater langs sidene av estuaret (Davis Jr og Dalrymple 2012).

I både De Geerdalen- og Nordmelaformasjonen er det sett heterolittiske avsetninger i henholdsvis faciesassosiasjon FA2a og HA4 (figur 5.2). De heterolittiske avsetningene i De Geerdalenformasjonen (FA2a) er tolket til å være avsatt på en estuarin tidevannsflate (se side 39), mens heterolittiske avsetningene sett i Nordmelaformasjonen (HA4) er tolket til å være avsatt på tidevannsflate enten i et kystslette- eller et deltaisk miljø (side75).



Figur 5.2: Sammenliknbare heterolittiske avsetninger fra Agardhbukta og brønn 7120/12-2; A) Facies F3, faciesassosiasjon FA2a, Agardhbukta. Foto av M. Gundersen, 2009. B) Facies H10 sammen med facies H14, faciesassosiasjon HA4 fra kjerne 7120/12-2. Dyp 2008-2011 meter. Foto fra Oljedirektoratet.

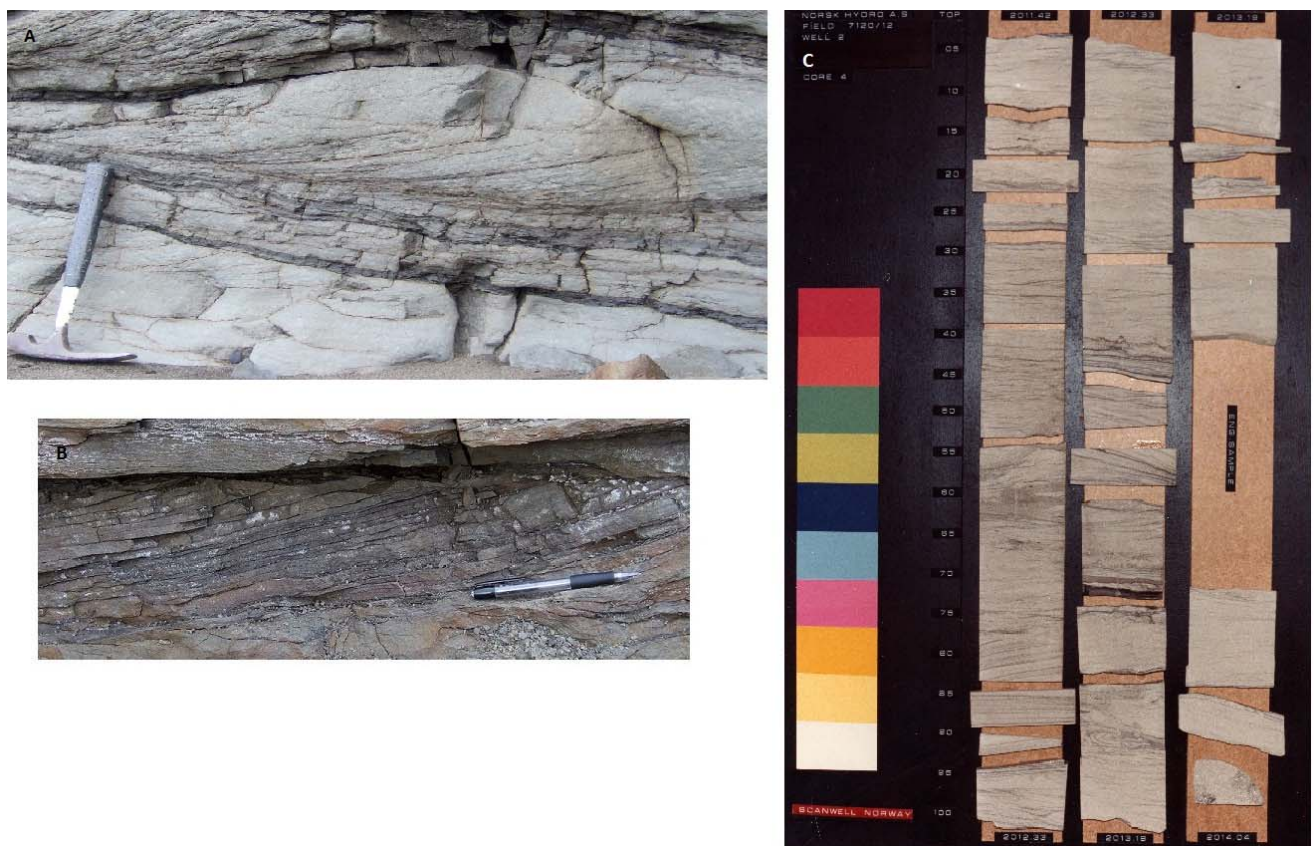
5.3 Sandbarer

I tidevannsdominerte delta vil delen av deltaet som er over havnivå progradere i sonen mellom subtidal og supratidal, en sone som er definert av utvikling av munningsbarer. Munningsbarer er elongerte, generelt store sandkropper (100-10 000 meter) av slamrikt, sandig og/eller heterolittiske sedimenter. Dersom sedimenttilførselen fra elvene er stor, kan disse elongerte barene utvikles til en grunn intertidal flate. Intertidal flater vil bygges opp til havnivå, for så å få vegetasjon og danne nye deltaslettemiljø (Davis Jr og Dalrymple 2012). Avsetningssekvensene sett i Nordmelaformasjonen (kap.4.4.4) viser denne type utvikling. I et tidevannsdominert estuar ser man typisk elongerte sandbarer ved estuarmunningen og bunnen av estuaret (Dalrymple m.fl.1992).

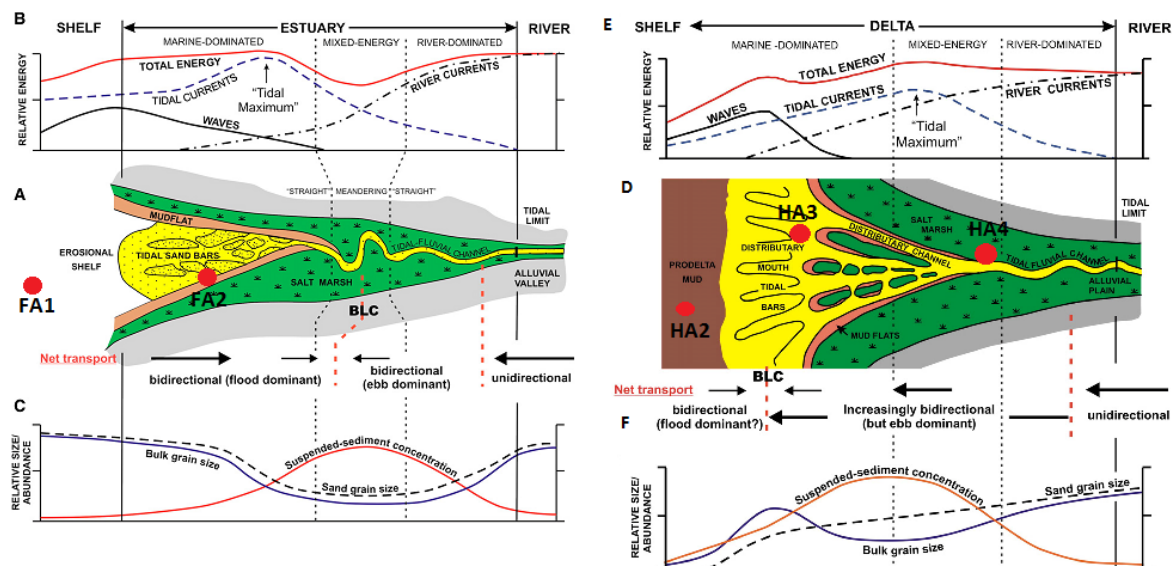
Sandbarer kan også forekomme i assosiasjon med kanaler, og da spiller kanalgeometrien en viktig rolle. I tidevannsdominerte estuarer har kanalene ofte et «rett-meandrerende-rett» mønster, mens på tidevannsdominerte delta blir kanalene gradvis mindre sinusformet desto nærmere havet de kommer (figur 5.4). De laterale variasjonene i kanalvidde påvirker utviklingen av sandbarer. I proksimale deler av tidevannssystemer er kanalene karakterisert som smale og kurvete med pekebarer. I distale deler av systemet er kanalene brede og

relativt rette med elongerte barer (tidal sand ridges). Elongerte barer finnes også som munningsbarer assosiert med tilførselskanaler på delta (Dalrymple og Choi 2007).

I øvre del av De Geerdalenformasjonen, Agardhbukta, i faciesassosiasjon FA2b er det sett en fin- til mediumkornet sandstein med storskala kryssjikt (F8). Sandsteinen (F8) tolket til å være tidevannsdynner avsatt i tidevannskanaler, eller som en del av en sandbar enten avsatt ved estuarmunning eller på «subtidal» til «intertidal» tidevannsflate i estuaret (side 43). FA2b kan sammenliknes med avsetninger i Nordmelaformasjonen observert mellom 2010-2014 meters dyp (figur 5.3 og 5.5). Avsetningen sett i Nordmelaformasjonen består av medium- til finkornet sandstein med asymmetriske rifler (H14), enkelte kombinerte rifler (H10), og mediumkornet sandstein med trau-kryssjikt (H15). Avsetningen sett i Nordmelaformasjonen er tolket til å være enten en kanalavsetning eller elongerte munningsbarer assosiert med tilførselskanaler i et deltaisk miljø (side 76).



Figur 5.3: Sammenliknbare tidevannsdynner og -kanaler i; A) og B) faciesassosiasjon FA2b, De Geerdalenformasjonen i Agardhbukta. Foto av M. Gundersen, 2009. C) faciesassosiasjon HA4, Nordmelaformasjonen i brønn 7120/12-2 Foto fra kjerne i intervallet 2011-2014 meter, fra Oljedirektoratets faktasider.



Figur 5.4: A) og D) Skjematisk kart over tidevannsdominert estuar og tidevannsdominert delta. B) og E) Laterale variasjoner i fluvial-, tidevanns- og bølgeenergi i henholdsvis tidevannsdominert estuar og tidevannsdominert delta. C) og F) Laterale variasjoner i kornstørrelse og sediment i suspensjon i henholdsvis tidevannsdominert estuar og i tidevannsdominert delta. Figur modifisert fra Dalrymple og Choi 2007. Forslag til plassering av enkelte faciesassosiasjoner som inngår i studiet er merket av med røde sirkler.

Den sammensatte figuren (figur 5.5) på side 83 viser et eksempel på bruk av blotninger fra Agardhbukta til å bedre forstå arkitektur av sandkropper basert på kjernedata. Figur A viser de fire loggene fra lokalitet 1 og 2 i Agardhbukta. Mellom de korrelative flatene, sekvensgrensen SB1 og bunn av det røde markeringslaget (FA2c), ser man en blanding av heterolittiske facies (FA2a) og en mer homogen, kryssjiktet sandstein (FA2b). En korrelering mellom loggene ved lokalitet 1 viser en sammenhengende sandsteinskropp med en maksimal tykkelse på vel 4 meter og en lateral utstrekning på minimum 150 meter. Den homogene sandsteinen med kryssjiktet (FA2b) er som nevnt tolket til å være tidevannsdynere avsatt under ebbe, enten i tidevannskanaler eller som en del av prograderende sandbarer, avsatt ved estuarmunning eller på «subtidal» til «intertidal» tidevannsflate i estuaret (side 43). Den dominerende paleo-strømretningen av dynene i denne sandkroppen er målt til å være mot nordvest i antatt paleo-distal retning (se figur 4.16). I og med sandsteinskroppen ligger i strøk-retning, er det mulig at utstrekningen større. Faciesassosiasjon FA2 tilhører De Geerdalenformasjonen.

