

# Geologisk utvikling og 3D modellering av randsonen i Svea Nord forekomsten

Med fokus på mellomstein, overliggende  
bentonittlag og konsekvens for brytningen

**Håvard Velve**

Geologi

Innlevert: juni 2013

Hovedveileder: Steinar Løve Ellefmo, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



## Sammendrag

Denne hovedoppgaven er skrevet i samarbeid med Store Norske Spitsbergen Grubekompani (SNSG) som et bidrag i kartleggingen av randsonen til Svea Nord kullgruva 50 km sørøst for Longyearbyen på Svalbard. Gjennom geologiske litteraturstudier ble kunnskap om Svalbards geologiske utvikling innhentet, og ved hjelp av denne kunnskapen, kjernelogging og data fra tilgjengelige analysedata, ble Sveafløtsen modellert i Leapfrog Mining og Leapfrog Geo. Den geologiske modelleringen ble deretter lagt til grunn for en anbefalt produksjonsmetode. Sveafløtsen ligger i den nederste delen av Todalen-leddet i Firkanten-formasjonen. Formasjonen er fra tidlig paleocen og ligger inkonformt over Carolinefjellet-formasjonen fra kritt. Firkanten-formasjonen ble avsatt i et overordnet transgressivt system på et kyst- og deltaslette system på den østre kanten til en grunn havbukt, der sedimentene kom fra oppløftede områder i øst og nordøst. Avsetningen til Todalen-leddet var sterkt preget av den undulerende krittoverflaten, og Svea Nord forekomsten ble avsatt i et lite isolert basseng der den nederste delen ble avsatt som en lavtliggende sump. I kjernen av forekomsten fortsatte torvdannelsen som en hevet sump der torven tidvis var blottlagt, noe det forhøyede inertinitinnholdet også vitner om. Samtidig førte en transgresjon til at torven i den ytre delen av sumpen ble oversvømt. Under transgresjonen ble organisk rik silt avsatt, men etter hvert stagnerte transgresjonen og ny torv ble avsatt over siltlaget. Denne silten fremstår i dag som en mellomstein i Sveafløtsen. Modelleringen viser at mellomsteinen, aske-, svovel- og fosforinnholdet øker utover i randsonen. Samtidig minker brennverdien, kulletts svelleegenskaper og de flyktige bestanddelene. Foruten om minkingen av de flyktige bestanddelene, fører dette til at kullkvaliteten blir dårligere utover i randsonen. Kvalitetsnedgangen er sterkt knyttet til økningen i tykkelsen til mellomsteinen, og denne bør derfor i størst mulig grad unngås i produksjonen. Modelleringen av bentonittlaget viser at topografien på avsetningstidspunktet var jevnet ut. Den korteste avstanden opp til bentonitten minker mot nord i en nord/sør akse rett øst for H3/H4, og øker mot øst og vest. Dette støtter teorien om en hevet sump. Ugunstig orientering på strossepaneler i randsonen med tanke på største horisontalspenning og den store tykkelsen på mellomsteinen, vanskeliggjør strosse drift med dagens utstyr i randsonen. Rom og Pilardrift (R&P) er en fleksibel produksjonsform, men krever store sikringsarbeider under oppfaringen til splitteområdene. Også her må mellomsteinen unngås i produksjonen, og i områder med tykk mellomstein bør dette skje ved at splittingen foregår under mellomsteinen. Augermining er en ukjent produksjonsmetode i SNSG, men bør utredes som et alternativ og supplement til den foretrukne R&P metoden.

## **Abstract**

This thesis is written in collaboration with Store Norske Spitsbergen Grubekompani (SNSG) as a contribution to the mapping of the border zone to the Svea Nord coalmine, 50 km southeast of Longyearbyen on Svalbard. Using geological literature, and the collection and interpretation of analytical data, Sveafløtsen was modeled in Leapfrog Mining and Leapfrog Geo. Finally, the geological model was used to recommend a production method. Sveafløtsen is located in the lower part of Todalen Member in the Firkanten Formation. This Formation is of early Paleocene age, and lies unconformable on the Lower Cretaceous rocks which belong to the Carlinefjellet Formation. The Firkanten Formation was deposited in an overall transgressive system in a coastal and delta plain system on the eastern edge of a shallow gulf. Sediments came from uplifted areas to the east and northeast. The depositions of Todalen Member was strongly influenced by the undulating Cretaceous surface, and Sveafløtsen was deposited in small isolated sub-basins where the lower part was deposited as a low-lying swamp. At the middle, rich part of the Svea Nord deposit, deposition continued as a raised bog where the peat sometimes was exposed, which the elevated inertinite content also testify. At the same time, the outer part of the swamp was flooded by a transgression. Organic rich silt was deposited during the transgression before its gradually stagnated and new peat was deposited on top of the silt. This silt stands today as a parting inside Sveafløtsen. The results of the modeling show that the parting, ash, sulfurs and phosphorous content increases beyond the border zone. At the same time, caloric value, swelling properties and the volatile matter decreases. Besides the shrinkage of the volatile matter, this leads to the coal quality deteriorates beyond the border zone. Quality decline is strongly linked to the increase in the thickness of the parting, and as far as possible, this should be avoided in production. The modeling of the bentonite layer shows that the topography at the deposition time was evened out. The shortest distance up to the bentonite decrease towards the north in a north/south axis just east of H3/H4, and the distance rises to the east and west from this axis. This supports the theory of a raised bog. Unfavorable orientation of stope panels in relation to the maximum horizontal stress, and the large thickness of the parting in the border area, makes it difficult to use present equipment. Rom and Pillar (R&P) mining is a flexible form of production, but require large support work during mine development for the R&P areas. Also here the parting must be avoided in production, and in areas with thick parting this can be done by splitting takes place below the parting. Auger Mining is an unknown method by SNSG, but should be investigated as an alternative and complement to the preferred R&P method.

## Forord

Etter nærmere 20 år som gruvearbeider i Store Norske Spitsbergen Grubekompani (SNSG) startet forfatteren høsten 2008 på en geologiutdanning ved NTNU, og denne oppgaven inngår i avslutning på dette utdanningsløpet. Etter at kjernen i kullgruva Svea Nord nå snart er utdrevet, står bare randsonen mot sør og vest igjen. For at salgsvolumet skal holdes på et stabilt nivå i tiden frem til produksjonsstarten i den nye Lunckefjellgruva, skal en liten del av randsonen tas ut i løpet av 2014-2015. Mesteparten av randsonen skal av logistikkmessige årsaker tas ut etter at gruva i Lunckefjell er utdrevet i 2019, og selskapet har nå begynt planleggingen av avslutningen til Svea Nord. Denne oppgaven blir dermed et bidrag i dette arbeidet. Gjennom studier av anerkjente geologiske artikler og geologiske data innsamlet av SNSG, samt logging av fire kjerner fra randsonen, skulle forfatteren danne seg et bilde av utviklingen av Svalbards geologi. Hensikten med oppgaven var således ikke å foreta noen inndelinger i facies og faciesassosiasjoner. Denne geologiske kunnskapen skulle deretter legges inn i moderne 3D verktøy, og dermed kunne lateral og vertikal utbredelse av kullfløts, kullkvalitet, mellomstein og bentonittlag estimeres. Ut ifra denne modellen skulle forfatteren komme med en anbefalt drivemetode for randsonen.

Jeg vil rette en stor takk til min veileder, Førsteamanuensis Steinar Ellefmo ved NTNU, som hele tiden har kommet med konstruktive råd og tilbakemeldinger. Han har også vært av avgjørende betydning for modelleringen i Leapfrog. SNSG takkes også for tildeling av oppgave og for finansiell støtte under oppgaveskrivingen, uten denne støtten hadde det ikke vært mulig for meg å gjennomføre dette masterstudiet. Tomas Warnqvist, Malte Jochmann og Lars Drangevåg ved SNSG takkes spesielt for fremskaffing av data og konstruktive diskusjoner og tilbakemeldinger. Thomas Krom ved Leapfrog Support Europa takkes for bistand og problemløsninger under modelleringen.

Sist men ikke minst, den aller største takken går til min kone Hege og våre barn Kristian, Halvor og Kjærsti. Uten deres tålmodighet og tilrettelegging hadde det ikke vært mulig for meg å gjennomføre så mange år med intensive studier.

Trondheim juni 2013

Håvard Velve

Forsidebilde fra kjerneboringen, foto Håvard Velve.

# Innholdsfortegnelse

Sammendrag.....	II
Abstract.....	III
Forord.....	IV
Tabelliste.....	VII
1 Introduksjon .....	2
2 Bakgrunn .....	4
2.1 Store Norske Spitsbergen Kullkompani.....	4
2.2 Svalbards geologi.....	6
2.2.1 Kenozoikum .....	7
2.2.2 Sentral tertiære basseng (CTB).....	13
2.2.3 Geologien i Svea Nord .....	24
2.2.4 Kullpetrologi .....	27
2.3 Brytningsmetoder.....	33
2.3.1 Rom & Pilar.....	33
2.3.2 Longwall.....	36
2.3.3 Auger mining .....	38
2.4 Bergspenninger og bergmekanikk.....	41
2.5 Data og informasjonsinnsamling.....	43
2.5.1 Kjerneboring .....	43
2.5.2 Slissprøver .....	45
2.5.3 Tynnslip.....	46
2.5.4 XRD .....	46
2.5.5 CMMR.....	48
2.6 Modelleringsverktøy .....	49
2.6.1 MicroStation .....	49
2.6.2 LeapFrog.....	50
3 Metode, mine arbeider .....	52
3.1 Kjerne logging.....	52
3.2 Befaring i Svea Nord .....	53
3.3 Tynnslip .....	54
3.4 XRD .....	55
3.5 CMRR.....	58
3.6 Databehandling .....	58

3.7	Modellering .....	61
3.7.1	MicroStation .....	61
3.7.2	Leapfrog Mining.....	65
3.7.3	Leapfrog Geo .....	68
4	Resultater .....	70
4.1	Beskrivelse av kjerneloggene .....	70
4.1.1	Kjerne 3-2012 .....	70
4.1.2	Kjerne 4-2012 .....	73
4.1.3	Kjerne 5-2012 .....	75
4.1.4	Kjerne 6-2012 .....	78
4.2	Tynnslip .....	83
4.3	XRD .....	87
4.4	Modellering .....	89
4.4.1	Leapfrog Mining.....	90
4.4.2	Leapfrog Geo .....	96
5	Diskusjon .....	102
5.1	Geologisk tolkning .....	102
5.1.1	Todalen-leddet .....	102
5.1.2	Endalen-leddet .....	105
5.2	Modellering .....	106
5.2.1	Leapfrog Mining.....	106
5.2.2	Leapfrog Geo .....	107
5.3	Drivemetode.....	109
5.4	Samlet diskusjon.....	110
6	Konklusjon .....	113
7	Videre arbeider.....	115
8	Referanseliste .....	116
9	Vedlegg .....	121
9.1	Figurliste .....	121
9.2	Kart, geologisk tidtabell og litostratigrafi .....	135
9.3	Svalbards geologiske utvikling.....	138
9.4	Kjernelogger .....	180
9.5	Tynnslip og XRD .....	208
9.6	Modellering .....	211

## Tabelliste

Tabell 1: Tabellen viser utstrekningen av Svea Nord kullgruva i WGS 84 koordinater. ....	25
Tabell 2: Oversikt over normalforkastninger i Svea Nord. Data mangler for spranghøyden til forkastningen mellom TV4 og TV5, og for fallet til forkastningen mellom TV5 og TV6, etter (SNSG og Stenvold, 2000).....	26
Tabell 3: Oversikt over spenninger i Svea Nord. $\sigma_2=\sigma_v$ =teoretisk vertikalspenning på grunn av overdekningen, $\sigma_1$ =største horisontalspenning, og $\sigma_3$ =minste horisontal-spenning. Horisontal-spenningene er summen av tektonisk spenning og spenningen påført på grunn av vekten til de overliggende sedimentene, etter (Sintef, 2000, 2004 og 2007). ....	42
Tabell 4: CMRR-verdier utviklet av SNSG. De aktuelle verdiene gjelder for Lunckefjell-gruva, og vil måtte justeres etter hvert som selskapet får mere erfaring ved ordinær drift i Lunckefjell, etter (SNSG, 2013).....	49
Tabell 5: Tabellen viser normalforkastningen som krysser H2, H8 og HT3. Dataene viste at forkastningen var svakt buet, og at den mot sørvest splittes opp i flere små forkastninger. Det totale spranget er imidlertid omtrentlig det samme ved alle målestedene, etter (SNSG, 2012). ....	64
Tabell 6: Tabellen viser bergkvaliteten under ulike CMRR verdier. Geologien beskrives her ut ifra sine tekniske egenskaper og ikke de geologiske, etter (SNSG, 2013).....	69
Tabell 7: Tabellen viser mineralinnholdet før og etter at karbon og glaukonitt ble tilført analysen....	88



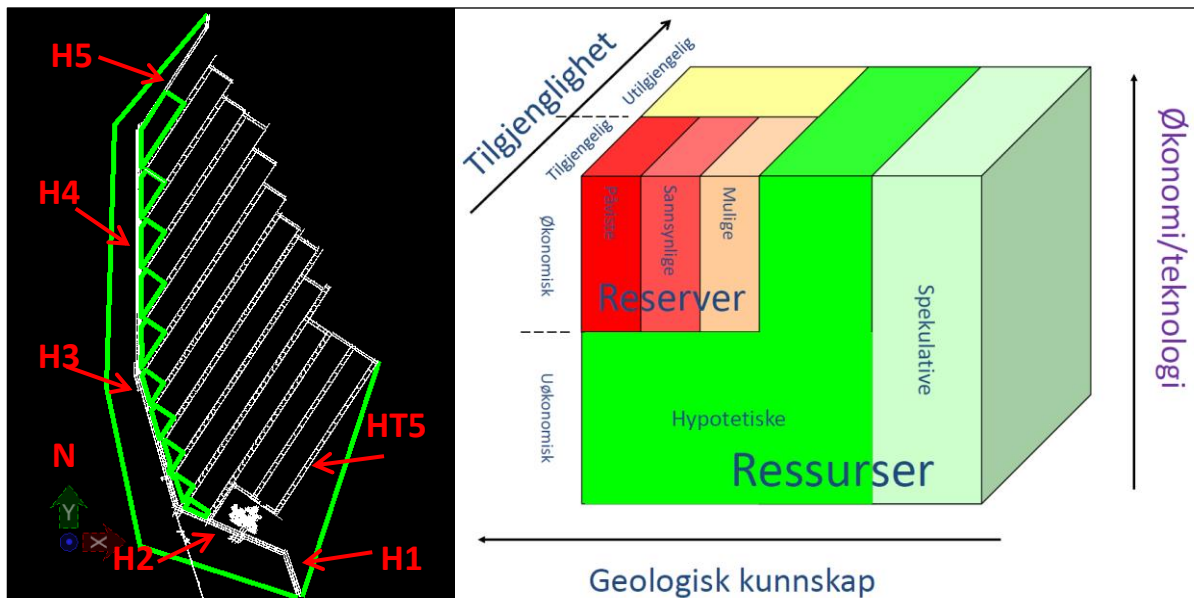
## 1 Introduksjon

Denne oppgaven er skrevet i samarbeid med Store Norske Spitsbergen Grubekompani (SNSG) og Institutt for geologi og bergteknikk (IGB) ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU). Målsettingen med denne oppgaven er å bruke den geologiske kunnskapen om avsetningsmiljøet sammen med moderne 3D modelleringsverktøy til og anbefale en brytningsmetode i randsonen til Svea Nord gruva på Svalbard, se *Figur 1* under.

Gjennom litteraturstudier og kartlegging av kjerner tilegnet forfatteren seg geologisk kunnskap om Svalbards geologi. Sammen med data fra SNSG's kjerneboringer, slissprøver og analyseresultater, egne observasjoner og tolkninger, ble en kvantitativ og kvalitativ modell for analyseresultatene lagd i LeapFrog. Resultatene fra denne modelleringen ble lagt til grunn for en anbefaling av driftsmetode i randsonen. Da kvantitetsberegninger av kullet i Sveafløtsen ikke var tema for oppgaven, ble det ikke foretatt noen slike beregninger av den gjenværende randsonen. Leapfrog sine automatiske innstillinger ble benyttet under modelleringen, og modellen ble derfor ikke optimalisert ved endring av de forskjellige parameterne til modelleringsverktøyet. I enhver ressurs er det viktig å kartlegge forekomsten slik at reserven optimaliseres mest mulig, se *Figur 1* under. Etter hvert som kunnskapen om ressursen øker, flytter definisjonen seg gjennom disse tre kategoriene; antatt ressurs, indikert ressurs og målt ressurs. Reservene er bare en del av denne ressursen, og i tillegg kommer begrepet "cutoff" inn. Dette er et punkt der det ikke lengre er lønnsomt og ta ut forekomsten. Her kommer veldig mange parametere inn som marked, gehalt, volumer og mange forskjellige utgifter og inntekter. Mange av disse parameterne ligger utenfor forfatterens kunnskapsområde, og i denne oppgaven ble derfor ikke cutoff vurdert.

I oppgaven har to utgaver av Leapfrog blitt benyttet, Leapfrog Mining og Leapfrog Geo. Først ble Leapfrog Mining benyttet, men da Leapfrog Geo ble lansert i februar 2013 ble det besluttet også å prøve dette modelleringsverktøyet. Den siste versjonen, Geo, har en ny og forbedret modelleringsteknikk som raskere modellerer den geologiske modellen ut ifra geologisk kunnskap. Da den eksisterende gruva har nådd feltgrensen mot nord og øst, konsentrerer oppgaven seg bare om områdene sør og vest for de nåværende driftsområdene, her kalt randsonen. Det ble likevel tatt noen sliss for å vise den videre utbredelsen av kullfløtsen nord for H5 og sørøst for HT5. Områdene i randsonen er sterkt knyttet til og ligger nært hovedstollen i gruva, og et uttak her vil dermed påvirke stabiliteten til hovedstollene. Da den nye gruva i Lunckefjell bruker infrastrukturen i Svea Nord til logistikk og kulltransport,

kan store deler av randsonen således ikke settes i produksjon før gruva i Lunckefjell er utdrevet.



Figur 1: Figuren til venstre viser randsonen avgrenset i grønt. De hvite strekene fremstiller gruvekartet slik det planlegges våren 2013, og de små grønne trekantene viser store pilerer som ble satt igjen under demonteringen av hvert strossepanel. De viktigste stollene i gruva er avmerket, figur fra MicroStation. Figuren til høyre viser hvordan en ressurs stadig blir mindre etter som økt kunnskap om geologi, økonomi og tilgjengelighet blir større, etter (NTNU, 2009).

Matematikken og teorien bak de forskjellige dataverktøyene vil ikke bli beskrevet da dette ligger utenfor intensjonen med oppgaven. Disse dataverktøyene brukes bare som et redskap i modelleringen. Det er ikke utført egne spenningsmålinger i forbindelse med oppgaven, men det er gjennom flere år i samarbeid med SINTEF utført slike målinger i Svea Nord. Bedriften har dermed en god oversikt over spenningene, og en overordnet trend av disse brukes som et anslag. Lokale variasjoner på grunn av topografien under isen, samt litologi, kan likevel forekomme. De siste 10-15 årene er det i samarbeid med SNSG skrevet flere masteroppgaver om bergmekanikken i Svea Nord ved NTNU. I tillegg er det skrevet noen oppgaver om sedimentologi og sekvensstratigrafi i paleogene bergarter. I samarbeid med UNIS, er det også skrevet mange masteroppgaver om avsetningene på Svalbard ved Universitetet i Bergen og ved Universitetet i Oslo, og flere av disse er fra paleogen. Imidlertid så har ikke forfatteren funnet noen oppgaver som kombinerer kunnskapen om geologien og avsetningsmiljøet med en modellering av en kullforekomst med henblikk på å utnytte forekomsten kommersielt.

## 2 Bakgrunn

Svalbard er norsk territorium og består av en rekke øyer som til sammen utgjør 61 022 km<sup>2</sup>, hvorav Spitsbergen er den største på 37 814 km<sup>2</sup>. Nær 61 % av landarealet er dekket av breer, og 65 % av landarealet er vernet for å ta vare på Svalbards natur, landskap og kulturminner. All aktivitet er strengt regulert gjennom Svalbardsmiljøloven, der nye tiltak må utredes grundig etter føre var prinsippet. Også eksisterende virksomhet må ta inn over seg de strenge begrensningene loven setter, og det er Sysselmannen på Svalbard som er satt til å forvalte området. Svalbardtraktaten fra 1925 gir alle land som har skrevet under traktaten, samt deres borgere, like rettigheter og plikter som Norge og nordmenn har (Sysselmannen, 2012).

### 2.1 Store Norske Spitsbergen Kullkompani

Den Norske stat ved Nærings- og handelsdepartementet eier 99,9 % av aksjene i Store Norske Spitsbergen Kullkompani AS (SNSK), resten eies av private aksjonærer. Selskapet ble stiftet i november 1916, og overtok da kullgruvedriften etter det amerikanske selskapet Artic Coal Company. Selskapet er i dag det eneste norske selskapet som driver med kullgruvedrift, og har i dag tre heleide datterselskaper: Store Norske Spitsbergen Grubekompani (SNSG), som driver gruvedrift på Svalbard, Store Norske Boliger (SNB), som eier og leier ut selskapets boligmasse, og Store Norske Gull (SNG), som driver letevirksomhet etter metaller (SNSK, 2011). SNSG eier videre 15 % av aksjene i Svea Tankanlegg som driver med drivstoff distribusjon. I tillegg eier morselskapet 50 % av aksjene i forretningsbygget Lompensenteret AS, og 32 % av aksjene i Materiallageret AS som driver kai og lagervirksomhet. 1.1.2006 kjøpte SNSK Isfjord Radio fra Telenor, og i mars 2012 kjøpte de 55 % av aksjene i Pole Position Spitsbergen AS. Dette kjøpet sees på som et strategisk viktig ledd i SNSK fremtidige arktiske logistikk, og er i tråd med eiernes ønske om en større innflytelse på den økende trafikken til og rundt øygruppen.

Morselskapet sitter på eierrettighetene til flere grunneiendommer på Svalbard, såkalte matrikkeleiendommer. Dette er eiendommer selskapet besatte før Svalbardtraktaten ble undertegnet i Paris 9. februar 1920, og som i sin helhet trådte i kraft 14. august 1925. Denne traktaten gir Norge suverenitet over alt land og alle øyer mellom 10° og 35° lengdegrad øst for Greenwich, og mellom 74° og 81° nordlig breddegrad (Lovdata, 2012). Pr 4.9.2012 hadde 40 land sluttet seg til traktaten. I tillegg har både morselskapet SNSK og datterselskapet SNSG, mange utmålsrettigheter og funnpunkt som de leier av staten gjennom Bergmesteren for Svalbard, se *Figur 53* i kapittel 0. Driftsresultatet for konsernet i 2011 ble 53,2 MNOK, i 2012 et underskudd på 234 MNOK og for 2013 forventes det også underskudd. Ved utgangen

av 2011 hadde konsernet 370 ansatte, der alle er ansatt i SNSG som igjen leier ut tjenester til de andre selskapene.

Helse, miljø og sikkerhet har vært og er fortsatt en prioritert oppgave for hele konsernet. Gruvedrift og prospektering har generelt hatt en høyere risiko for skader og uønskede utslipp, og det arbeides fortløpende for å avdekke risiko og avdempe denne. I området rundt Longyearbyen og Svea har selskapet gjennom mange år drevet gruvedrift som har ført til lokal begrenset forurensning som sur avrenning og rester etter gruvedrift. Da mye av disse restene stammer fra tiden før 1.1.1946, er imidlertid mye av dette vernet i dag. I samråd med lokale og sentrale myndigheter håndteres konsekvensene av dagens virksomhet fortløpende, og sammen med Sysselmannen på Svalbard er det laget en forvaltningsstrategi for de teknisk industrielle kulturminnene i Longyearbyen og omegn (SNSK, 2011).

I perioden 1984-1993 ble det gjennomført et intensivt boreprogram for å finne nye kullforekomster, og dette førte til funnet av det største kullfeltet på Svalbard, da kalt Sentralfeltet. Fra 2002 ble prospekteringen igjen intensivert, da med Ispallen, Reindalen og Lunckefjell i fokus. I tillegg ble det boret noen spredte hull lengre vest og nord for Svea. Hoved produksjonen til SNSG foregår i dag i Svea Nord, som ligger ved Svea ca. 50 km sørøst for Longyearbyen. Oppfaringsarbeidene til denne gruva starten høsten 1999, og ordinær strosseproduksjon kom i gang høsten 2001. Siden oppstarten er ni strossepaneler utdrevet, og i dag gjenstår to strossepaneler i kjernen til Svea Nord forekomsten. Etter lengre tids planlegging og saksbehandling ga myndighetene like før jul i 2011 endelig klarsignal til at SNSG skulle få åpne en ny kullgruve, Lunckefjell, nordøst for dagens gruve. Adkomsten til denne skjer via Svea Nord og med en veiforbindelse over Marthabreen til innslaget på vestsiden av Lunckefjell. Da den nye gruva er avhengig av å bruke den oppbygde infrastrukturen gjennom Svea Nord til transport av personell, materiell og kull, kan randsonen til Svea Nord følgelig ikke utvinnes før Lunckefjell er utdrevet.

Randsonen er generelt preget av lavere kullfløts og et økende innslag av mellomstein. For å øke kunnskapen om kullfeltets utstrekning, kvantitet og kvalitet, ble kjerneboringen i randsonen gjenopptatt vinteren 2010 da det ble boret to nye hull. I 2011 ble det boret et hull som ikke nådde ned til Sveafløtsen, men Todalsfløtsen ble funnet. Dette viste at erosjonen ikke hadde nådd ned til kullfløtsen, og ga indikasjon på at også Sveafløtsen var tilstede. I 2012 ble det boret seks nye hull, der fire markerte funn av kull. Boringen i randsonen fortsetter også i 2013. Erfaringene fra Lunckefjell viste at det tar mange år fra undersøkelsene

starter til en eventuell drift kan starte. Derfor planlegges det for 2013 også en mer detaljert boring i Svea Øst, på Ispallen sør for Svea og på fjellet Bassen rett nord for Adventdalen. Dette for og få en bedre kartlegging av disse forekomstene, og dermed kunne øke ressursgrunnlaget til selskapet. Et hull planlegges også boret på fjellet Peisnosa vest for Rindersbukta på sørsiden av Van Mijenfjorden.