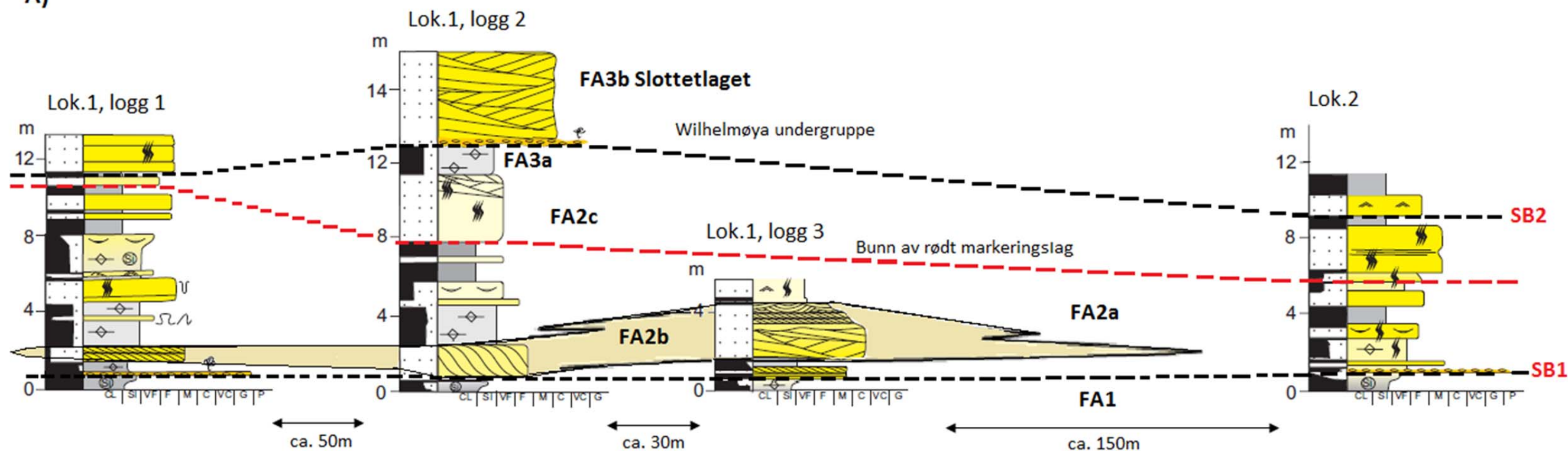
Figur B og C viser et utsnitt av Nordmelaformasjonen (HA4) sett i brønn 7120/12/2. Her sees også en blanding av heterolittiske facies assosiert med en homogen, kryssjiktet sandstein som kan sammenliknes med FA2 i De Geerdalenformasjonen. Spesielt kan intervallet sett mellom 2014 og 2010 meter i Nordmelaformasjonen sammenliknes med sandsteinskroppen i figur A. Sammenlikningen kan gi en indikasjon på lateral utholdenhet av sandsteinsfacies

sett i Nordmelaformasjonen. Det er viktig her å presisere at dette kun er en indikasjon om mulig forventet utstrekning. Avsetningsmiljøene i de to områdene kan ha vært ulik med tanke på forskjeller i tidevann og bassengkonfigurasjon, og dette vil gjenspeiles i sandsteins kropp-geometri og -størrelse.

VEST

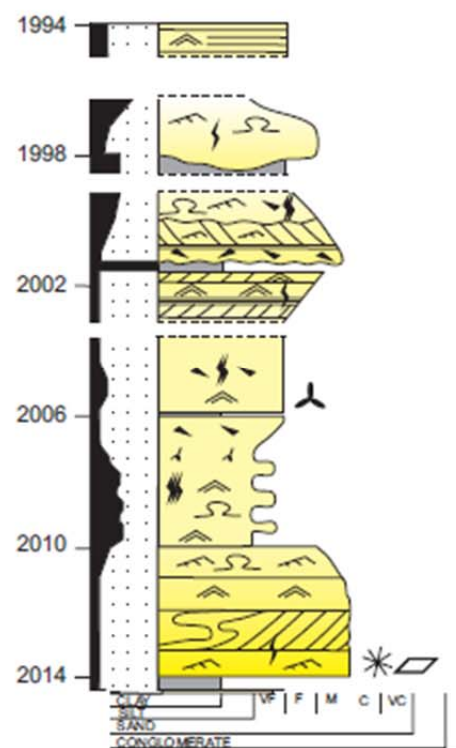
ØST

A)



Figur A viser de fire loggene fra Agardhbukta. Mellom de korrelative flatene SB1 og bunn av rødt markeringslag (FA2c) er det en blanding av heterolittiske facies (FA2a) og en mer homogen kryssjiktet sandstein (FA2b). Korrelasjon mellom loggene ved lokalitet 1 viser en sammenhengende sandsteinskropp med maksimal tykkelse på vel 4 meter og en lateral utstrekning på minimum 150 meter. Figur B og C viser Nordmelaformasjonen (HA4), der det også er sett en blanding av heterolittiske facies og en mer homogen sandstein med kryssjikt. Spesielt kan intervallet sett mellom 2014 og 2010 meters dyp sammenliknes med sandsteinskroppen sett i figur A, og dermed gi en indikasjon på lateral utholdenhet av sandkropper i Nordmelaformasjonen. Dette er kun en indikasjon på mulig forventet utholdenhet, da sandkroppenes størrelse og geometri kan være svært forskjellig på grunn av ulikheter i tidevannsforskjeller og bassengkonfigurasjon i de to områdene. Se også side 81 for diskusjon.

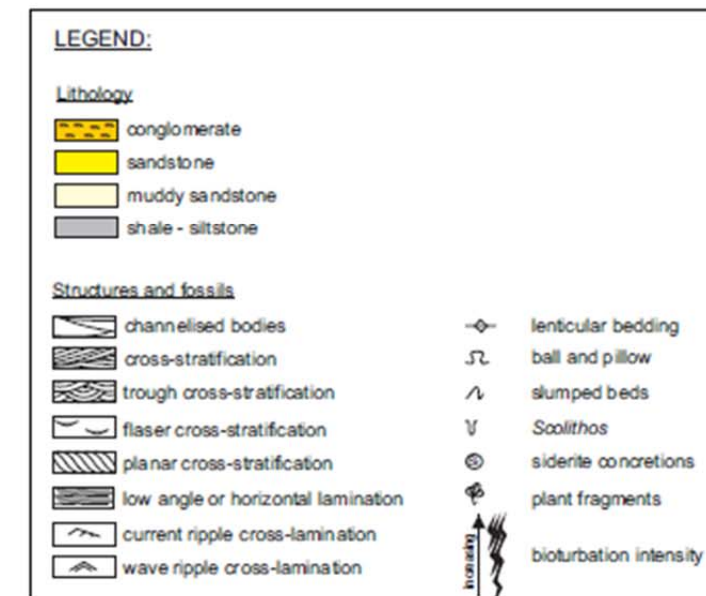
B) HA4 i brønn 7120/12-2



C) Bilder fra HA4, brønn 7120/12-2 på 2008-2016 meters dyp. Bilder fra Oljedirektoratet.



2008-2016 meters dyp i brønn 7120/12-2, bilder fra Oljedirektoratet.



5.4 Moderne analoger

Det finnes en rekke moderne analoger, og her har jeg valgt ut *Cobequid Bay-Salmon River Estuary* og *Ganges -Brahmaputra River Delta* som er henholdsvis et tidevannsdominert estuar og et tidevannsdominert delta (figur 5.6). *Cobequid Bay-Salmon River Estuary* er lokalisert på østkysten av Canada (figur 5.6), og er det mest kjente eksempelet på tidevannsdominert estuar. Estuaret har en tidevannsforskjell på opp mot 16 meter og sedimenttilførsel er hovedsakelig fra marine kilder, men i holocen tid er det også avsatt glasi-fluviale og glasi-marine sedimenter (Davis Jr og Dalrymple 2012). Som moderne tidevannsdominert delta, er *Ganges -Brahmaputra River Delta* i Bengalbukta valgt som eksempel. Deltaet er blant verdens største. Figur 5.6 viser de moderne analogene, og det er også merket av hvor faciesassosiasjonene, som beskrevet og tolket i kapittel 4, kan tenkes å være avsatt.



Figur 5.6: Moderne analoger A) og B) *Cobequid Bay-Salmon River Estuary*, Canada, et moderne tidevannsdominert estuar. C) og D) *Ganges-Brahmaputra River Delta*, Bengalbukta, et moderne tidevannsdominert delta. Alle bilder fra Google Maps (<http://maps.google.no/> 2012). Et forslag til hvor de forskjellige faciesassosiasjonene vil kunne forekomme i moderne avsetningssystemer er indikert med røde sirkler. Se også figur 5.4. Merk at to alternativer for FA3 er foreslått (se kap.4.2.3).

6. Sammendrag og konklusjoner

Formålet med oppgaven er å forstå avsetningsmiljøet i de eksponerte og tilgjengelige delene av lagrekken i Agardhbukta og den kjernetatte delen av Realgrunnen-undergruppe i Alkebrønnene. Ettersom at Realgrunnen-undergruppe i Alkeområdet har nær samme avsetningsmiljø med den eksponerte delen av De Geerdalenformasjonen i Agardhbukta, er en sammenligning mellom disse to også en del av formålet med oppgaven.

Ved lokalitetene i Agardhbukta er det definert 11 litofacies, som har gitt grunnlaget for tre faciesassosiasjoner. Basert på dateringer (vedlegg 3) og observasjoner i felt er de studerte avsetningene i Agardhbukta antatt å tilhøre nedre del av Kapp Toscana-gruppen (figur 4.3). Faciesassosiasjonene er navngitt ut ifra avsetningsmiljø som følgende:

FA1 Prodelta/offshore transition: I assosiasjon med overliggende estuarine avsetninger, er FA1 tolket til å være avsatt i et prodelta eller offshore-transition miljø. Ut ifra observasjoner i felt er faciesassosiasjonen ikke ulik De Geerdalenformasjonen slik Mørk m.fl. (1982) beskriver. Et konglomeratisk siderittlag, som kan spores flere kilometer øst og nordøst, begrenser faciesassosiasjonen oppad. Siderittlaget er tolket til å være en sekvensgrense (SB1) som indikerer en regresjon.

FA2 Tidevannsdominert estuar: avsetningene i denne faciesassosiasjonen er tolket til å representere innfylling av et tidevannsdominert estuar, og består av heterolittiske avsetninger (FA2a), tidevannsdynner (FA2b) og en flomflate (FA2c). Flere sedimentære strukturer som indikerer påvirkning av tidevann ble observert. Stratigrafisk sett antas FA2 å tilhøre De Geerdalenformasjonen, men med større påvirkning av tidevann enn den generelle tolkningen gitt av Mørk m.fl. (1982).