SINTEF har flere ganger målt spenningsretninger og styrken til bergartene i gruvene til SNSK, også i Svea Nord. Disse målingene viste for Svea Nord at horisontalspenningene var større enn vertikalspenningene. Dette har sammenheng med platetektonikken og adskillelsen mellom Grønland og Svalbard (SNSG, 2009). Spenningsbildet er nærmere beskrevet i kapittel 2.4.

## **2.2 Svalbards geologi**

Den geologiske avsetningen på Svalbard dekker en lang tidsperiode. Det er funnet spor etter bergarter helt fra arkeikum (3.2 Ga gammel zirkon) og opp til i dag. Disse viser en multi-orogen utvikling med markante tektoniske hendelser som Grenvillian tektonisk-termisk hendelse (sen mesoproterozoikum 1000-950 Ma), Baikalian bevegelser (650-600 Ma), Caledonian (ordovicium/silur), Svalbardian (sen devon) og Alpidic (tidlig tertiær). I tillegg er det funnet indikasjoner på bevegelser for 1400 og 1700-1800 Ma siden, samt to eller tre eldre hendelser (Dallmann, 1999). For geologisk tidstabell, se kapittel 0.

Dallmann (1999), brukte termen "Pre-Old Red" for bergartene som allerede var tilstede under den kaledonske fasen i midtre silur. Harland (1997), refererer til pre-devonske bergartene som grunnfjell, og de overliggende som dekke-bergarter som enten ligger i bassenger eller på plattformer. Disse pre-devonske bergartene er avdekket i vest og nord på øygruppen. Hjelle (1993) og Elvevold et. al. (2007), deler Svalbards geologi inn i tre hovedenheter:

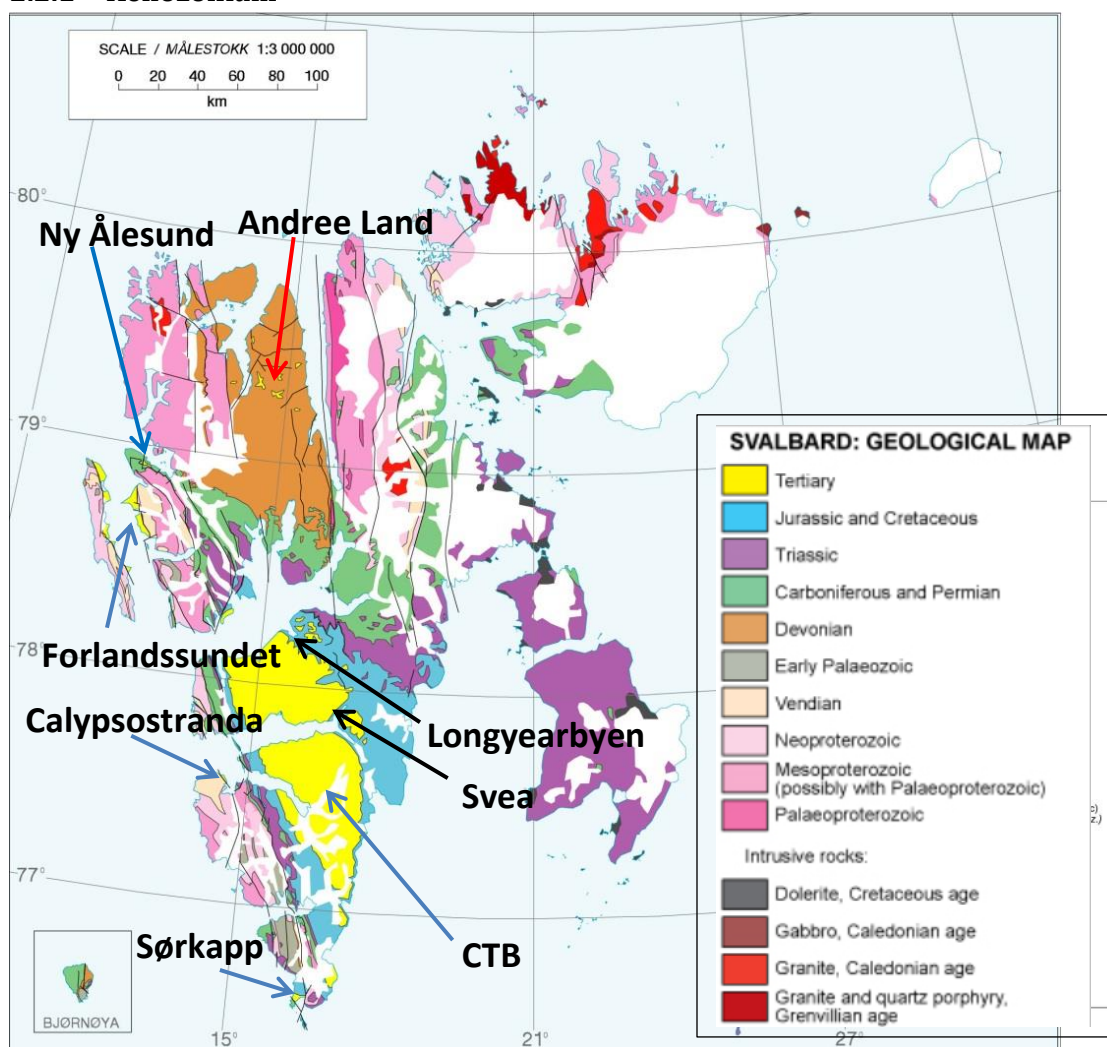
-Grunnfjellet som utgjør den eldste delen av berggrunnen og som ble dannet i prekambrium og tidlig paleozoikum opp til og med silur (eldre enn ca. 400 Ma). Disse magmatiske og metamorfe bergartene har gjennomgått flere perioder med omdanning og foldinger, og finnes i dag hovedsakelig på Nordvest Spitsbergen og på nordsiden av Nordaustlandet.

-I tidsrommet fra midtre paleozoikum til og med kenozoikum ble det dannet uomdannede avsetningsbergarter, og lagene danner en stor trauførm struktur som strekker seg fra Isfjorden i nord og helt til sørspissen av Svalbard. De yngste og øverste lagene ligger i midten, mens de eldre lagene ligger ut mot kantene i trauet. Til sammen ble det over

grunnfjellet avsatt lag med en tykkelse på mere enn 15 km, men ikke alle lagene er bevart overalt. Noen lag ble erodert og fjernet før nye lag ble avsatt. Størkningsbergarter trengte inn med jevne mellomrom, spesielt i jura og kritt.

-Kvartærtiden er preget av løse avsetninger, hovedsakelig dannet under og etter siste istid. Dette er urer, blokkmark, morener, elve- og strandavsetninger. På nordvest Spitsbergen var det i denne perioden aktive vulkaner, som for eksempel Sverrefjellet, Sigurdfjellet og Halvdanpiggen. Den geologiske utviklingen gjennom prekambrium, paleozoikum og mesozoikum er beskrevet i kapitlet 9.3, mens kenozoikum er nærmere beskrevet nedenfor.

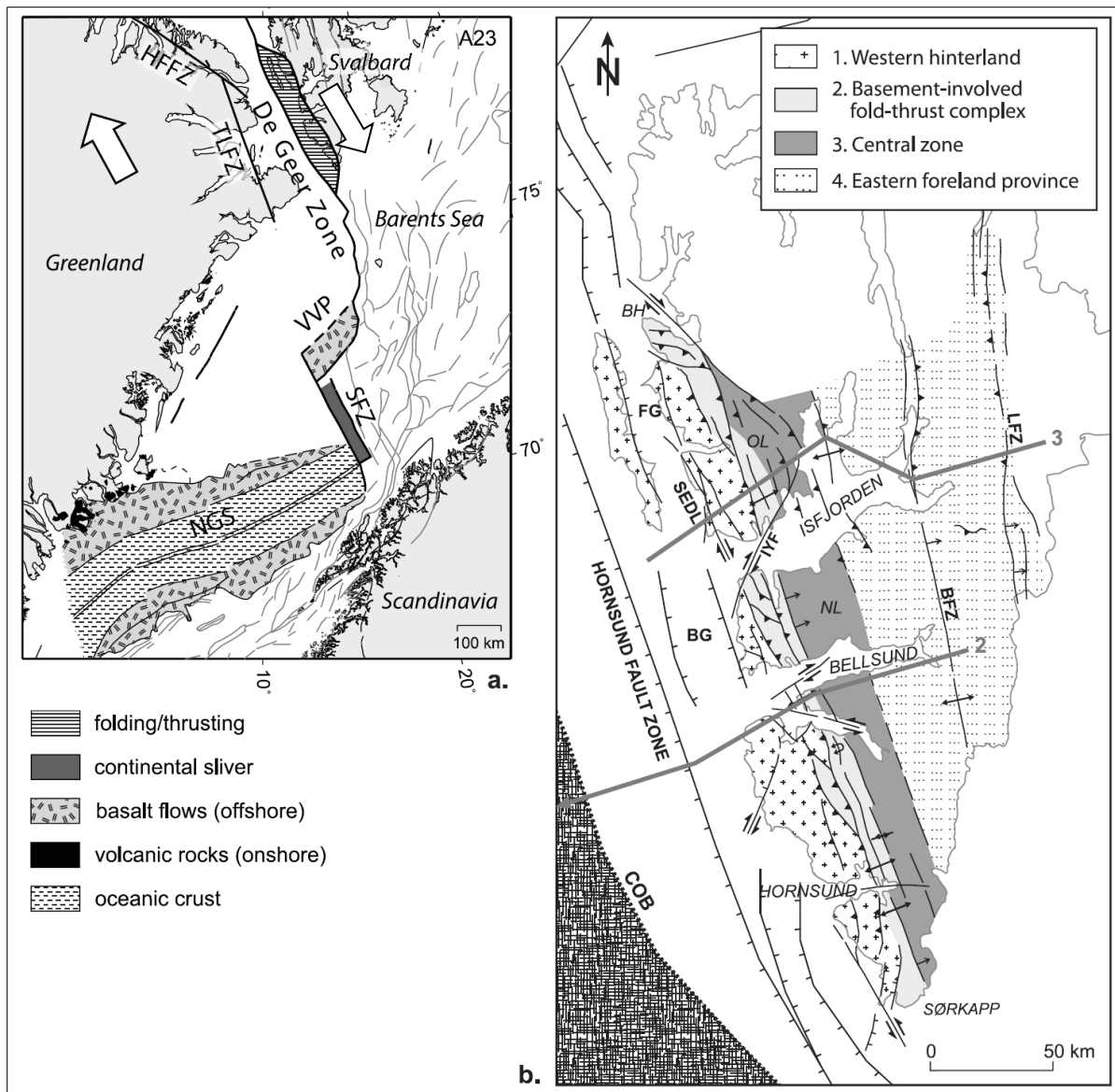
## 2.2.1 Kenozoikum



Figur 2: Geologisk kart over Svalbard. Kenozoiske bergarter, som hovedsakelig ligger i det sentrale tertiere bassenget (CTB), er markert med gult. I tillegg finnes mindre områder med paleogene bergarter i en grabenstruktur i Forlandssundet, ved Ny Ålesund, et lite område på Calypsostranda ved Bellsund og et lite område ved Sørkapp, se blå piler. I tillegg ligger det vulkanske avsetninger over devonske avsetninger på Andree Land, se rød pil. Plasseringen av Svea og Longyearbyen er vist med svart pil, etter (Norsk Polarinstittutt, 2012).

Svalbard beveget seg i løpet av kenozoikum fra sin opprinnelige posisjon nord av Grønland, til dagens østre beliggenhet. Samtidig beveget Grønland og Svalbard seg sammen nordover fra ca. 60 °N i sein kritt til dagens 78 °N (Harland, 1997). De seineste kritt avsetningene på Svalbard ble på grunn av heving og oppdoming i sein kritt erodert bort, slik at avsetningene fra paleogen ligger inkonformt over avsetningene fra albian, (sein tidlig kritt). Denne hiatusen (tidsgapet) er av Harland (1997) beregnet til ca. 32 Ma. Oppdomingen var størst i nordvest, og dermed også erosjonen. På Svalbard finnes det fra paleogen bare avsetninger fra en gruppe, Van Mijenfjorden gruppen. Denne gruppen ble avsatt i epokene paleocen og eocen og muligens tidlig oligocen. Senere avsetninger har på grunn av oppløft og dermed høyere relieff, blitt erodert bort. Nord på Spitsbergen finnes det imidlertid noen få vulkanske avsetninger fra miocen og pliocen (basalt i Seidfjellet-formasjonen), samt noen avsetninger fra pleistocen (basaltiske pyroklaste og lava fra Bockfjorden vulkanske kompleks).