FA3 Delta med tidevannspåvirkning (eventuelt prograderende estuar): denne faciesassosiasjonen består av FA3a, som er tolket til å være avsatt i et slamrikt, fluvialt miljø og FA3b som er tolket som storskala tidevannsdynner. Vanskelig tilkomst i felt medførte stor usikkerhet i beskrivelse og tolkning. FA3a tilhører stratigrafisk sett, i likhet med FA1 og FA2, De Geerdalenformasjonen. FA3a kan også ha vært avsatt i et liknende avsetningsmiljø som sett i FA2a. FA3b kunne spores 7 kilometer nordøst, og der ble det observert fosfat- og siderittknoller. FA3b er antatt å tilhøre Slottetlaget i nedre del av Knorringfjelletformasjonen, og er her tolket til å være storskala tidevannsdynner avsatt på deltafront, shoreface eller grunn hylle. Grensen i bunn av FA3b er tolket som en sekvensgrense (SB2) som indikerer en regional transgresjon.

De tre faciesassosiasjonene representerer trolig et estuarint kompleks utviklet ved en kombinasjon av prograderende kystlinje og regionale endringer i havnivå. Avsetningene nederst i sekvensen er avsatt i et prodelta/offshore transition miljø (FA1), mens den overliggende faciesassosiasjonen FA2 er tolket til å være avsatt i ytre/midtre tidevannsdominert estuar. Grensen mellom FA1 og FA2 er tolket som en sekvensgrense

(SB1) som representerer en regional regresjon. Faciesassosiasjonen FA3 øverst i sekvensen kan representere grunnmarine kondenserte avsetninger avsatt på shoreface/deltafront eller grunn hylle. Grensen mellom FA2 og overliggende FA3 vil da være en ny sekvensgrense (SB2) som representerer en regional transgresjon. Alternativt kan FA3 representere indre del av et estuarint miljø (se kap.4.2.3). Man ser da en utvikling fra et distalt- til et mer proksimalt avsetningsmiljø fra prodelta/offshore transition (FA1), til ytre/midtre tidevannsdominert estuar (FA2) og tilslutt fluvialt-dominert indre estuar (FA3). Begge alternativene for FA3 er merket av på figur 5.6.

Også 3 borekjerner fra Hammerfestbassenget ble logget i forbindelse med dette studiet. Ut ifra observasjoner og kjente formasjonsdyp (<http://factpages.npd.no> 2012), er kjernene bestemt til å bestå av formasjoner tilhørende Realgrunnen-undergruppe, som ligger stratigrafisk øverst i Kapp Toscana-gruppen, og nedre del av den overliggende Adventdalen-gruppen (figur 4.24). 15 litofacies ble definert, som videre er delt inn i fire faciesassosiasjoner. Faciesassosiasjonene kan rangeres fra distal- til proksimalretning som følgende:

HA1 Dyp hylle: denne faciesassosiasjonen, kun logget i brønn 7120/12-1, tilhører Krill-leddet i øvre del av Hekkingenformasjonen, og er tolket til å være avsatt i et dypt hyllemiljø.

HA2 Hylle: også denne faciesassosiasjonen er kun logget i brønn 7120/12-1. Avsetningen er tolket til å være avsatt i et hyllemiljø, og utgjør Fuglenformasjonen.

HA3 Shoreface: faciesassosiasjon HA3 er delt i to undergrupper. HA3a er tolket til å være avsatt mellom normal bølgebasis og stormbølgebasis i nedre shoreface-/hyllemiljø. HA3b er tolket til å være avsatt i et forshore-/nedre shorefacemiljø da sedimentære strukturer indikerer et grunnere miljø med påvirkning av tidevann. Faciesassosiasjonen tilhører Støformasjonen.

HA4 Tidevannsflate/nedre kystslette: faciesassosiasjonen består av repeterende avsetningssykluser skilt fra hverandre med kullsummer, som kan indikere en endring fra subtidal til supratidal miljø, før systemet druknet og en ny syklus startet. Både tidevannsflate, tidevannsdominert kystslette og tidevannsdominert deltaflate er vurdert som mulige avsetningsmiljø. Tilstedeværelse av marin bioturbasjon og røtter i samme avsetning kan antyde at avsetningen fant sted i strandlinjen. Faciesassosiasjonen tilhører Nordmelaformasjonen og er kun observert i brønn 7120/12-2.

Lagrekken i Alkeområdet viser et stadig mer distalt avsetningsmiljø ettersom man beveger seg oppover i stratigrafien, og lagrekken representerer sedimenter avsatt under et stadig økende relativt havnivå, avbrutt av kortere regionale regresjoner (figur 4.30). I bunn er det avsatt sedimenter i et prograderende marginalmarint miljø, enten i form av en tidevannsflate eller en kystslette. Videre oppover stratigrafien ser man stadig mer distale avsetningsmiljø, først i shoreface og deretter i et hylle- og dyp hylle miljø.

Generelt viser avsetningsmiljøet i Nordmelaformasjonen (HA4) fra brønn 7120/12-2 og De Geerdalenformasjonen (FA2) i Agardhbukta store likhetstrekk. En sammenlikning mellom disse ble gjort for å få en forbedret forståelse av reservoarkropp-geometrier av enkelte facies og litofacies. Både heterolittiske avsetninger og sandbarer/kanalfyll ble sammenliknet, noe som gav grunnlaget for den sammensatte figuren (figur 5.4) som viser et eksempel på bruk av blotninger fra Agardhbukta for å bedre forstå arkitektur av sandkropper basert på kjernedata. Korrelering av de tre loggene ved lokalitet 1 i Agardhbukta viser en vel 4 meter tykk sandkropp med en lateral utbredelse på minimum 150 meter. Sandkroppen i Agardhbukta kan sammenliknes med avsetningen sett på 2014-2010 meters dyp i Nordmelaformasjonen, og kan gi en indikasjon på mulig utbredelse av sandsteinskropper i Hammerfestbassenget. Det er her viktig å presisere at eventuelle forskjeller med tanke på tidevann og bassengkonfigurasjon i de to områdene vil gi ulik geometri og størrelse på sandkropper. I tillegg kan også lagene over Slottetlaget i Agardhbukta, minne om Støformasjonen fra brønn 7120/12-2. Denne delen av klippen var ikke tilgjengelig, men på avstand kan avsetningene her se mer massive ut og med mindre innslag av heterolittiske facies.

Videre arbeid

Til videre arbeid vil en grundigere gjennomgang, av spesielt øvre del av den loggede sekvensen i Agardhbukta (FA3), kunne gi en økt forståelse for avsetningsmiljøet. Øvre del av sekvensen i Agardhbukta er antatt å tilhøre Knorringsfjelletformasjonen, og kan på avstand minne om Støformasjonen i Hammerfestbassenget. Videre arbeid kan muligens gi en indikasjon på utbredelse av sandsteinskropper i Støformasjonen, som også kan være potensielle hydrokarbonreservoarer. Videre vil også flere lokaliteter i øst-nordøst retning, i tillegg til flere paleo-strømmåliner, kunne gi en større helhet av den laterale utviklingen av både FA2 og FA3 i Agardhbukta. Området i Agardhbukta kan også være et ideelt område for grunnseismisk analyse, da dette vil kunne gi en bedre avbildning av sandsteinskroppenes geometri og laterale utstrekning.

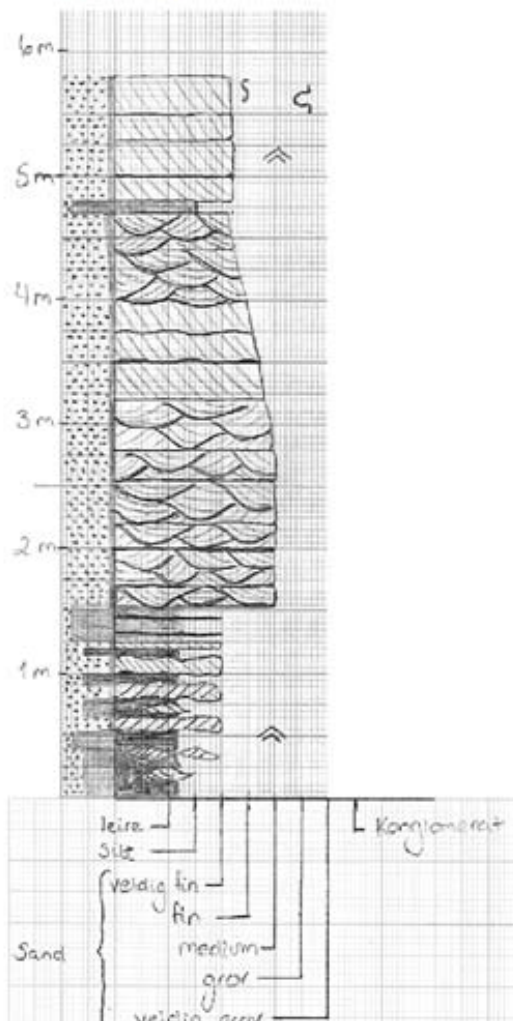
7. Referanser

- Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred Jr, S.L. og Kuehl S.A. "Stratigraphic Evolution of the Late Holocene Ganges-Brahmaputra Lower Delta Plain." *Sedimentary Geology* 155, no. 3–4 (2003): 317-42.
- Berglund, L.T., Augustson, J., Færseth, R., Gjelberg, J. og Ramberg-Moe, H. "The Evolution of the Hammerfest Basin." Paper presented at the Habitat of hydrocarbons on the Norwegian continental shelf: proceedings of an international conference (Habitat of Hydrocarbons - Norwegian Oil and Gas Finds), London, 1986.
- Boggs, S. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Upper Saddle River, N.J.: Pearson Prentice Hall, 2006.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., og Zaitlin, B.A. "Classification of Clastic Coastal Depositional Environments." *Sedimentary Geology* 80, no. 3–4 (1992): 139-50.
- Brekke, H., Sjulstad, H.I., Magnus, C. og Williams, R.W. "Sedimentary Environments Offshore Norway — an Overview." In *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, edited by J. Martinsen Ole and Dreyer Tom. 7-37: Elsevier, 2001.
- Chew, K.J. og Arbouille, D. "Hydrocarbon Finds in the Arctic Basins: Discovery History, Discovered Resources and Petroleum Systems." *Geological Society, London, Memoirs* 35, no. 1 (January 1, 2011): 131-44.
- Dallmann, W.K. *Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard: Review and Recommendations for Nomenclature Use : Upper Palaeozoic to Quaternary Bedrock*. Tromsø: Norsk polarinstitutt, 1999.
- Dalrymple, R.W. og Choi, K. "Morphologic and Facies Trends through the Fluvial–Marine Transition in Tide-Dominated Depositional Systems: A Schematic Framework for Environmental and Sequence-Stratigraphic Interpretation." *Earth-Science Reviews* 81, no. 3–4 (2007): 135-74.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. og Boyd, R. "Estuarine Facies Models; Conceptual Basis and Stratigraphic Implications." *Journal of Sedimentary Research* 62, no. 6 (November 1, 1992): 1130-46.
- Davis Jr, R.A. og Dalrymple, R.W. eds. *Principles of Tidal Sedimentology*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012.
- Doré, A. G. "The Structural Foundation and Evolution of Mesozoic Seaways between Europe and the Arctic." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, no. 1–4 (1991): 441-92.
- Dypvik, H., Sandbakken, P.T., Postma, G. og Mørk, A. "Early Post-Impact Sedimentation around the Central High of the Mjølnir Impact Crater (Barents Sea, Late Jurassic)." *Sedimentary Geology* 168, no. 3–4 (2004): 227-47.
- Dypvik, H., Smelror, M., Sandbakken, P.T., Salvigsen, O. og Kalleson, E. "Traces of the Marine Mjølnir Impact Event." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, no. 3–4 (2006): 621-36.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T. og Jacquart, G. "Evolution of the Western Barents Sea." *Marine and Petroleum Geology* 1, no. 2 (1984): 123-50.
- Faleide, J.I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B.O., Andersen, E.S. og Vanneste, K. "Late Cenozoic Evolution of the Western Barents Sea-Svalbard Continental Margin." *Global and Planetary Change* 12, no. 1–4 (1996): 53-74.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J. og Eldholm, O. "Structure and Evolution of the Continental Margin Off Norway and the Barents Sea." *Episodes* 3 (2008): 82-91.
- Gabrielsen, R., Færseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E. og Riis, F. *Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf, Part I: The Barents Sea Region*. Npd-Bulletin. Vol. Bulletin 6, Stavanger: Norwegian Petroleum Directorate, 1990.