I Norge finnes bare landbaserte paleogene avsetninger i Sentralbassenget og noen spredte steder langs vestkysten av Svalbard, der det finnes rester etter en 65-40 millioner år gammel fjellkjede. Fjellkjeden er for lengst erodert ned, og dagens fjellkjede stammer fra et oppløft de siste 10 millioner år. Avsetningene fra paleogen ligger i ett stort, og flere små bassenger langs denne fjellkjeden. Som flere ganger tidligere i kritt, skjedde det en ny landheving tidlig i paleogen. Da ble Lomonosovryggen revet av fra Barentssokkelen, og åpningen av Nansen- og Amundsen-bassengene i Polhavet begynte. Denne hevingen førte til at lagrekken på Svalbard ble skråstilt mot sør, noe som er et av de mest markante trekkene ved dagens geologiske bilde av Svalbard. Dette gav opphav til erosjon og transport av sedimenter fra nord til sør (Ramberg et al., 2006). Helt fra karbontiden og frem gjennom kritt-tiden hadde Svalbard ligget nord for Grønland, og dermed vært en integrert del av Pangea. I starten av paleogen lå Nord Grønland og Svalbard enda inntil hverandre, og Vest Spitsbergen fjellkjeden var et resultat av en kollisjon mellom de to landområdene langs De Geer-sonen (Ramberg et al., 2006 og Leever et al., 2011), se *Figur 3* under. Nylig funn av spor etter en Pantodont i gruve 7 (Lüthje et al., 2008) støtter også opp om denne teorien da paleogene Pantodonte er velkjente i Nord Amerika (Naturhistorisk Museum i Oslo, 2012). Den dekstrale forkastningsbevegelsen langs De Geer-sonen, og senere langs Hornsund forkastningssonen, førte til at Laurentia og Eurasia skled ved siden av hverandre. På Svalbard førte dette først til en transtensjon frem til for ca. 58 Ma. Deretter fulgte en transpresjonsfase og en begynnende dannelselse av Sentralbassenget og Forlandsundgrabenen. Denne transpresjonen pågikk helt frem til for 37 Ma, med et klimaks for 45 Ma.

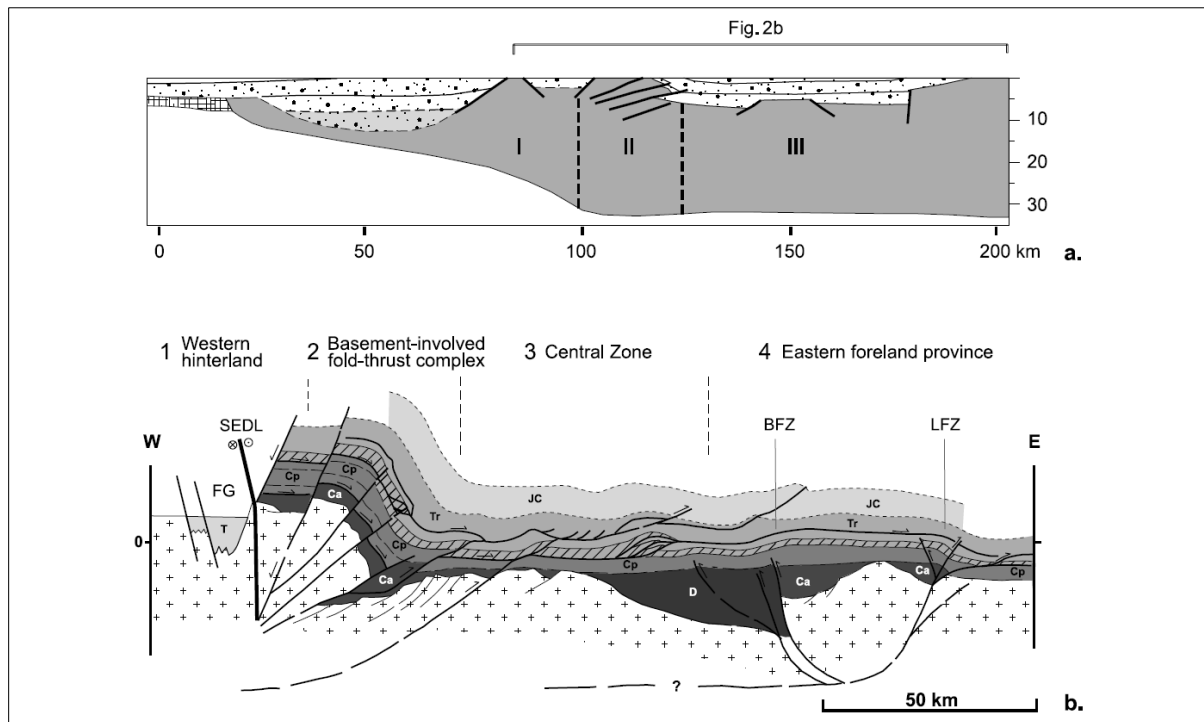


**Figur 3: (a)** Figuren viser Svalbards plassering nordøst for Grønland i paleocen/eocen. Vest Spitsbergen folde- og skyvebelte (VSFSB) er markert med skravert område, og påtegnete piler viser den dekstrale platebevegelsen. SFZ=Senja Fracture Zone, VVP=Vestbakken Volcanic province, NGS=Norwegian-Greenland Sea, HFFZ=Harder Fjord Fault Zone, TLFZ=Trolle Land Fault Zone. **(b)** Forenklet tektonisk kart som viser de fire hovedsonene til VSFSB, se tegnforklaringen. BH=Brøggerhalvøya, OL=Oscar II Land, NL=Nordenskiölds Land, FG=Forlandsundet Graben, SEDL=Svartfjella-Eidembukta-Daumandsodden Lineament, BG=Bellsund Graben, IYF=Isfjorden-Ymerbukta fault, COB=continent-ocean-boundary. Linje 2 og 3 er tverrsnitt vist i *Figur 4* under, etter (Leever et al., 2011).

Skyveforkastningene foregikk stort sett på land, mens strike-slip bevegelsene foregikk for det meste ute i havet langs Hornsund Forkastnings sonen (Harland, 1997). Åpningen av Arktis og Nord-Atlanteren forårsaket en tektonisk overtrykking med konvergerende strukturer i paleocen og eocen (Dallmann, 2007). Strukturene som oppstod var relaterte til et transformt forkastningssystem som går vest for Svalbard, "The Spitsbergen Fracture Zone" (TSFZ).



Konvergerende bevegelser under deler av denne transforme bevegelsen forårsaket en revers oppløft av den vestre grunnfjell provinsen, se *Figur 4* under.



**Figur 4:** Øverst (linje 2 i *Figur 3*) vises tverrsnittet over hele Svalbard, ingen vertikal overdrivelse. (I) viser en fortynnet skorpe, ved (II) er skorpen fortykket på grunn av kollisjonen og ved (III) viser skorpen normal tykkelse. Nederst viser figuren et generalisert tverrsnitt (linje 3 i *Figur 3*) av Vest Spitsbergen Folde og Skyvedekke (VSFSD). Skyvedekke er inndelt i fire forskjellige strukturelle soner. D=devon, Ca=karbon, Cp=karbon/perm, skravert felt=permiske evaporitter, Tr=trias, JC=jura/kritt, T=tertiær, FG=forlandsundet graben, SEDL=Svartfjella-Eidembukta-Daudmannsodden lineamentet, BFZ=Billefjorden forkastningssone og LFZ= Lomfjorden forkastningssone, etter (Leveer et al., 2011).

Dette førte til at grunnfjellsbergartene og de overliggende karbon- til tidligkritt dekkebergartene ble hevet flere kilometer og skyveforkastet opp over det samtidig dannede forlandsbassenget, Sentralbassenget (Harland, 1997 og Dallmann, 2007), se *Figur 2*, *Figur 3* og *Figur 4* over. Sentralbassenget vil bli nærmere beskrevet i kapitlet nedenfor. De prekambriske og tidlig paleozoiske bergartene hadde også tidligere vært utsatt for tektonikk (Harland, 1997). I vest bygde det seg opp en stor fjellkjede, og en ØNØ-VSV forkorting på ca. 10 km ble overført østover foran foldebeltet langs høyt beliggende detachments inne i dekke-sedimentene. Denne tektoniske transporten, her fra vest mot øst, finner man også igjen i de fleste strukturene i folde- og skyvebeltet (Ramberg et al., 2006). Åpningen av Atlanterhavet og Arktis førte også til at Grønland og Svalbard med Barentssokkelen skilte lag ved dekstrale sideveisforkastninger (Harland, 1997). Denne bevegelsen gikk dermed motsatt av de sinistrale bevegelsene som i silurtiden hadde samlet Svalbard. Fjellkjedestrukturen

strekker seg fra Ny-Ålesund i nord til Sørkapp i sør. Fjellkjeddannelsen var asymmetrisk der Spitsbergen ble sammentrykt og forkortet, og det finnes få spor etter fjellkjededannelsen på Nord Grønland. I det sentrale Spitsbergen er ikke grunnfjellet påvirket av transpresjonen, mens den øverste sedimentære lagpakken er påvirket. Dette tyder på at det fantes et skrånende glideplan oppover fra vest mot øst. De stratigrafiske avsetningene i tertiær bassenget er utelukkende klastiske med intervaller av kullbærende lag (Dallmann, 2007). Lengre mot øst førte transpresjonen til fornyete reversforkastninger langs grunnfjellsinvolverte strukturer i Billefjorden- (BFZ) og Lomfjorden-forkastningssonene (LFZ), samt deformasjon i de aller øverste lagene (Ramberg et al., 2006). Et høyt organisk innhold i trias og jura bergartene fungerte som et smøremiddel, og ofte var glidningen konsentrert til disse lagene.

Mindre sedimentære bassenger oppstod langs vestkysten senere i foldebelteutviklingen i eocen og oligocen (Harland, 1997 og Dallmann, 1999) og i disse bassengene ble det senere avsatt sedimenter. Disse var Buchananisen gruppen i Forlandsgrabenen, Ny Ålesund undergruppe i Ny Ålesund bassenget og Calypsostranda gruppen i Bellsund området, også kalt Renardodden-bassenget. I tillegg ligger en dårlig eksponert blotning helt sør på Sørkapp Land, Øyrlandet-bassenget, se *Figur 2* over. I Ny Ålesund ble det i perioden 1915-1963 utdrevet kull fra flere fløtser i et 1 x 7 km stort område rett sør for byen. Tykkelsen på disse fløtsene var stedvis 3-4 meter, men mange forkastninger, mye metangass og sterkt fallende fløtser vanskeliggjorde driften. Mange ulykker, den siste i november 1962, førte tilslutt til at Stortinget avviklet driften i 1963. Ulykken der 21 mann omkom førte til at Regjeringen måtte gå av, i den såkalte Kings Bay saken. Også i Forlandsgrabenen og ved Calypsostranda er det funnet kull, men disse fløtsene er bare fra noen cm til maksimalt 65 cm tykke og med liten utstrekking. I Øyrlandetbassenget er det ikke funnet kull (Harland et al., 1976). Det seneste tektoniske påvirkningen var en overveiende øst-vest ekstensjon som påvirket mer eller mindre alle tidligere fordelaktige orienterte forkastninger, og genererte nye forkastninger i foldebeltet (Dallmann, 1999).

Gjennom denne perioden fortsatte havbunnsspredningen i Eurasiabassenget og i Grønland-Norskehavet. Den opprinnelige spredningsretningen mellom Grønland og Svalbard var NV-SØ, men denne endret seg ved anomali 24 (ca. 53 Ma) til øst-vestlig retning. Erosjonen av de øvre avsetningene i fjellkjeden fortsatte gjennom eocen og oligocen helt til landskapet ble til et peneplan. Svært lite av de eroderte sedimentene fra post-eocen ble avsatt på land, slik at mesteparten av sedimentene fra den voksende fjellkjeden havnet på sokkelen utenfor Svalbard i et fra øst mot vest dreneringssystem (Harland, 1997). Gjennom miocen og pliocen (ca. 10

Ma) trengte platåbasalter av olivin ut på Nordvest Spitsbergen, mens det senere i pleistocen ble avsatt alkalibasalter langs gamle bruddsoner (Dallmann, 2007). Den moderne utformingen av dagens Svalbard startet i pleistocen ved isostasi og en markert termisk oppløft av landet langs den kontinentale marginen, med en bratt gradient mot marginen og en slakkere bort fra den. Elver og svakhetssoner ble til daler der isen gjennom mange istider senere har gravd seg ned og fjernet store mengder sedimenter. De kenozoiske avsetningene over dagens Vest-Spitsbergen Fjellkjeden ble helt erodert bort, slik at den i dag hovedsakelig fremstår av paleozoiske og prekambriske bergarter (Harland, 1997). Vitrinitt reflektans målinger fra Sentralbassenget indikerer at opptil 2,7 km av de kenozoiske lagene ble erodert vekk. Selv om ca. 1 km av dette er innskjæringer av fjordene, gjenstår enda 1,7 km erosjon over de høyeste fjelltoppene (Vågnes og Amundsen, 1993). Varme kilder flere steder i nordvestre og sørvestre deler av Spitsbergen tyder på at det fortsatt er en høy geotermisk gradient langs det tertiære skyve- og foldebeltet.