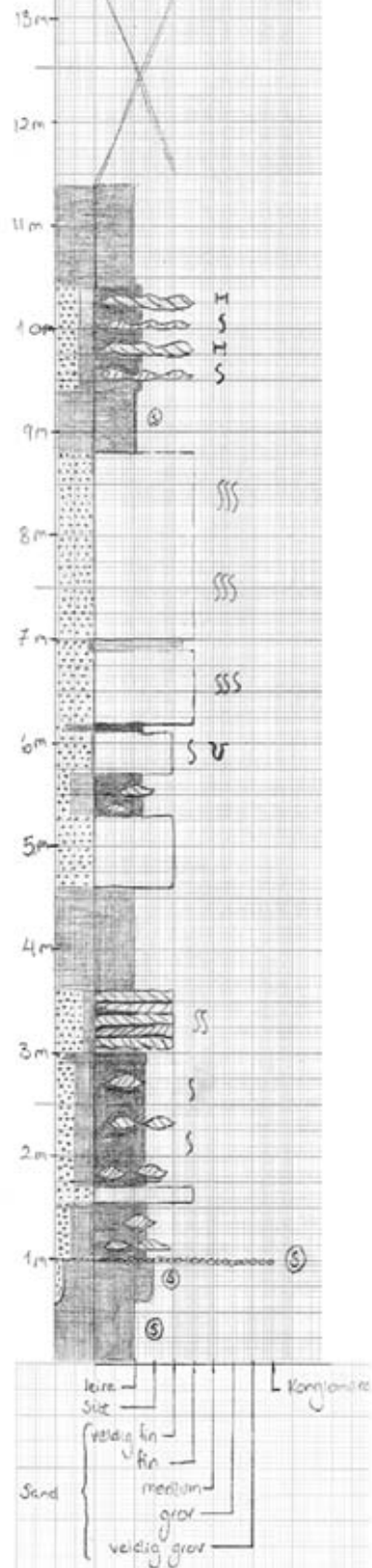
- Gabrielsen, R.H. og Kløvjan, O.S.** "Late Jurassic—Early Cretaceous Caprocks of the Southwestern Barents Sea: Fracture Systems and Rock Mechanical Properties." In *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, editert av P. Møller-Pedersen og A. G. Koestler. 73-89: Elsevier, 1997.
- Gjelberg, J. og Steel, R.J.** "Helvetiafjellet Formation (Barremian-Aptian), Spitsbergen: Characteristics of a Transgressive Succession." I *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, editert av V. L. Felt, E. P. Johannessen, R.J. Steel og C. Mathieu. 571-93: Elsevier, 1995.
- Glørstad-Clark, E., Faleide, J.I., Lundschieen, B.A. og Nystuen, J.P.** "Triassic Seismic Sequence Stratigraphy and Paleogeography of the Western Barents Sea Area." *Marine and Petroleum Geology* 27, no. 7 (2010): 1448-75.
- Greb, S.F. og Archer, A.W.** "Soft-Sediment Deformation Produced by Tides in a Meizoseismic Area, Turnagain Arm, Alaska." *Geology (Boulder)* 35, no. 5 (2007): 435-38.
- Grogan, P., Østvedt-Ghazi, A.M., Larssen, G.B., Fotland, B., Nyberg, K. og Eidvin, T.** "Structural Elements and Petroleum Geology of the Norwegian Sector of the Northern Barents Sea." Paper presented at the Petroleum Geology of Northwest Europe, London, 1999.
- Gudlaugsson, S.T., Faleide, J.I., Johansen, S.E. og Breivik, A.J.** "Late Palaeozoic Structural Development of the South-Western Barents Sea." *Marine and Petroleum Geology* 15, no. 1 (1998): 73-102.
- Harland, W.B.** *The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen: The Long History of a Major Tectonic Lineament*. Skrifter. Vol. nr. 161, Oslo: Instituttet., 1974.
- <http://factpages.npd.no>.
- Høy, T. og Lundschieen, B.A.** "Triassic Deltaic Sequences in the Northern Barents Sea." *Geological Society, London, Memoirs* 35, no. 1 (January 1, 2011): 249-60.
- Johansen, S.E., Ostistiy, B.K., Birkeland, Ø., Fedorovsky, Y.F., Martirosjan, V.N., Christensen, O. B., Cheredeev, S.I., Ignatenko, E.A. og Margulis, L.S.** "Hydrocarbon Potential in the Barents Sea Region: Play Distribution and Potensial." Paper presented at the Arctic Geology and Petroleum Potential, Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference, Tromsø, Norway, 1990.
- Johnsen, S.O., Mørk, A., Dypvik, H. og Nagy, J.** "Outline of the Geology of Svalbard." (2001).
- Klein, D.G.** "Depositional and Dispersal Dynamics of Tidal Sand Bars." *Journal of Sedimentary Research* 40 (1970): 1095-127.
- Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. og Ainsworth, R.B.** "Tidal Depositional Systems in the Rock Record: A Review and New Insights." *Sedimentary Geology* (2012).
- Mørk, A., Knarud, R. og Worsley, D.** "Depositional and Diagenetic Environments of the Triassic and Lower Jurassic Succession of Svalbard." Paper presented at the Arctic geology and geophysics: proceedings of the Third International Symposium on Arctic Geology, Calgary, 1982.
- Nøttvedt, A., Cecchi, M., Gjelberg, J.G., Kristensen, S.E., Lønøy, A., Rasmussen, A., Rasmussen, E., Skott, P.H. og van Veen, P.M.** "Svalbard-Barents Sea Correlation: A Short Review." Paper presented at the Arctic Geology and Petroleum Potential, Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference, Tromsø, Norway, 1990.
- Olaussen, S.** "Field Excursion Svalbard PI489." 2009.
- Olaussen, S., Dalland, A., Gloppen, T.G. og Johannessen, E.** "Depositional Environment and Diagenesis of Jurassic Reservoir Sandstones in the Eastern Part of Troms I Area." Paper presented at the Petroleum geology of the North European margin: proceedings of the North European Margin Symposium (NEMS '83), Trondheim, Norway, 1984.
- Reineck, H.E. og Singh, I.B.** *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics*. Berlin: Springer, 1980.
- Riis, F., Lundschieen, B.A., Høy, T., Mørk, A. og Mørk, M.B.E.** "Evolution of the Triassic Shelf in the Northern Barents Sea Region." *Polar Research* 27, no. 3 (2008): 318-38.
- Rønnevik, H.C. og Jacobsen, H.P.** "Structures and Basins in the Western Barents Sea." Paper presented at the Petroleum Geology of the North European Margin, London, 1984.

- Seldal, J.** "Lower Cretaceous: The Next Target for Oil Exploration in the Barents Sea?". *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series 6* (January 1, 2005): 231-40.
- Shanmugam, G., Poffenberger, M. og Álava, J.T.** "Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador." *AAPG Bulletin* 84, no. 5 (2000): 652-82.
- Smelror, M.** "Jurassic Stratigraphy of the Western Barents Sea Region: A Review." *Geobios* 27, Supplement 2, no. 0 (1994): 441-51.
- Smelror, M., Mørk, A., Mørk, M.B.E., Weiss, H.M. og Løseth, H.** "Middle Jurassic-Lower Cretaceous Transgressive-Regressive Sequences and Facies Distribution Off Northern Nordland and Troms, Norway." In *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, edited by J. Martinsen Ole and Dreyer Tom. 211-32: Elsevier, 2001.
- Spencer, A.M.** "Petroleum Geology of the North European Margin: Proceedings of the North European Margin Symposium (Nems '83)." London, 1984.
- Stanley, S.M.** *Earth System History*. New York: W.H. Freeman, 2005.
- Steel, R.J. og Worsley, D.** "Svalbard's Post-Caledonian Strata. An Atlas of Sedimentational Patterns and Paleogeographic Evolution." Paper presented at the Petroleum Geology of the North European Margin, London, 1984.
- Stewart, D.J., Berge, K. og Bowlin, B.** "Exploration Trends in the Southern Barents Sea." In *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, editert av S. Hanslien. 253-76: Elsevier, 1995.
- Sundvor, E. og Austegard, A.** "The Evolution of the Svalbard Margins: Synthesis and New Results." Paper presented at the Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, Bremen, 1990.
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N. og Lesueur, P.** "Infilling Stratigraphy of Macrotidal Tide-Dominated Estuaries. Controlling Mechanisms: Sea-Level Fluctuations, Bedrock Morphology, Sediment Supply and Climate Changes (the Examples of the Seine Estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, Nw France)." *Sedimentary Geology* (2011).
- Tucker, M.E.** *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell Science, 2001.
- Worsley, D.** "The Post-Caledonian Development of Svalbard and the Western Barents Sea." *Polar Research* V. 27, no. No. 3 (2008): 298-317.





