Det er to hovedtrekk ved klimautviklingen de siste 2,7 millioner årene (pleistocen og holocen). Klimaet på jorda har blitt gradvis kaldere og det har vært en rekke sykliske svingninger. Bare i perioden 2,7-0,9 Ma er det funnet spor av nærmere 50 klimasvingninger (Ramberg et al., 2006). Disse syklusene hadde en varighet på 41 000 eller 23 000 år, og var styrt av variasjon i jordaksens helning og presisjon. Fra ca. 0,9, og spesielt fra ca. 0,6 Ma siden, skjedde det en fundamental endring ved at klimautslagene ble mye større. De store istidene kom nå med ca. 100 000 års mellomrom, og ble styrt av jordbanens form. Likevel forsvant ikke helningen og presisjonens påvirkning. Klimautviklingen ble derfor bestemt av en samvariasjon mellom jordbanens form og jordaksens helning og presisjon. Dette er i dag kjent som Milankovich sykluser etter en serbisk ingeniør og matematiker som utførte disse beregningene i tiden 1911-1930 (Universitetet i Oslo, 2012). Disse svingningene påvirket også det relative havnivået med vekslende transgresjoner og regresjoner.

Perioder der klimaet var kaldere korresponderer med funn av lite avsetninger, mens det i de varmere periodene er funnet tykke avsetninger. Etter at den siste store is kappen smeltet vekk for ca. 10 000 år siden, førte isostasi til landheving. Dette førte igjen til et høyere relieff og dermed økt erosjon. De store vannmassene som smeltingen medførte bidro også til dette. Oppløftet var størst i starten av deglasiasjonen, men er i dag ubetydelig (Harland, 1997). Undersøkelser fra blant annet Linnèvannet viser at mange breer i en periode smeltet helt vekk, slik at dagens breer har vokst frem på et senere tidspunkt. I sanden langs hevede strandlinjer er det vanlig å finne skjell som krevde 3-4 grader varmere vann for å vokse enn dagens vann

rundt Svalbard (Ramberg et al., 2006). Perioden 8200-6500 år f.Kr. var den varmeste, og isutbredelsen dermed på det laveste, men slike varmekrevende skjell er også funnet helt fram til år 2000 f.Kr. Kaldere klima for 2 500 år siden førte senere til vekst av breene, slik at i dag er ca. 61 % av landarealet på Svalbard dekket av breer. Trenden viser en økning av ismassene fra vest mot øst, et resultat av forskjellig klima der Golfstrømmen påvirker klimaet i vest (Harland, 1997). Breene som ender ute i havet er påvirket av tidevannet, har ofte 50-500 årige sykliske variasjoner der de trekker seg tilbake, for deretter å ha raske fremstøt, såkalt surgende breer. Et eksempel på dette er endemorenen Damesmorenen ved Kapp Amsterdam i Svea, som ble dannet for 300-600 år siden og ligger ca. 17 km foran Paulabreen. Den største breutbredelsen i holocen kulminerte ved slutten av 1800-tallet samtidig med endelsen av den lille istiden, og siden har de fleste breene på Svalbard trukket seg litt tilbake. Spor etter dette siste store brefremstøtet, er side- og endemorener som mange steder i dag ligger et stykke unna selve breen.

### **2.2.2 Sentral tertiære basseng (CTB)**

På det sentrale Spitsbergen, øst for folde- og skyvebeltet, ligger bergartslagene foldet i en langstrakt og sterkt asymmetrisk, NNV-SSØ gående bassengstruktur innfylt av klastiske sedimenter. Dette er forlandsbassenget til fjellkjeden, der stukingen og vekten av fjellkjeden har presset forlandet nærmest fjellkjeden ned. Den kompressive komponenten ble i all hovedsak overført mot øst, og dermed innover Spitsbergen. Nærmest fjellkjeden i vest står lagene nesten vertikalt, og flater ut under det sentrale Spitsbergen slik at den vestre randen ligger med en helning på 5-30°. Mot øst stiger lagene svakt igjen der randen er 0-6° før de øverste lagene forsvinner på grunn av erosjonen sist i paleogen og neogen, (Dallmann, 1999). Før fjellkjedeformingen lå alle disse bergartslagene tilnærmet flatt. I de sentrale delene av Spitsbergen dominerer i dag bergartslag fra paleogen (Ramberg et al., 2006), og har opprinnelig dekket et mye større området (Dallmann, 1999). De paleogene sedimentene er for det meste sandsteiner og skifre, kullbærende i de nederste og øverste delene og representerer delta relaterte sokkelsedimenter fra paleocen til eocen alder. De paleogene sedimentene ligger inkonformt over tidlig kritt sedimenter med en helning på 0,5-1° (Dallmann, 1999). Seks av sju paleogene formasjoner finnes igjen over hele bassenget, og alle sju er samlet i Van Mijenfjorden-gruppen. Generelt reflekterer formasjonene den vekslende sandstein-, siltstein- og skiferdominansen, og til sammen er opptil 1900 m av gruppen bevart (Dallmann, 1999).

Den rådende teorien i dag er at Sentralbassenget ble dannet i to faser. I den første fasen, tidlig i paleocen, var det en svak jordskorpestrekking. Samtidig foregikk det en destral sidelengs

bevegelse på totalt ca. 550 km langs De Geer-Lineamentet, slik at det ble en såkalt transtensjon langs plategrensen (Harland, 1997). Dette førte til at det mot Vest-Spitsbergen forkastningssonen (VSFZ) ble dannet en halvgraben struktur som var dypest i vest, se *Figur 75*. I sedimentene som ble avsatt i gamle elveleier i den paleocene lagrekken, viser strømningsindikatorer at det fantes et østlig kildeområde der sedimentene ble transportert fra øst mot vest. I tid tilsvarer dette den transtensive fasen med dannelsen av halvgrabenen. I den andre fasen viser strømningsindikatorerne at det skjedde en endring, slik at sedimenttransporten nå skjedde fra vest mot øst. Dette skjedde samtidig med en markert innsynking i Sentralbassenget, noe som sees på det første tegnet til at fjellkjeden begynte å vokse (Ramberg et al., 2006).

Den første, og største, litostratigrafiske gruppen i kenozoikum heter Van Mijenfjorden-gruppen etter den store fjorden som skjærer seg inn i sentralbassenget fra vest mot øst, se *Figur 55*. Gjennom den første fasen i paleocen strakte en sørvendt havbukt seg gjennom det sentrale Spitsbergen, muligens helt opp til Ny Ålesund. Der ble de nederste lagene tilhørende Firkanten-formasjonen avsatt langs kantene av havbukta og ute i bassenget. Formasjonen er oppkalt etter fjellet Firkanten som ligger på nordsiden av Van Keulenfjorden, sør på det sentrale Spitsbergen, se *Figur 5* nedenfor. Tykkelsen på formasjonen varierer fra mindre enn 100 m i nordøst til ca. 170 m i sørvest sør for Adventdalen (Dallmann, 1999).

Formasjonen starter ofte lokalt med et konglomeratlag, Grønnfjorden-laget. Laget er mest utbredt i øst, mot vest blir det mere fraværende (Major og Nagy, 1972, Jochmann, 2004 og Orheim et al., 2006). Lüthje (2008) har imidlertid her en annen oppfatning ved at Grønnfjorden-laget er mest utbredt i vest, og ikke ble avsatt mot øst. I områder der dette laget ikke opptrer, eller der det ikke var noen paleo-forvittringsoverflate, kan det være vanskelig og gjenkjenne grensen mellom kritt og paleogen. Basalkonglomeratet representerer innskjærte daler i de underliggende kritt-sedimentene, som senere ble innfylt av alluviale prosesser (Dallmann, 1999). Over høyder kan laget på grunn av erosjon være fraværende. Imidlertid så er basalsandsteinene til Firkanten-formasjonen mykere og mere massiv enn de underliggende, godt laminerte sandsteinene tilhørende tidlig kritt. Grønnfjorden-laget ble etterfulgt av en skifer-, sandstein- og kull-sekvens fra en deltaslette avsetning som bærer navnet Todalen-leddet, der avsetningsforholdene var vekslende terrestrisk og grunnmarine (Major og Nagy, 1972). Mot nordøst var avsetningsmiljøet elvedelta- og tidevanns dominert, med overgang til en mere uniform nedre slette suksesjon mot sørvest (Harland, 1997). Denne delen av formasjonen er karakteristisk kullbærende, med tre til fem rytmiske suksesjoner av inne

lagrete marine og ikke-marine sandsteiner, siltsteiner, skifre og kull i den nordøstre delen av Sentralbassenget (Dallmann, 1999). Orheim et. al. (2006), beskriver imidlertid Firkanten-formasjonen som tre til åtte kyst/delta suksesjoner med en overveiende transgressiv trend. Disse rytmiske suksesjonene representerer flere prograderende og retrograderende deltasystemer som hovedsakelig ble bygd ut fra nordøst og øst inn i bassenget.



**Figur 5:** Bildet viser fjellet Firkanten som ligger på nordsiden av Van Keulenfjorden sør på det sentrale Spitsbergen, og er typelokaliteten for Firkanten-formasjonen. Den hvite sandsteinen opp mot toppen tilhører Endalen-leddet, se rød pil. Det går tydelig frem av bildet at de sedimentære lagene her dipper mot øst og litt mot nord. Bak Firkanten på høyre side skimtes litt av toppen av Kolthoffberget, typelokaliteten til Kolthoffberget-leddet, se grønn pil. Bildet er tatt mot øst fra Ullaberget. Håvard Velve, 2012.

Lüthje et al. (2008), har en annen hypotese der det bare skjedde en transpresjon gjennom hele paleogen, og der bassengdannelsen skyldes kompresjonsfolding foran den skyvende fjellkjeden heller enn en nedsynking på grunn av en tidlig strekking av jordplaten. Sporene etter en pantodont som ble funnet i Gruve 7 i 2006, tyder heller ikke på at fjellkjeden var veldig høy da pantodontene inntil da bare var observert i Nord Amerika. Funnet av pantodontsporene bekreftet at Svalbard var landfast med Nord Grønland, og en høy fjellkjede ville ha fungert som en barriere for pantodontene. I sin avhandling finner Lüthje et al. (2008) ingen bevis for oppløft og dermed noen sedimentkilde i øst, og beskriver sedimenttilførselen fra vest og nord. De små rullesteinene kom fra vest, mens sanden kom med langsgående strømmer fra nord. Lüthje finner heller ikke noe bevis for at det eksisterte noen store elver i øst, og at Grønfjorden-laget bare er utbredt i vest. Videre beskriver Lüthje et al. (2008) at torvdannelsen dermed ikke skjedde på en deltaslette, men i myrer og sumper på en beskyttet lav gradient kystslette, paralisk og sterkt påvirket av mikrotidevannet. Torven vokste seg

gradvis innover og fylte tilslutt laguner og tidevannsslettene. På grunn av den lave innsynkingshastigheten og den lille sedimenttilførselen, kunne dette foregå uforstyrret over lang tid. Etter hvert fungerte de hevede myrene som naturlige diker og barrierer mot den stadig pågående transgresjonen. Sediment transporten skjedde på grunn av vindoppstuvningsstrømmer langs kysten. Gjennom aggraderende perioder ble de ekstensive kystsletteavsetningene og tykke strandskrånings-avsetningene akkumulert. Barriereøyer og kystbanker beskyttet kystsletten fra bølger og stormer, og dermed kunne tykke torvlag akkumuleres i hevede myrer. Disse barriereøyene representerer i dag den godt sorterte sandsteinen til Endalen-leddet, og asymmetrien til bassenget skyldtes at sedimentkilden lå i vest. Dette førte videre til en høyere sedimentmengde og hastighet i vest, og dermed også tynnere torvavsetninger (Lüthje et al., 2008).

Bruhn og Steel (2003) beskriver også paleocen som en overordnet transgressiv hendelse, men antok imidlertid at nedbøyningen skyldes lasten som den voksende fjellkjeden påførte jordplaten. I denne modellen stammet de nederste paleocene avsetningene fra den periferiske oppdomingen nord og øst for bassenget. Denne oppdomingen startet allerede i kritt, noe som førte til erosjon av lagene fra sein-kritt. Teorien bak denne nedbøyningen er nærmere beskrevet i Allen & Allen, (2005). Sedimentene fra det periferiske bølgeområdet foran bassenget, "forebulge", ble suksessivt avsatt langs kanten av det østlige bassenget. På grunn av den pågående transgresjonen og den stadige forflytningen av "forebulge" mot øst, ble også avsetningene avsatt i en østlig landlig retning som sokkel-, strandskråning- og deltasedimenter.

Først senere, i tidlig eocen, kom sedimenttilførselen fra den stadig økende fjellkjeden i vest. Klastiske kiler med imponerende klinoformer ble da avsatt mot øst fra den voksende fjellkjeden. En sone bestående av dypmarine skifre skiller avsetningene fra paleocen og eocen, og markerer dermed den østover rettede migrasjonen av den dypeste delen av bassenget (Bruhn og Steel, 2003).

Dallmann (1999), beskriver en markert strukturell horst som separerte underbassenger nord og sør for Van Mijenfjorden. Denne horsten skilte da to forskjellige avsetningsmiljøer med et nordlig stormbeskyttet og et sørlig stormutsatt avsetningssystem. Jochmann (2004), finner imidlertid ingen bevis for noen forkastningsblokk, og beskriver området som en morfologisk høyde forårsaket av variasjon i litologien eller konsolideringen til den underliggende Carolinefjellet-formasjonen. Major og Nagy (1972) navnga fem kullfløtser i Todalen-leddet.

Fra bunnen og opp er dette: Svea, Todalen, Longyear, Svarteper og Askeladden. Alle disse er ikke nødvendigvis tilstede samtidig, avhengig av avsetningsmiljøet er tre til fem fløtser tilstede. Disse ligger mellom marine og lakustrine til brakkvanns sandsteiner, siltsteiner og leirskifre. Askeladden er mest utbredt i den nordlige og nordøstlige randen av bassenget, og markerer overgangen til et stigende relieff (Jochmann, 2006). To av disse fløtsene har vært og er stadig gjenstand for kommersiell drift, Sveafløtsen og Longyearfløtsen.

Sveafløtsen ligger nært grensen til kritt, og den laterale utbredelsen er følgelig sterkt påvirket av den underliggende topografien til kritt som førte til torvavsetning i forholdsvis små diskontinuerlige bassenger (Orheim et al., 2006). Også Jochmann (2004) og Hansen (2004), argumenterer for at de grønne massive sandsteinene stedvis motstod erosjonen i sein-kritt, og dermed fungerte som beskyttende barrierer ved den påfølgende myrdannelsen. Sveafløtsen kan stedvis være opptil fem meter tykk, og ofte mangler det røtter i de underliggende sedimentene.

Longyearfløtsen ligger stratigrafisk over Sveafløtsen, og utbredelsen lateralt er mere kontinuerlig, noe som skyldes at de innfylte sedimentene hadde jevnet ut krittoverflaten. Tykkelsen er imidlertid mindre, bare opptil to meter. Den gjennomsnittlige vitrinitt reflektansen varierer stort mellom de to fløtsene, fra 0,94 % i Sveafløtsen til 0,71 % i Longyearfløtsen. Dette spranget kan sees i sammenheng med at Sveafløtsen har fungert som et isolerende lag for varmemestrømmen opp til Longyearfløtsen. På grunnlag av vitrinitt reflektansen er derfor Sveafløtsen rangert som "high volatile A bituminous coal", mens Longyearfløtsen er rangert som "high volatile B bituminous coal". Også maceralinnholdet er veldig forskjellig mellom de to fløtsene. Sveafløtsen inneholder 40-50 % vitrinitt og 35-50 % inertinitt, mens Longyearfløtsen inneholder ca. 80 % vitrinitt. Dette blir av Orheim et al. (2006) tolket som at den tidlig paleogene topografien gradvis utviklet seg fra laterale diskontinuerlige myrer av ombrogen natur til mere vidt spredte topogene myrer. Petrografiske undersøkelser viser at inertinitt-rike lag veksler med tynne bånd av detrovitrinitt som ofte er assosiert med inertodetrinitt, liptodetrinitt og lamalginitt. Til sammen indikerer dette fluktasjoner av grunnvannsspeilet. Den rikelige tilstedeværelsen av inertinitt og mange lag som inneholder pseudovitrinitt, indikerer at de stammer fra oksidative prosesser under tørre forhold. Undersøkelser av Sveafløtsen viser at det største inertinitt-innholdet ligger 2-3 m oppe i fløtsen, og avtar gradvis mot toppen av fløtsen (Orheim et al., 2006).



Todalen-leddet følges av Endalen-leddet, en kvarts/arenitt sekvens. Endalen-leddet består av bioturberte sandsteiner eller laminerte marine sandsteiner innelagret med mindre konglomerater, siltsteiner og siderittholdige leirsteiner. Bunnen av laget er markert av den første tykke, medium kornete, klippedannende sandsteinene som ligger over kullet og skifrene i de underliggende Todalen-leddet og Kolthoffberget-leddet. Tykkelsen på leddet varierer fra ca. 40 m i nordøst til ca. 100 m i sørvest (Dallmann, 1999). Mot nord og nordøst er leddet mere sandholdig og oppgrovende, mot den sørvestlige regionen inneholder den samme seksjonen kiler av siltsteiner og skifre som blir tykkere mot sørvest, spesielt i den nedre og midtre delen av leddet (Dallmann, 1999). Leddet består av fire-fem serier av stablede sandsteinsintervaller, er godt bioturbert eller krysslagret med innkiling av små konglomeratlag. I tillegg inneholder leddet jernholdige leirsteiner og mindre mengder skifre. Endalen-leddet er av Harland (1997) tolket som en deltafront, med tynnflaket sandstein i nordøst. Mot sørvest i bassenget går denne ved innkiling over i Kolthoffberget-leddet, bestående av finkornete sedimenter som er tolket som lav deltafront avsetninger (prodelta). Dallmann (1999), tolket at sandsteinsintervallene representerer repeterte transgresjoner og regresjoner av delta eller kystbarrierer som ble bygd ut fra nordøst.

Kolthoffberget-leddet er en skifrig lateral ekvivalent til Endalen-leddet, og er bare utviklet i de sørlige og vestlige delene av bassenget. Leddet er opptil 120 m tykk ved fjellet Kolthoffberget i Van Keulenfjorden, og består av repeterte rytmiske suksesjoner (Dallmann, 1999). Organisk rike, svært finkorna sandsteiner opptrer også i leddet, disse er alltid kraftig bioturberte der de individuelle suksesjonene er mindre enn 10 m tykke. Der leddet er tilstede, ligger det stratigrafisk over Todalen-leddet og under de yngste sandsteinstungene fra Endalen-leddet. Andre steder kiler Kolthoffberget-leddet inn i Basilika-formasjonen (Dallmann, 1999). Leddet representerer oppgrunnende forhold på prodelta eller på sokkelområdene i Sentralbassenget. Til sammen viser dette en progresjon fra nordøst mot sørvest, med deltaslette (topset), gjennom deltafront avsetninger (forset) til prodelta sedimenter (bottomset). Firkanten-formasjonen er bygget opp av ti individuelle regressive sekvenser, men overordnet så viser formasjonen en transgressiv trend (Harland, 1997). Dette er typisk for en tidlig innfylling av et forlandsbasseng (Dallmann, 1999). Formasjonen viser en systematisk tykning og dypning av faciesene fra nord og nordøst mot sør og vest, der den nedre delen er tolket som en serie av stablete deltavifter. Den øvre delen er mere marin, og representerer utviklingen av en serie av kystbarrierer (Dallmann, 1999). I den generelle transgressive trenden beskriver også Bruhn og Stell (2003) mellomliggende transgressive og regressive

hendelser. Disse hendelsene består av et stort antall kortvarige, småskala 10-60 m tykke suksesjoner av kystplan, strandskråning og sokkelsedimenter. Disse ble igjen avbrutt av sub-aeriale inkonformiteter som representerte kortvarige kyst prograderinger. De transgressive sekvensene var relativt tynne og arklignende, og pålappet den østre basseng marginen. De regressive sekvensene var mere kileformet og migrerte ut i bassenget, og assosiert med regionale inkonformiteter langs basseng marginen. Disse transgressive/regressive syklusene var da sannsynligvis kontrollert av den periferiske bølge dynamikken med episodiske oppløft og erosjon, som igjen var kontrollert av oppbyggingen og kollapsen av fjellkjeden i vest. Firkanten-formasjonen inneholder den viktigste kullproduserende enheten på Svalbard. Schweitzer (1980) rekonstruerte paleoklimaet i paleogen, og fant ut at gjennomsnittstemperaturen i tidlig paleogen var 15-18 °C der temperaturen sjelden var under 0 °C. Nedbørsmengden var liten om vinteren og stor om sommeren.

Havbukta der Firkanten-formasjonen ble avsatt var i starten avsnørt og skjermet fra store bølgebevegelser, og mye torv ble dannet på kystslettene. Denne torva ble senere omdannet til kull og gav opphav til dagens gruvedrift i Barentsburg, Longyearbyen og Svea (Ramberg et al., 2006). Havbukta åpnet seg mer etter hvert, noe som førte til at strendene ble vasket av havdønninger og stormbølger. Sammenhengende sandstrender omkranset dermed hele Sentralbassenget. Deretter fulgte en sterk innsynking av bassenget, og havet strømmet inn over de tidligere kystslettene. Dette kom som en følge av at sedimenttilførselen ikke holdt følge med bassenginnsynkingen (Harland, 1997). Marint slam tilhørende Basilika-formasjonen ble dermed avsatt i sein paleocen over Firkanten-formasjonen. Grensen er lett gjenkjennelig ved overgangen fra de lyse sandsteinene i Endalen-leddet, til de mørkere, tykke siltsteinene og skifrene i Basilika-formasjonen. I den nederste og midtre delen, er skifrene forvitret til angulære til prismatiske fragmenter. Den øvre delen består av grovere materiale som gradvis går over til gråe siltsteiner og finkorna grågrønne sandsteiner (Major og Nagy, 1972). Tykkelsen til denne formasjonen øker fra ca. 20 m tynne sand- og siltsteiner i nordøst, til ca. 300 m tykke leirskifre og slamsteiner på dypere vann i sør og sørvest (Harland, 1997). Dallmann (1999), opererer her med tykkelser på henholdsvis 10 m i nordøst til mere enn 350 m i Vestre Torell Land. De forskjellige bergartene er organisert i repeterte, tynne, oppgrovende suksesjoner, og sammen med bentonittlag er rundede droppsteiner fra doleritt og metamorfisk grunnfjell vanlig (Dallmann, 1999). Formasjonen representerer gjørmet sokkelavsetninger med tilførsel av siltige sedimenter fra øst og nordøst. Skifrene er

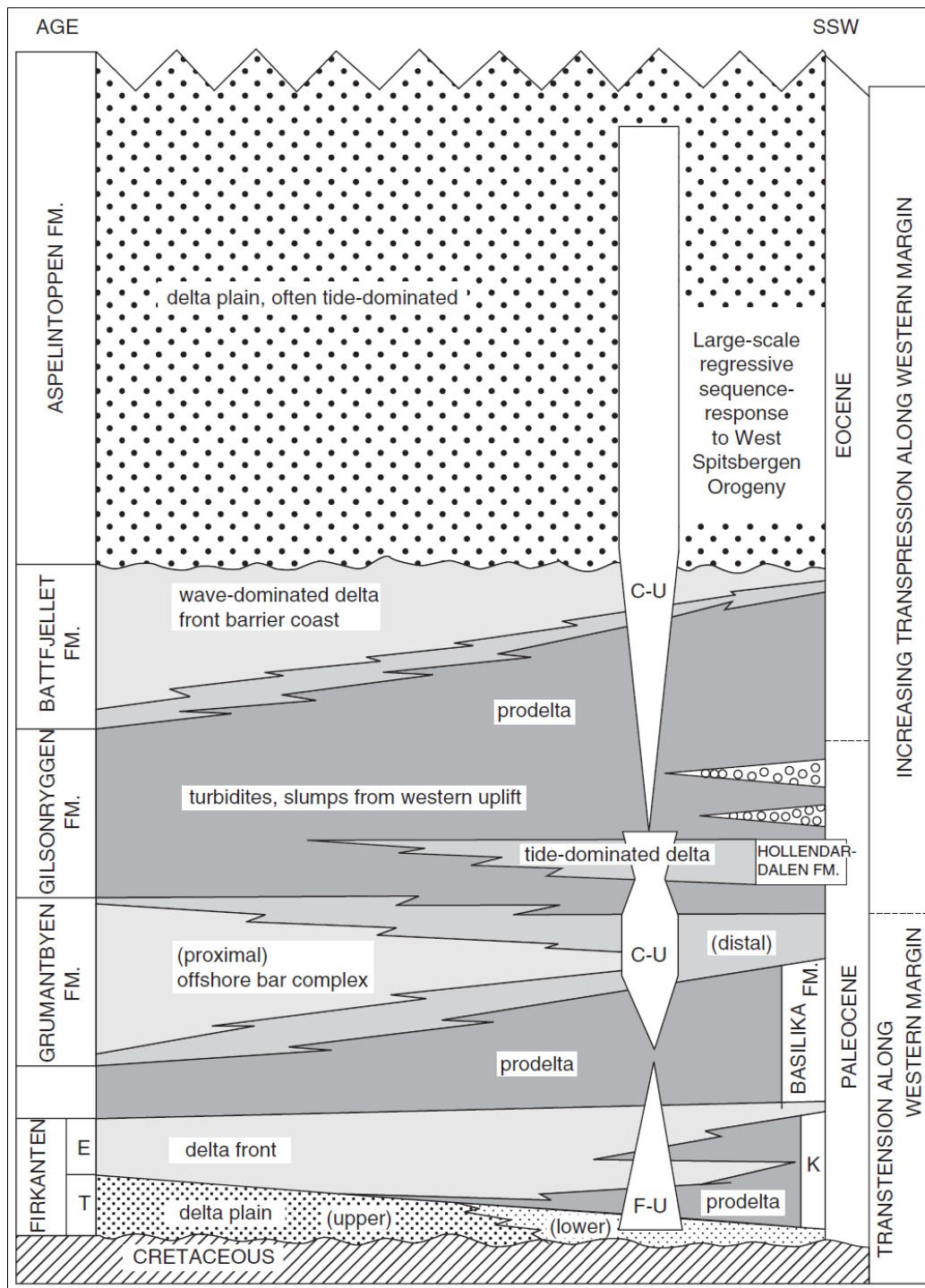
dominerende og indikerer at bassenget hovedsakelig ble dypere, innsynkingen holdt følge eller overgikk sedimenteringen, og dermed var dette en transgressiv fase.