Lok.1, logg 3



Lokalitet 2



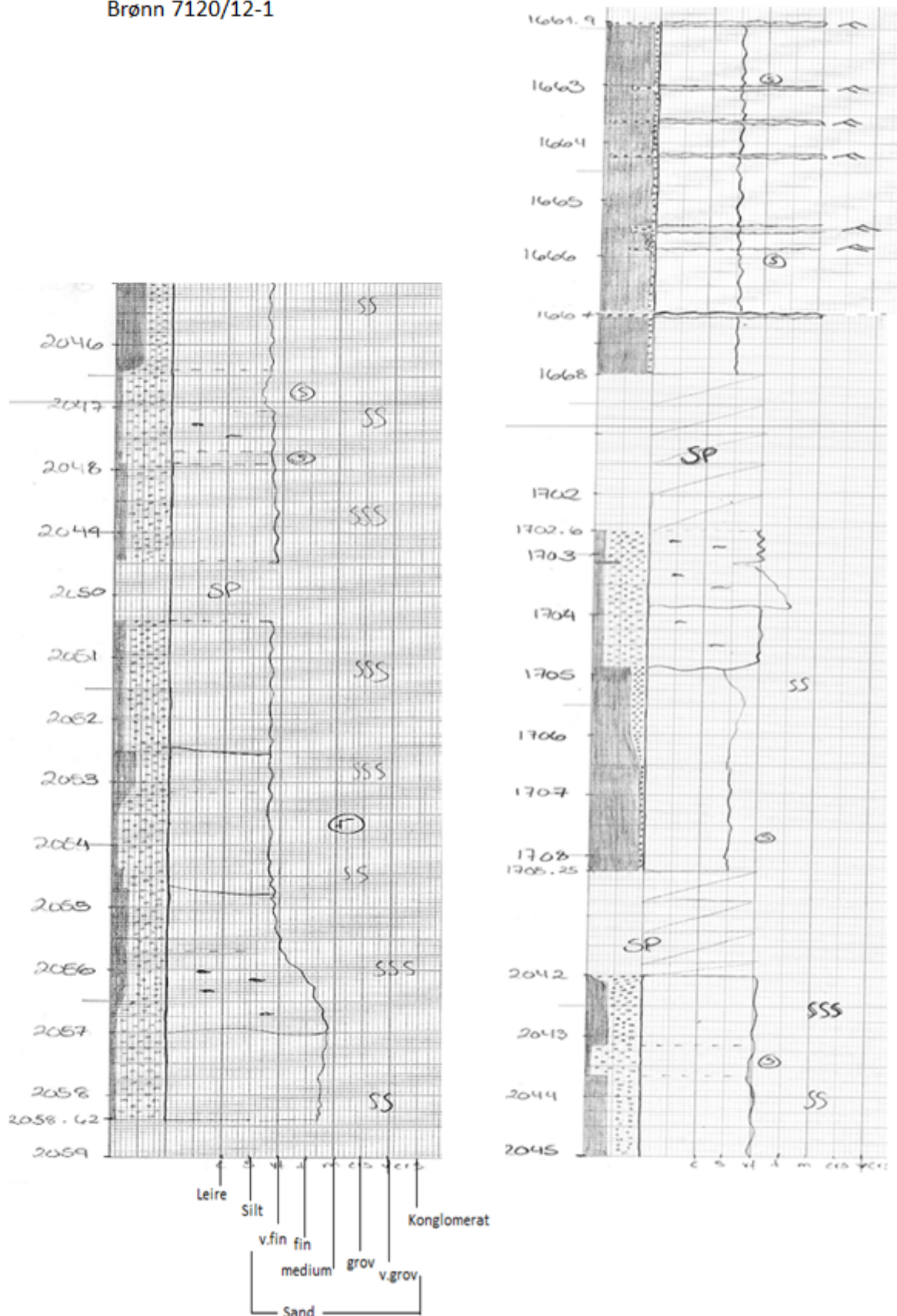
Tegnforklaring til logger

| | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|
|  | Sst.u/tydelig stratifisering | | |
|  | Sst. m/planparallel stratifisering | | |
|  | Sst. m/trau kryssjikt |  | Soft sediment deformation |
|  | Sst. m/tabulært kryssjikt |  | Vertikale graveganger |
|  | Sst. m/tabulært kryssjikt |  | Horisontale graveganger |
|  | Flaser bedding |  | Symmetriske rifler |
|  | Wavy bedding |  | Asymmetriske rifler |
|  | Lenticular bedding |  | Uspesifiserte rifler |
|  | Slamstein |  | Svak bioturbasjon |
| | |  | Intens bioturbasjon |
| | |  | Plantefragment |
| | |  | Siderittnoduler |
| | |  | Kalkholdig sement |

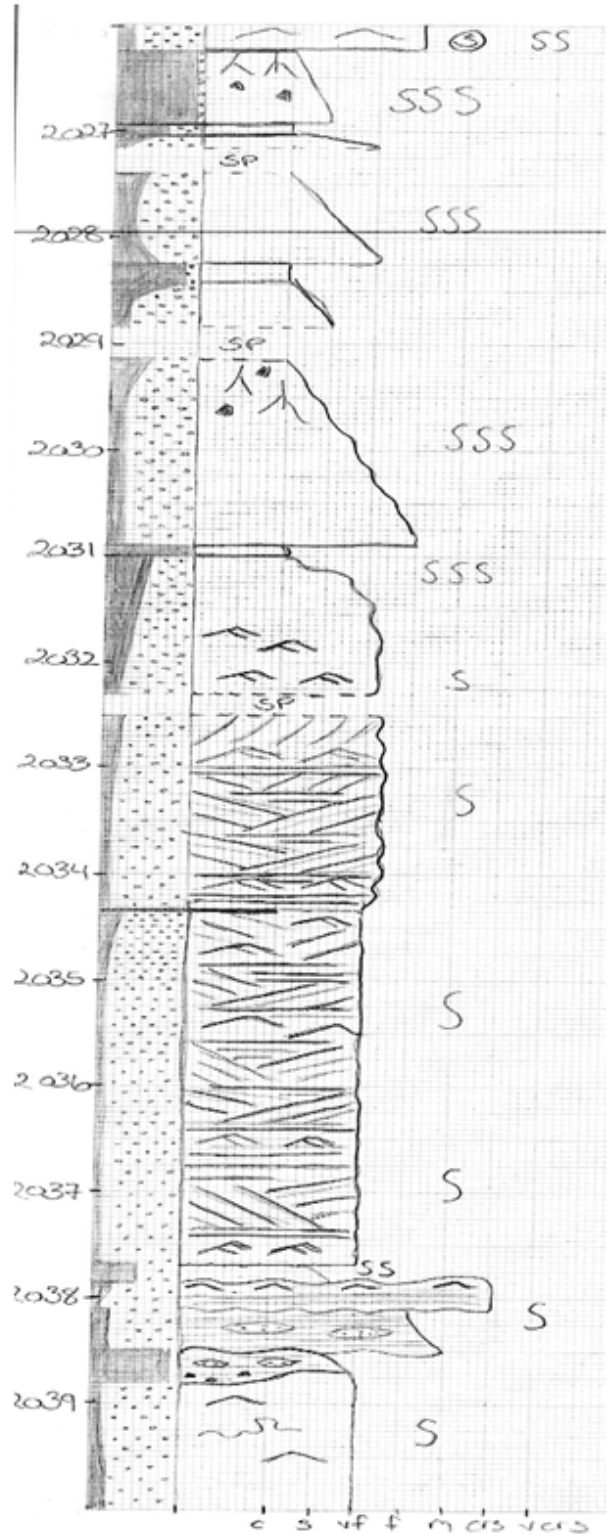
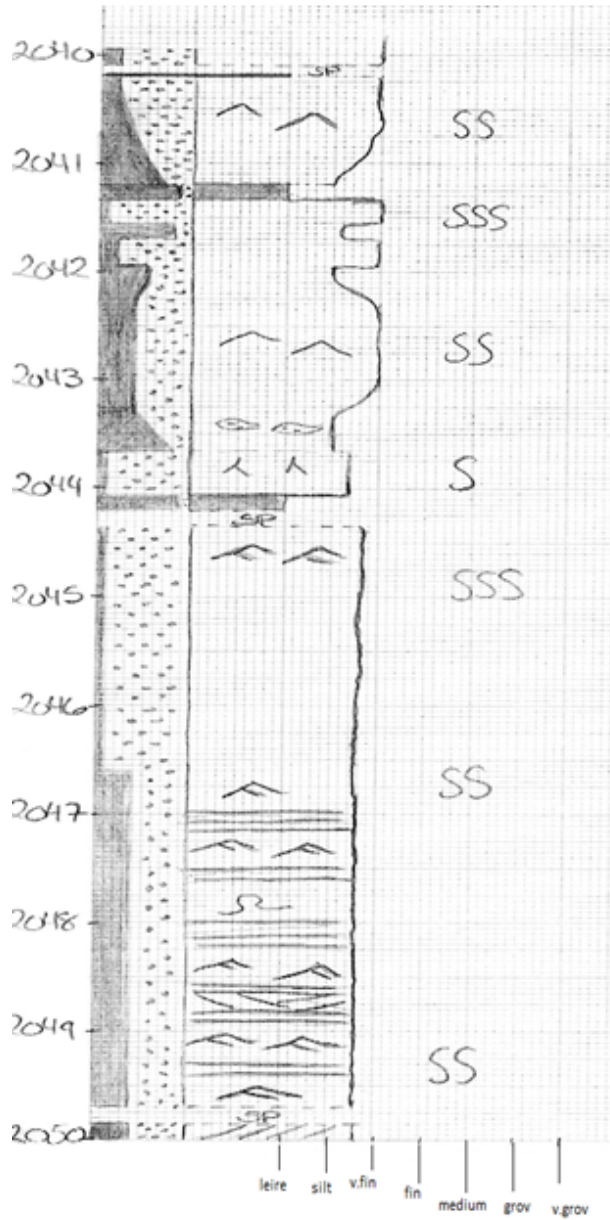
Vedlegg 2: Logger fra Hammerfestbassenget

Skala 1:50. Tegnforklaring side 100.