En ny sandsteinspakke, Grumantbyen-formasjonen, viser den andre (regressive) fasen med bassenginnfylling. Formasjonen ble avsatt i sein paleocen til muligens tidlig eocen, og har en tykkelse på ca. 450 m i nordøst og øst i Sentralbassenget. Formasjonen tynnes gradvis til mindre enn 200 m i vest og sørvest. Muligens tynnes formasjonen helt ut og erstattes av en oppgrovende trend i de underliggende siltsteinene i Basilika-formasjonen. Grumantbyen-formasjonen består av en grønnlig, glaukonittisk, massiv og kraftig bioturbert sandstein, og mangler bevis for sub-aerial facies. Den er derfor tolket til å være dannet i en grunn offshore bankekompleks (Harland, 1997). Mot toppen har formasjonen finere sedimenter, med rytmisk utvikling av siltsteiner og siltige sandsteiner (Dallmann, 1999). Harland (1997), antyder at den øverste delen av formasjonen kan stamme fra en tidlig sedimentering fra vest, men Dallmann (1999) har ingen antydninger om dette. Dagens skyvefront til fjellkjeden avskjærer paleogen bassenget, slik at den originale utbredelsen vestover bare kan antas. Oppløftet i vest kan allerede ha begynt mot slutten av denne fasen.

Frysjaodden-formasjonen er mere komplisert stratigrafisk da den i vest blir penetrert av Hollendardalen-formasjonen. I tillegg består Frysjaodden-formasjonen av tre ledd, Marstranderbreen-, Gilsonryggen- og Bjørnsonfjellet-leddet. Med sine tykke lag av marine leirsteiner, slamsteiner og fine sandsteiner, innleder Frysjaodden-formasjonen den andre fasen i eocen. Formasjonen er ca. 200 m tykk i de nordlige og nordøstlige delene av Sentralbassenget, som gradvis tykkes til mere enn 400 m i de sørlige og sørvestlige delene. Inne i disse tykkelsene er også den innskytende, sandsteinsholdige Hollendardalen-formasjonen medregnet (Dallmann, 1999). Oppbyggingen av den nye fjellkjeden i vest førte etter hvert til at sand og slam ble transportert fra vest mot øst, og bygde dermed ut kystlinjen i motsatt retning i forhold til tidligere. Overskyvningen fra den voksende fjellkjeden i vest førte dermed til at bassengets avsetningssenter migrerte østover (Dallmann, 1999). Oppløftet av fjellkjeden i vest fortsatte i ettertiden å dominere sediment forsyningen mot øst. Mot vest, og i bunnen av Frysjaodden-formasjonen, ligger Marstranderbreen-leddet med sine mørke skifre og sjeldne siltsteiner inkonformt med en skarp grense over sandsteinene fra Grumantbyen-formasjonen. Marstranderbreen-leddet representerer avsetninger på dypere vann i forlandsbassenget, nærliggende til den voksende fjellkjeden (Dallmann 1999). Harland (1997) antyder at leddet er det siste som ble avsatt fra øst, mens Dallmann (1999) beskriver hele Frysjaodden-formasjonen som et stort skifte i dreneringsretningen, og dermed som avsatt fra

vest. Lateralt kiler leddet inn i vest med Hollendardalen-formasjonen, som tynner ut fra ca. 150 m i vest til 0 nær basseng aksen. Den består av grunnmarine, godt laminerte, tidevanns dominerte delta-sandsteinskiler som blir tynnere og mere finkornet til skifre lengre østover mot bassengsenteret. Der blir de erstattet av skifre fra Frysjaodden-formasjonen. Karakteristiske trekk ved disse sandsteinene er plantefragmenter, rotstrukturer og riflelaminasjon (Dallmann, 1999). Avsetningen skjedde muligens fra paleocen til eocen, men klare bevis mangler. Avsetningene representerer dermed de første grovere klastiske sedimentene som ble avsatt fra det oppløftede Vest Spitsbergenske folde- og skyvedekkebeltet. Den nedre grensen til formasjonen ligger inne i en oppgrovende suksesjon der sandsteinslagene begynner å danne distinkte elementer. Sandsteinene til formasjonen hviler da på en skarp kontakt til de underliggende skifrene til Marstranderbreen-leddet (Dallmann, 1999). Over Hollendardalen-formasjonen ligger Gilsonryggen-leddet diskordant over sandsteinen fra Hollendardalen-formasjonen. Grensen er definert der skifrene og siltsteinene blir dominerende. Dette er en uniform siltig skifersuksesjon som øker fra ca. 200 m tykkelse i nordre Nordenskjolds Land til over 400 m sør for Van Mijenfjorden. I øst blir den bare kalt Frysjaodden-formasjonen, og blir ikke penetrert av de grove sandsteinskilene som lengre vest (Harland, 1997). I tid og fascies er leddet ekvivalent med de øvre udelte delene av den østlige Frysjaodden-formasjonen. Skifrene representerer dypere vannavsetninger til forlandsbassenget ved siden av den voksende fjellkjeden i vest (Dallmann, 1999). Leddet er bare definert i de områdene der Hollendardalen-formasjonen opptrer, og toppen av Gilsonryggen-leddet går gradvis over til sandsteinene i den overliggende Battfjellet-formasjonen. Inn i det nordvestlige Gilsonryggen-leddet, som også er en del av Frysjaodden-formasjonen, stikker en ny innkiling seg inn fra vest. Dette er Bjørnsonfjellet-leddet, en sandstein og skiferholdig sekvens. Den nedre grensen av leddet er en overgangssone, og er definert der de første tykke sandsteinskilene trenger inn i den midtre delen av Gilsonryggen-leddet. Tykkelsen på leddet er mindre enn 100 m, og består av flere 15-20 m tynne sandsteinskiler. Disse er utbredt i den vestre delen av Sentralbassenget, nord og sør for Van Mijenfjorden. Kilene tynnes østover inn i den midtre delen av skifrene til Gilsonryggen-leddet, og er massive og normalgraderte. Softsediment-deformasjon, strømfure-deformasjon og sålemerker er vanlig. I likhet med Hollendardalen-formasjonen representerer Bjørnsonfjellet-leddet, som et resultat av fjellkjede hevingen i vest, klastisk innfylling til bassenget (Dallmann, 1999). Denne innfyllingen skjedde i form av turbidittstrømmer og skredavsetninger til forlandsbassenget. Sandsteinene i Frysjaodden-formasjonen markerer et

distinkt skille ved bytte av sedimentskilde som indikerer oppløftet i vest (Harland, 1997), se Figur 6 under.



Figur 6: Figuren viser avsetningene og de forskjellige formasjonene og leddene fra paleocen og eocen. T=Todalen-leddet, E=Endalen-leddet, K=Kolthoffberget-leddet, F-U=fining upwards og C-U=coarsening upwards. Noen av navnene på figuren er senere blitt endret av Stratigrafisk Komite for Svalbard (SKS). Gilsonryggen-formasjonen er blitt til et ledd, og et nytt navn, Frysjaodden-formasjonen er innført. Dette er et bevis på en dynamisk utvikling ettersom mere kunnskap hentes inn. Venstre kant representerer NNØ og høyre kant SSV, etter (Steel et al., 1985).

Over Frysjaodden-formasjonen ligger Battfjellet-formasjonen, som sør for Van Mijenfjorden er mere enn 300 m tykk. Mot nordøst tynner den imidlertid ut til mindre enn 60 m. Formasjonsgrensen opptrer inne i en oppgrovende suksesjon, der bunnen av Battfjellet-formasjonen er definert som den første opptreden av tykke sandsteinslag i en gradvis overgang fra de mørke skifrene tilhørende Gilsonryggen-leddet i Frysjaodden-formasjonen. Disse sandstensavsetningene fremstår i dag i fjellsidene på det sentrale Spitsbergen som klinoformer. Disse kjennetegnes ved at de skrår nedover i forhold til lagene over, og viser utbygging av en undersjøisk skråning mot øst i Sentralbassenget. Vertikalavstanden kan være så mye som 300 meter i forhold til den generelle lagningen, og kan noen steder følges hele veien fra de gamle kystsletteavsetningene, via strandsonen og sokkelen, og helt ned til bassengbunnen. Der kan også de undersjøiske vifteavsetningene observeres (Ramberg et al., 2006). Harland (1997) daterer formasjonen til en ren eocen hendelse, med sedimentinnfylling både fra nord, øst og vest, der to delta distribusjonskanaler ble identifisert. Hele sentralbassenget ble da innfylt fra kantene, men det meste av sedimentavsetningen var likevel bølgedominert. Dallmann (1999) beskriver formasjonen som at den består av godt laminerte og kryssjiktete, hvite, klippeformede sandsteiner avsatt i eocen og muligens så tidlig som i slutten av paleocen. Disse har inne lagrete lag av mindre skifre og siltsteiner, og representerer et seint stadium av innfylling og progradering av kysten til foldebelteflanken i forlandsbassenget. Sediment innfyllingen overgikk til slutt bassenginnsynkingen, og i denne tredje fasen fortsetter da den regressive bassenginnfyllingen helt til bassenget stratigrafisk var fylt opp til havnivået.

De store sediment mengdene fra fjellkjeden fylte tilslutt opp hele havbukta, og det ble dannet store elvesletter. Der ble det avsatt sand i elvekanalene, og mere finkornete sedimenter som finkornet sand- og slamsteiner på flomslettene ved siden av. Mindre torvmyrer mellom kanalene har gitt opphav til mange tynne kull-lag. Disse avsetningene har mange plantefossiler, spesielt blad fra løvtrær, og er kjent som Aspelintoppen-formasjonen (Ramberg et al., 2006). Sandsteinene viser ofte soft sedimentasjonsdeformasjon, krysslaging og er sjelden tykkere enn 3-5 m. Grensen mellom Battfjellet-formasjonen og Aspelintoppen-formasjonen er definert ved bunnen der det første kullaget eller der de første skifrene opptrer over de tykke sandsteinsintervallene. Formasjonen har en tykkelse på minst 1000 m sør for Van Mijenfjorden, og ble avsatt gjennom eocen og muligens ut i oligocen (Harland, 1997 og Dallmann, 1999). Med sine terrestriske avsetninger representerer Aspelintoppen-formasjonen kulminasjonen av veksten til forlandsbassenget. Seismiske data indikerer at den kenozoiske

avsetningen opphørte i oligocen, som i tid sammenfaller med den dypeste begravningen av bassenget. Harland (1997), antyder at den post oligocene erosjonen i Sentralbassenget kan ha vært på mellom 1,5-3 km, der videre vurderinger er avhengige av den termiske konduktiviteten til de overliggende sedimentene.

Harland (1997), beskriver videre en total innsynking i Sentralbassenget på minst 2,5 km, i bassensenteret kan denne innsynkingen ha vært ytterligere 1 km. Sentralbassengets avsetninger er til sammen på ca. 1700 meter. Disse lagene ble opprinnelig avsatt nær havoverflaten, men det er funnet kull, slam og sandsteinslag helt opp til ca. 1200 meters høyde. Studier av omvandlingsgraden i de nederste kull-lagene, viser at det har vært ytterligere ca. 1500 meter med sedimenter som i dag er erodert vekk. Dette tyder på at den samlede hevingen av Spitsbergen har vært nærmere tre km (Ramberg et al., 2006). Denne hevingen har flere forskjellige årsaker. Etter som fjellkjededannelsen opphørte ble den slitt ned, og dermed førte isostasi til heving. Åpningen av Grønlandshavet i oligocen førte til en ytterligere heving av Vest Spitsbergen. Magmatiske intrusjoner nordvest for Spitsbergen i forbindelse med åpningen førte også til en heving av Nordvest Spitsbergen. Gjennom oligocen og miocen var sedimenttilførselen begrenset, noe som tyder på at relieffet var relativt lavt. Det er dermed ikke sikkert at de neogene avsetningene skjedde i et basseng. Den enorme erosjonen og avrenningen som skjedde i forbindelse med istidene i pleistocen, førte til en ny isostatisk oppløft. Mot øst avtar hevingen raskt, og på Kong Karls Land er denne bare noen hundre meter.

### **2.2.3 Geologien i Svea Nord**

Kull er definert som en lett antennelig bergart som inneholder mere enn 50 % vektvolum karbon, og er dannet ved kompaksjon og forsteining av tykke lag med planterester (Ramberg, et al., 2006.). Tropiske sumpområder er som oftest opprinnelsesstedet til kullet, men noen ganger stammer kullet fra torv som ble dannet i et kaldere klima. Sein-karbonske kullag utgjør i dag mesteparten av verdens kullressurser, og på Svalbard finnes noen av verdens eldste kullag på Bjørnøya. Disse er av sein-devon, og tidlig-karbonsk kull er funnet i Billefjorden. Kullet som SNSG driver på ble imidlertid avsatt som torv i paleogen. Omvandlingsgraden til kullet på Svalbard er høy, noe som skyldes den raske begravningen og overlagingen av opptil tre km sedimenter. Senere er lagpakken som en følge av jordskorpebevegelser mellom Svalbard og Grønland hevet opp, og en stor andel av de overliggende sedimentene erodert vekk (Ramberg et al., 2006).