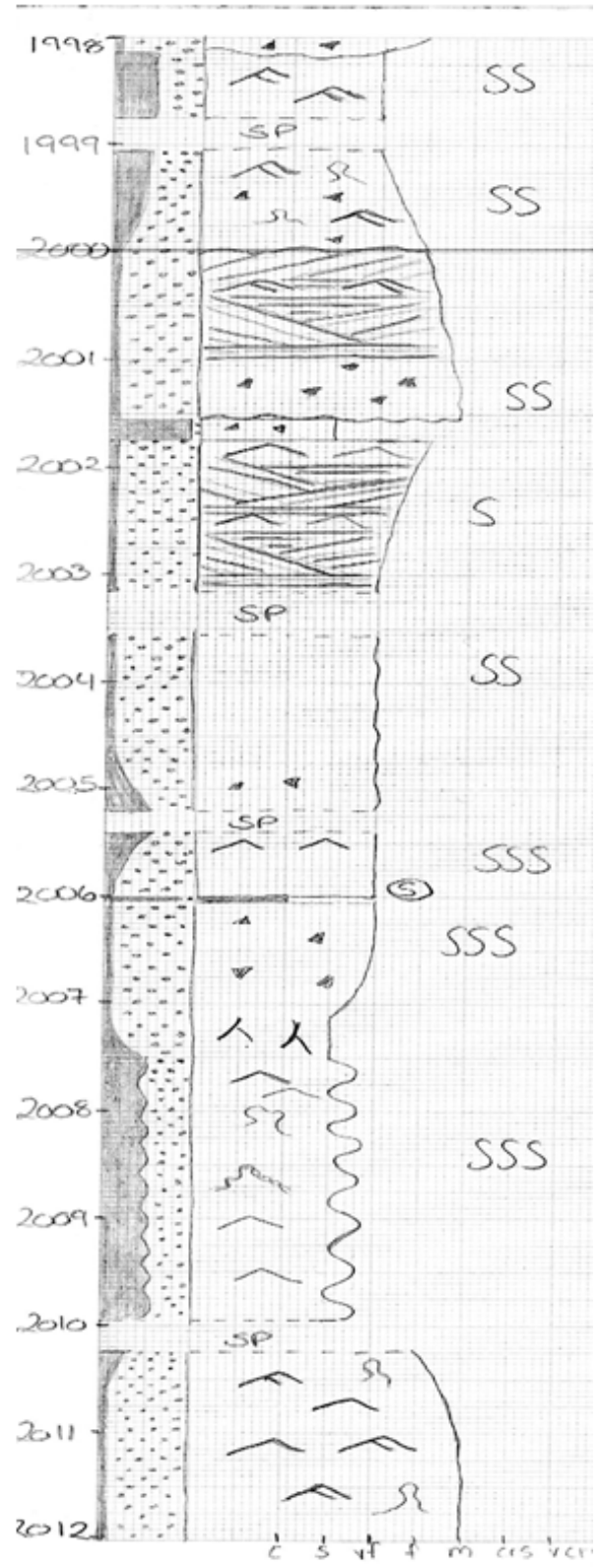
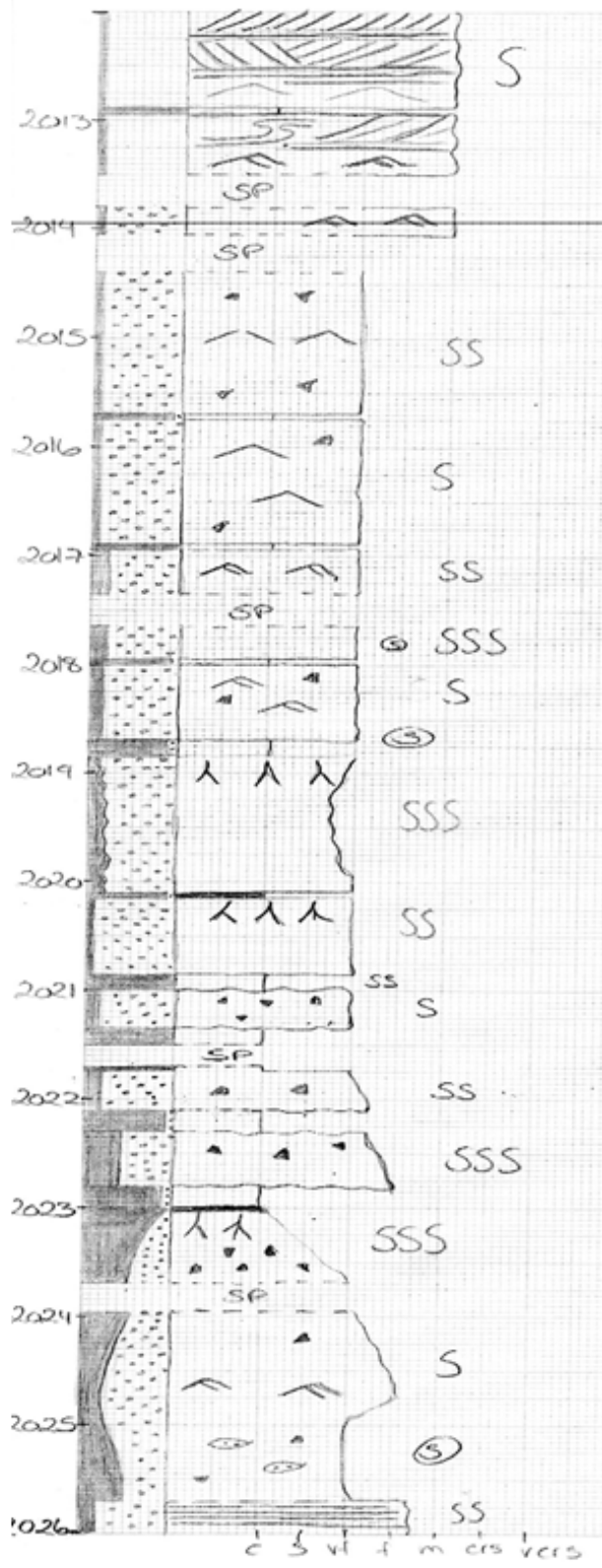
Brønn 7120/12-1



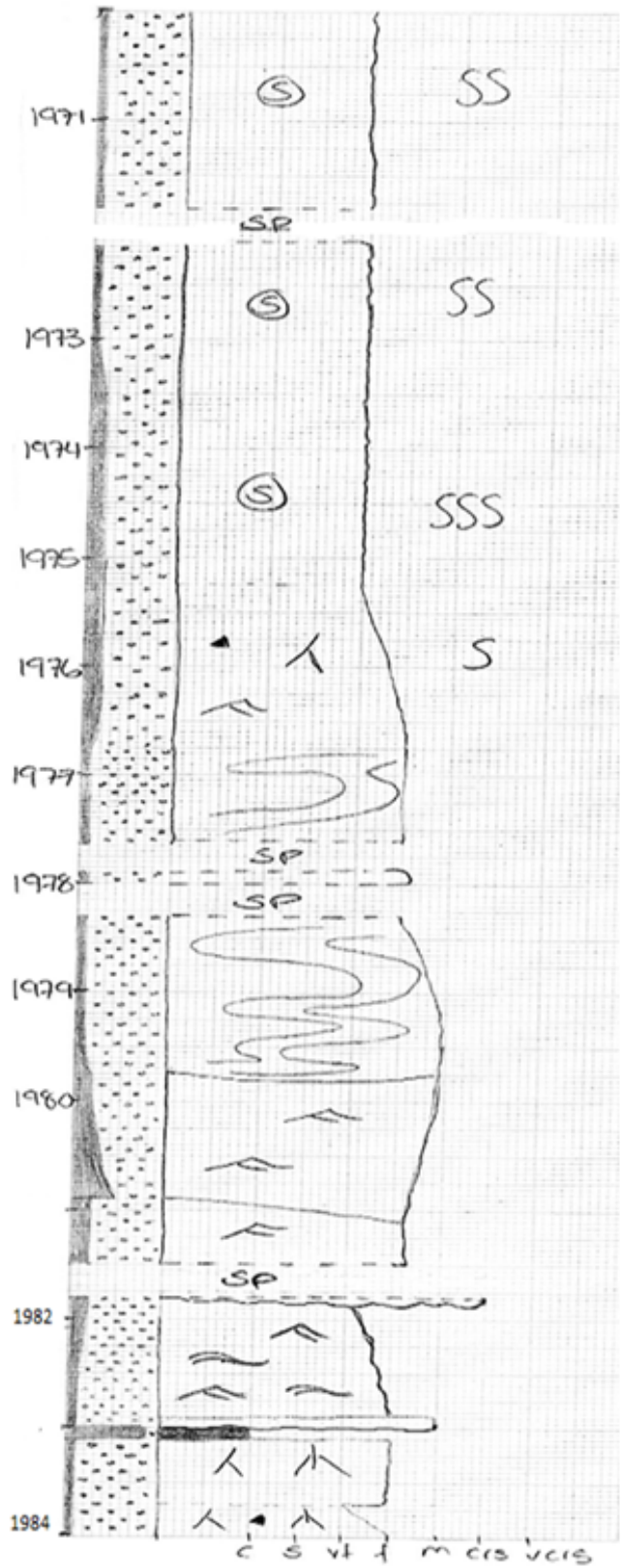
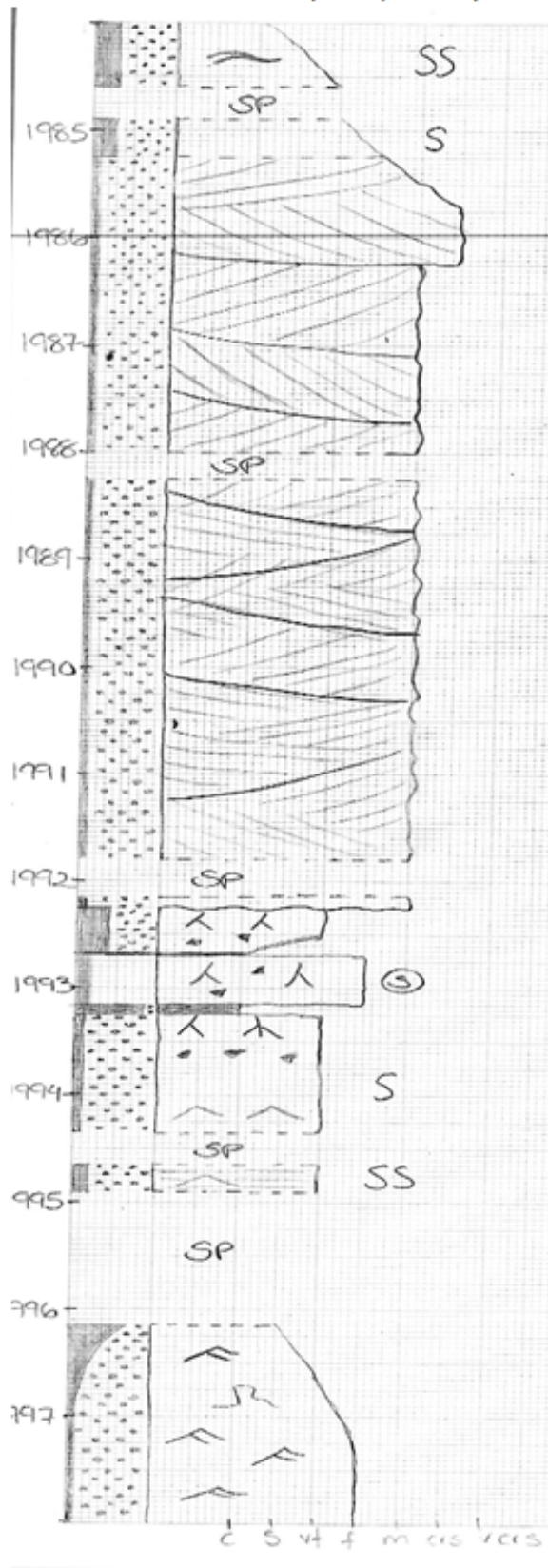
Brønn 7120/12-2, side 1/5



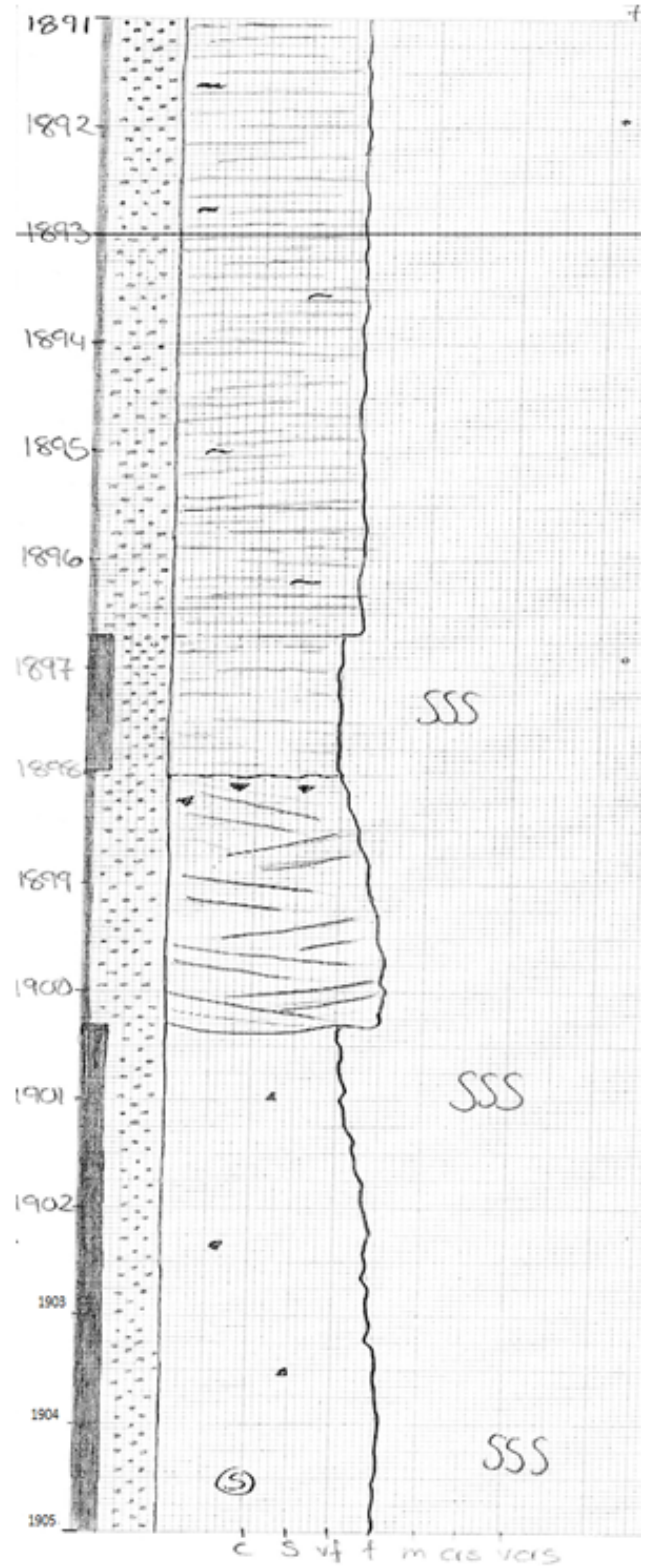
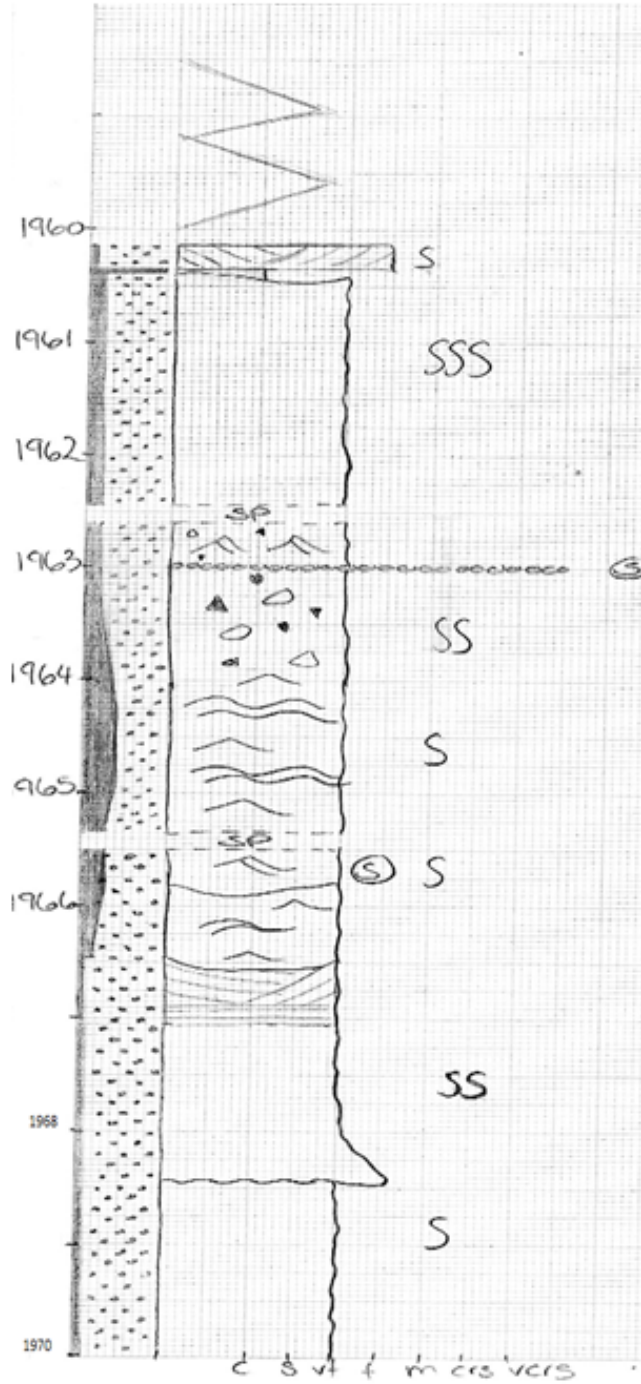
Brønn 7120/12-2, side 2/5



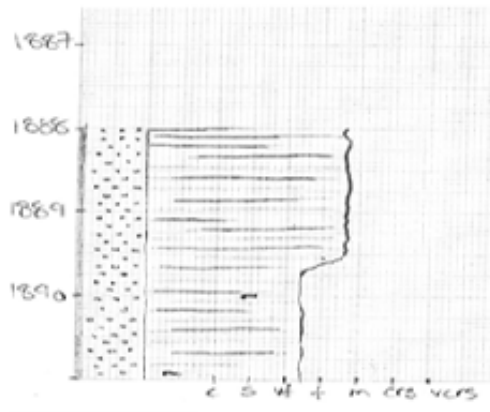
Brønn 7120/12-2, side 3/5



Brønn 7120/12-2, side 4/5



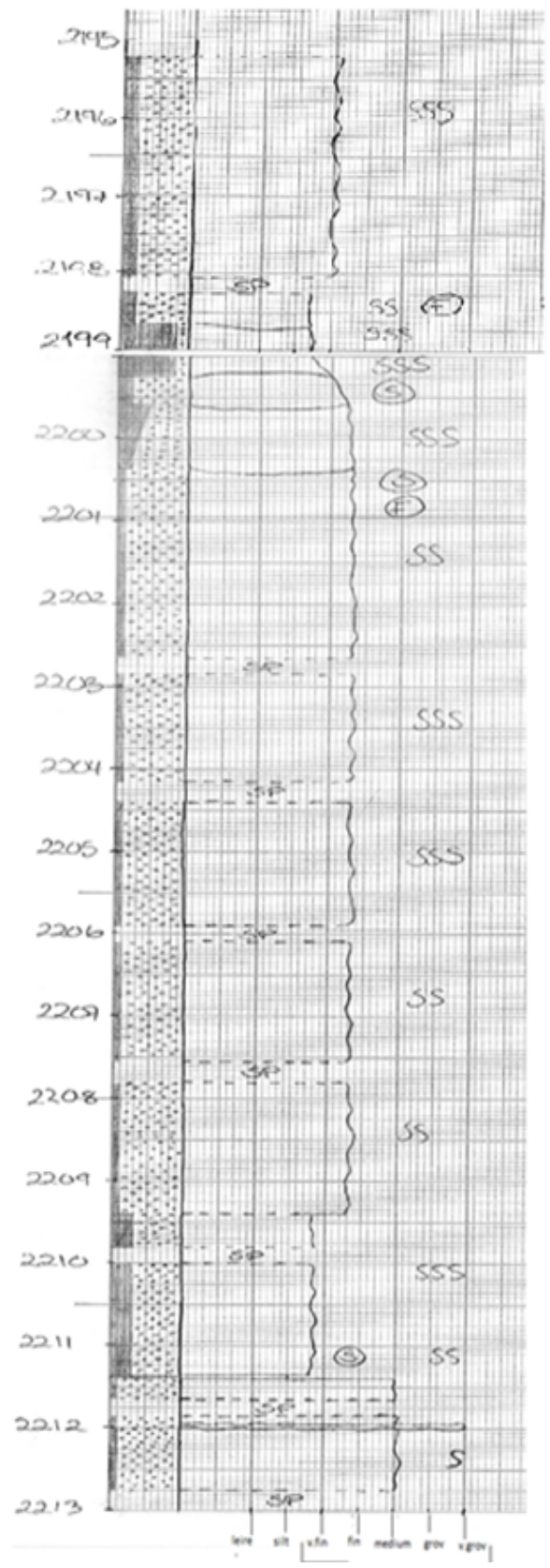
Brønn 7120/12-2, side 5/5



Tegnforklaring

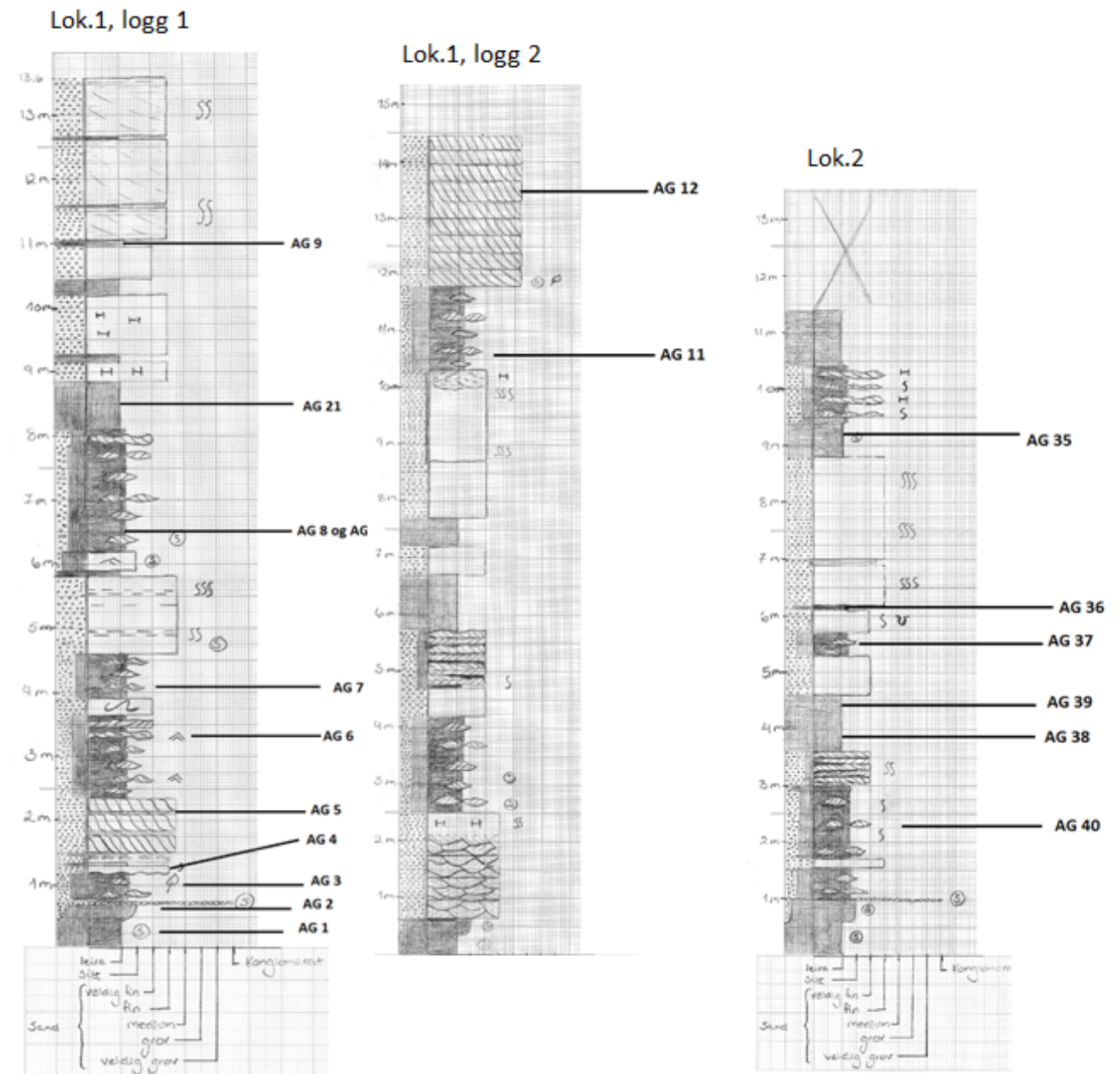
| | | | |
|--|--------------------------------------------|--|---------------------------|
| | SANDSTEIN MED PLANPARALLELL STRATIFISERING | | KULLFRAGMENT |
| | SANDSTEIN MED TRADKRYSSJUKT | | SIDEVITT NODULER |
| | SANDSTEIN UTEN BEMÆRTE STRUKTURER | | FOSFAT KNOLLER |
| | LEIRSTEIN | | SVAK BIOTURBASIJON |
| | KULL | | KRAFTIG BIOTURBASIJON |
| | | | KOMBINERTE RIFLER |
| | | | ASYMMETRISKE RIFLER |
| | | | LEIRKLASTER |
| | | | MYKT SEDIMENT DEFORMASJON |
| | | | RØTTER |
| | | | "FLUID ESCAPE" STRUKTUR |

Brønn 7120/12-3



Vedlegg 3: Palynologisk analyse

Oversikt over prøvetakning (for fullstendige logger og tegnforklaring se vedlegg 1):



Prøve AG 30, 32, 48, 49, 50-54 utgår.



Palynological analysis of samples from
Agardhfjellet, Spitsbergen



Applied Petroleum Technology AS
P. O. Box 123
2027 Kjeller
Norway

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|
| Address: Applied Petroleum Technology AS P.O.Box 123 2027 Kjeller Telephone: +47 63 80 60 00 Telefax: +47 63 80 11 38 | |
| Report number APT10-2293 | Classification Confidential |
| Report Title Palynological analysis of samples from Agardafjellet, Spitsbergen | Submitted June 2010 |
| Client ENI Norge | Service Order |
| Client Reference: Client contact name: Snorre Olavsen / Dag Steinfeld | Number of pages 9 |
| Report Manager: David Graham Bell | |

Author: Tor Bjærke

| | Name | Date | Signature |
|--------------------|-------------------|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Reviewed by | David Graham Bell | |  |
| Approved by | Tore Haaland | 2010-06-29 |  |

Palynological analysis of samples from Agardhfjellet, Spitsbergen

Thirty-four samples have been processed and examined for palynology. Stratigraphical information about material is limited, the results are therefore reported sample by sample.

OC AG 1

Age: Karnian - Norian

Litho.unit: ?upper Tschermakfjellet Fm. or DeGeerdalen Fm.

Species: Bisaccate pollen (abundant), *Deltoidospora* spp. (abundant), *Dictyophyllidites* spp. (persistent), *Conbaculatisporites* spp. (rare), and *Anapiculatisporites spiniger* (persistent). Questionable *Ovalipollis ovalis*, *Aratrisporites* spp., and *Chordasporites* sp.

Kerogen: Cuticle and abundant terrestrial palynomorphs

Depositional environment: Non-marine or marginal marine dominated by direct terrestrial input

Comments: The palynomorphs are poor, but overall composition supports a reference to the Triassic Tschermakfjellet or DeGeerdalen Fm.

OC AG 2

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate spp., *Deltoidospora* spp., *Conbaculatisporites* spp., *Baculatisporites* spp.

Kerogen: Inertinite and wood. Rare, poor spores. Low organic productivity

Depositional environment: Non-marine

Comments: General similarity suggests same formation as AG1.

OC AG 3

Age: ?

Litho.unit:?

Species:

Kerogen: Inertinite and wood. Rare, poor palynomorphs

Depositional environment: ?

Comments:

OC AG 4

Age: Triassic

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen (abundant), Multistriate bisaccate (rare), *Baculatisporites* spp., *Conbaculatisporites* spp.

Kerogen: Inertinite and wood, partly fibrous. Rare, poor palynomorphs.

Depositional environment: Non-marine

Comments: Compares with AG 2 and 3.

OC AG 5

Age: ?Triassic

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen (common), *Deltoidospora* spp. (rare), *Caytonipollenites pallidus* (rare), *Baculatisporites* spp. (rare), *Conbaculatisporites* spp. (rare), *Densoisporites* spp. (rare)

Kerogen: Inertinite and wood, typically fibrous. Rare, poor palynomorphs. Rare cuticle

Depositional environment: Non-marine

Comments: Variation of the same type of material as above. Assemblage not age diagnostic.

OC AG 6

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite

Depositional environment: High energy, mature sediment

Comments:

OC AG 7

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite

Depositional environment: High energy, mature sediment

Comments: As AG 6

OC AG 8

Age: Karnian-Norian

Litho.unit: ?Tschermakfjellet or DeGeerdalen Fm.

Species: Bisaccate pollen (common), *Conbaculatisporites* spp.(rare), *Deltoidospora* spp. (common), *Baculatisporites* spp.(rare), *Anapiculatisporites spiniger* (rare), *Leschikisporis aduncus* (rare), *Dictyophyllidites* sp. (rare), *Protodiploxypinus ornatus* (rare), *Baculatisporites* spp. (rare), *Alisporites* spp. (rare), *Ovalipollis ovalis* (rare), *Caytonipollenites pallidus* (rare)

Kerogen: Inertinite and abundant terrestrial palynomorphs. Preservation poor.

Depositional environment: Non-marine or marginal marine dominated by direct terrestrial input.

Comments: Compares with AG 1. Based on previous experience this sample must be referred to either upper part of the Tschermakfjellet Fm. or to the DeGeerdalen Fm.

OC AG 9

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen, *Deltoidospora* spp.

Kerogen: Finely fragmented inertinite. Rare terrestrial palynomorphs

Depositional environment: ?Non marine, sorted

Comments:

OC AG 11

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen (abundant), *Deltoidospora* spp. (rare)

Kerogen: Inertinite and wood. Persistent poor terrestrial palynomorphs. Some cuticle.

Depositional environment: ?Non-marine.

Comments:

OC AG 12

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Fragmented inertinite

Depositional environment: High energy, mature sediment.

Comments:

OC AG 20

Age: Karnian-Norian

Litho.unit: Upper Tschermakfjellet Fm. - DeGeerdalen Fm.

Species: Bisaccate pollen (abundant), *Dictyophyllidites* spp.(rare), *Deltoidospora subgranulosa* (rare), *Neoraistrickia* sp.(rare), *Deltoidospora* spp.(abundant), *Baculatisporites* spp.(rare), *Podocarpidites* sp.(rare), *Caytonipollenites pallidus* (rare), *Leschikisporis aduncus* (persistent), *Eucommiidites* sp.(rare), *Protodiploxypinus ornatus* (rare), *Conbaculatisporites* spp.(rare), ?*Aratrisporites* sp.(rare), *Monosulcites* sp. (rare), *Ovalipollis ovalis* (rare), *Kyrtomisporis laevigatus* (rare), *Chordasporites* sp.(rare), *Anapiculatisporites spiniger* (rare), *Annulispora folliculosa* (rare)

Kerogen: Inertinite and fibrous wood. Abundant terrestrial palynomorphs. Rare cuticle.

Depositional environment: Non-marine or marginal marine with direct input of terrestrial elements. No marine markers.

Comments: Based on previous experience, this assemblage is most probably from the Norian DeGeerdalen Fm.

OC AG 21

Age: ?Karnian-Norian

Litho.unit:?

Species: Bisaccate pollen (persistent), Spherical ?spores (abundant), *Deltoidospora* spp. (common), *Baculatisporites* spp.(rare), *Conbaculatisporites* spp.(rare), *Dictyophyllidites* spp.(rare)

Kerogen: Finely fragmented inertinite and common palynomorphs

Depositional environment: Non-marine or marginal marine with direct input of terrestrial elements. No marine markers.

Comments:

OC AG 30

Age: ?

Litho.unit:.?

Species:

Kerogen: Inertinite

Depositional environment: Highly sorted, mature sediment

Comments: Barren of palynomorphs, low organic productivity

OC AG 31

Age: ?

Litho.unit:.?

Species:

Kerogen:

Depositional environment:

Comments: Barren of palynomorphs, low organic productivity

OC AG 32

Age: ?

Litho.unit:.?

Species:

Kerogen: Brown, structureless angular fragments

Depositional environment: ?

Comments: Barren of palynomorphs

OC AG 35

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite and wood, partly fibrous. Rare, extremely poor palynomorphs

Depositional environment: Non-marine, sorted

Comments: Rare, extremely poor palynomorphs

OC AG 36

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Spherical spores

Kerogen: Fragmented inertinite, partly rounded

Depositional environment: Non-marine, sorted

Comments: More or less barren of palynomorphs

OC AG 37

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen, *Deltoidospora* spp.

Kerogen: Fragmented inertinite, partly rounded

Depositional environment: Non-marine, sorted

Comments: Nearly barren of palynomorphs

OC AG 38

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Low organic productivity

OC AG 39

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Low organic productivity

OC AG 40

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Small spherical spores (common), Bisaccate pollen (common), *Deltoidospora* spp. (common), *Deltoidospora subgranulosa* (rare)

Kerogen: Inertinite and wood. Some palynomorphs, poor.

Depositional environment: Non-marine

Comments:

OC AG 48

Age: ?

Litho.unit: ?

Species: Bisaccate pollen (abundant), *Deltoidospora* spp. (rare), *Lycopodiumsporites* spp. (rare), *Anapiculatisporites* spp. (rare), *Baculatisporites* spp. (rare), *Micrhystridium* sp. (rare)

Kerogen: Inertinite and wood. Poor palynomorphs

Depositional environment: Marginal marine

Comments: A single marine specimen, *Micrhystridium* sp., was recorded from this sample.

OC AG 49

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite, partly fibrous

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Barren of palynomorphs

OC AG 50

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite and wood

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Barren of palynomorphs

OC AG 52

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite and wood

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Barren of palynomorphs

OC AG 53

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite and degraded wood

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Barren of palynomorphs

OC AG 54

Age: ?

Litho.unit: ?

Species:

Kerogen: Inertinite and wood, partly degraded, larger fragments

Depositional environment: Sorted, mature sediment

Comments: Rare ghosts of palynomorphs