Kullfeltet til dagens Svea Nord kullgruve strekker seg utover et ca. 20 km<sup>2</sup> stort område der det i perioden 1986-93 ble boret 69 kjerneborehull som krysset kullfløtsen (SNSK, 2001). I tillegg ble det boret mange hull som av ulike årsaker måtte avbrytes. Gruva er avgrenset av koordinatene i WGS84 datumet, se *Tabell 1* under. Sveafløtsen ligger ~5 m over krittoverflaten, noe som førte til at topografien til kritt påvirket avsetningen av torvlaget. På det sentrale Spitsbergen førte dette til at Sveafløtsen er karakterisert av store variasjoner i tykkelsen til fløtsen. 10-20 km<sup>2</sup> store "øyer" med en fløtstykkelse på 3-5 m avbrytes av partier der kullfløtsen er fraværende eller ikke utvinnbar (Orheim et al., 2006a).

**Tabell 1: Tabellen viser utstrekningen av Svea Nord kullgruva i WGS 84 koordinater.**

<b>Plassering</b>	<b>Øst</b>	<b>Nord</b>
Mot sørøst	541100	8652600
Mot sørvest	537600	8652600
Mot Øst	541600	8655500
Mot nordøst	540000	8659300
Mot nordvest	538900	8659300
Mot vest	538100	8658000

Mektigheten til kullet varierer fra over 5 m sentralt i feltet til en rask utkiling mot ytterkantene i nord, øst og vest. Mot sør er kullfløtsen erodert vekk av de mange istidene i pleistocen og holocen. Over den nedre Sveafløtsen ligger et organisk rikt siltsteinslag, her kalt mellomstein. En ny fløts, øvre Sveafløtsen, ligger over denne mellomsteinen. Tykkelsen på mellomsteinen varierer fra ingenting og noen få cm sentralt, til flere meter distalt. Stedvis inneholder kullfløtsen to siltsteinslag med et mellomliggende kull-lag, her kalt midtre Sveafløts. Feltgrensen til gruva bestemmes fortrinnsvis av mektigheten på kullfløtsen og tykkelsen på mellomsteinen som gradvis blir tykkere ut mot kantene av feltet. Spesielt mot nord og nordvestkanten av feltet, kan denne mellomsteinen over større områder bli opptil 1 til 1,5 m. Mot øst øker tykkelsen raskere (Jochmann, 2010), og over en kort avstand når denne over to meter. Randsonen til Svea Nord ligger hovedsakelig sør og vest for hovedstollsystemet, og en produksjon i disse områdene medfører at kullet må renses i et oppredningsverk for at kullet skal oppnå tilfredsstillende salgskvalitet. Dette vil øke produksjonskostnadene vesentlig. Avsetningen av mellomsteinen skyldes transgresjon og klastisk input av materiale, der den underliggende torven for en periode druknet. Alternativt kan det ha vært små lokale



innsynkninger som også førte til at torven druknet. Senere fulgte et relativt havnivå fall, der de klastiske sedimentene ble blottlagt og etterfulgt av en ny torvdannelse. Analyser av maceral-innholdet ved tverslag 19 i CT2 viser at vitrinitt dominerer i de nederste 2 meterne av kullfløtsen. Mellom 2-3,5 m er vitrinitt og inertinitt-innholdet like stort, før igjen vitrinitt-innholdet dominerer mot toppen av den 4 m tykke kullfløtsen. I likhet med avsetningen til Grønnfjorden-laget, styrte også topografien til kritt avsetningen og dannelsen av torven. Harde sandsteiner i topografiske høyder beskyttet de små bassengene med torv. Stratigrafisk lengre oppe i Todalen-leddet var topografien mere utjevnet, og dermed torvdannelsen mere utstrakt (Jochmann, 2004).

Under befaringen i gruva var det vanskelig å kartlegge normalforkastningene som krysset hovedstollen, delvis på grunn av betongsprøyting etter gruvebrannen i 2005 og delvis på grunn av den kontinuerlige steinstøvspreddingen som blir foretatt i gruva. Dataene er derfor basert på hovedoppgaven til Stenvold (2000) og data fra gruveavdelingen. Fire normalforkastninger krysser H1 mellom TV1 og TV6, og en normalforkastning krysser H2 mellom Tv25 og TV26, se *Tabell 2* under. Forkastningen i H2 består av to forkastninger tett ved siden av hverandre, men blir behandlet som en forkastning i det påfølgende modelleringsarbeidet.

**Tabell 2: Oversikt over normalforkastninger i Svea Nord. Data mangler for spranghøyden til forkastningen mellom TV4 og TV5, og for fallet til forkastningen mellom TV5 og TV6, etter (SNSG og Stenvold, 2000).**

Beliggenhet	Strøk/fall	Spranghøyde
Mellom TV1-TV2	N074-076/70-80SØ	1,5-2 m
Mellom TV4-TV5	N072-074/70SØ	2-2,5m
Mellom TV4-TV5	N072-074/60-80NV	??
Mellom TV5-TV6	N060-070/??	4,7m
Mellom TV25-TV26	N063/65NV	3,4m
Mellom TV25-TV26	N075-085/60-70N	0,3-0,6m

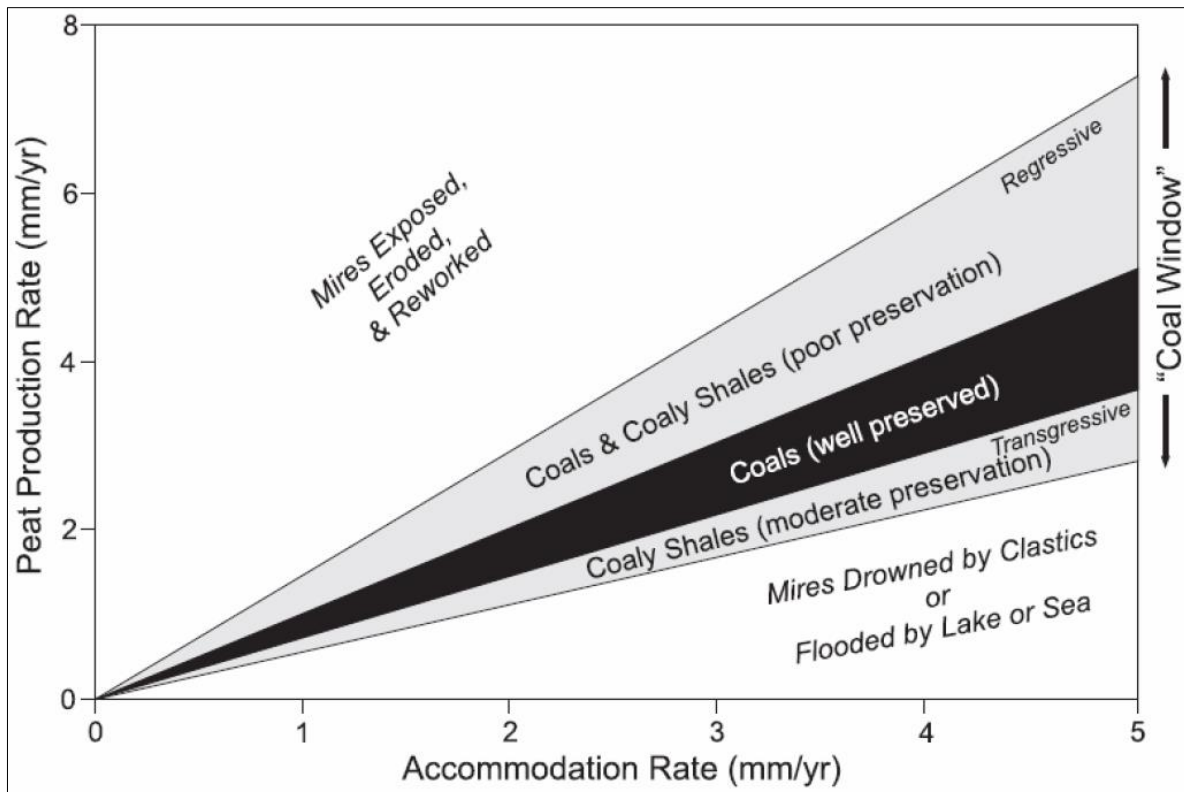
Normalforkastningene er av Stenvold (2000) tolket til å være resultatet av et en-èchelon dekstralt sidelengsforkastnings-system i forbindelse med reaktivering av de gamle forkastningssonene langs Vest-Spitsbergen Forkastnings-sonen og Billefjord Forkastnings-sonen. Ekstensjonsforkastningene dateres videre til å være yngre enn kompresjons-

forkastningene. Dette begrunnes i at transpresjonen fra sein paleocen først var preget av kompresjon for deretter en strøk rettet bevegelse.

Skyveforkastninger med en spranghøyde fra noen titalls cm til ca. to meter, skjærer alle strossepanelene med strøk/fall N150-170/25-35SV. Disse er hovedsakelig konsentrert i to soner ca. 1100 m og ca. 1900 m nordøst for H3. I krysset H1/H2 ligger en folding som delvis har gått i brudd. Denne har samme retning som skyveforkastningene lengre inne i gruva. Strøkretningen til skyveforkastningene er sammenfallende med paleogene skyveforkastninger og foldinger, og er beskrevet nærmere av Harland (1997) og Stenvold (2000). Skyveforkastningene samsvarer med kompresjon fra VSV mot ØNØ, og er relatert til kollisjonen mellom Svalbard og Grønland. Müller og Spielhagen (1990) beskriver at sentralbassenget i sein paleocen til tidlig eocen var preget av kompresjon, noe som stemmer godt overens med de observerte skyveforkastningene i Svea Nord. Disse forskyvningene påvirker også området i dag, se kapittel 2.4 for nærmere beskrivelse av spenningsteorien. SINTEF har etter hvert som gruva har ekspandert, foretatt spenningsmålinger i Svea Nord i tre omganger; i 2000, 2004 og 2007. Resultatene av disse målingene foreligger i en egen tabell, se *Tabell 3* i kapittel 2.4. Under drivingen av hovedstollene i gruva forekom det bergslag og nedfall av stein fra hengen, spesielt i den indre delen av H2 og langs H3.

#### **2.2.4 Kullpetrologi**

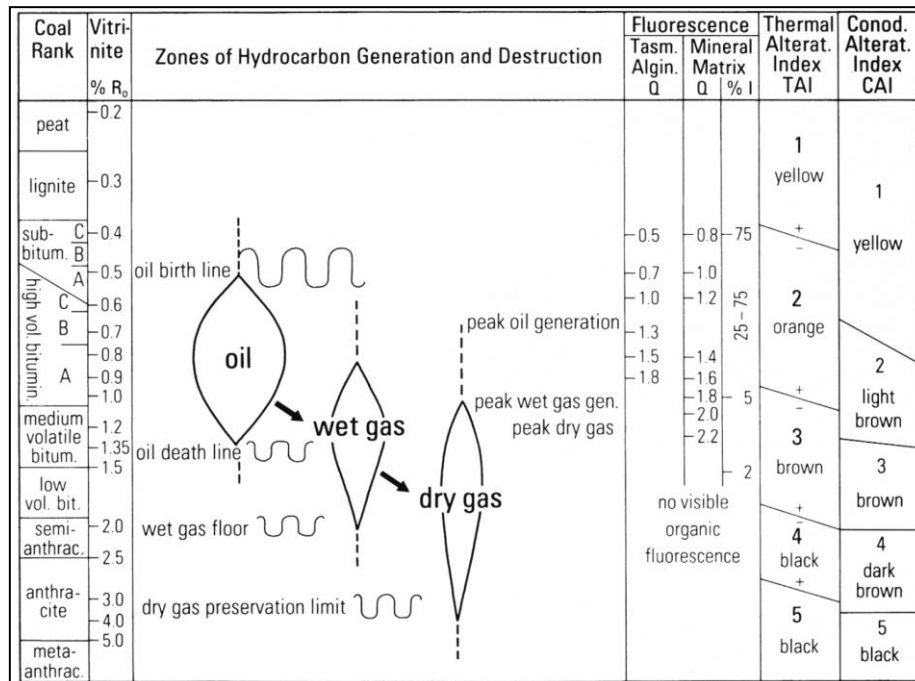
De forskjellige kullkarakteristikkene er influert av de paleoøkologiske parameterne som kontrollerte akkumulasjonen av torven i myra eller sumpen. Disse er vanddyp, kjemi og tilgangen til næringsstoffer. Hastigheten til torvproduksjonen er igjen kontrollert av klimaet, type planteflora og tilførselen av vann og næringsstoffer (Lüthje, 2008). Bevaringen av organisk plantemateriale er størst når tilgangen til oksygen, og dermed nedbrytningen fra bakterier og sopper, er begrenset, for eksempel under grunnvannsnivået. Den organiske produksjonen må være i balanse med det til enhver tid dannede akkumulasjonsrommet, det såkalte kull vinduet, se *Figur 7* under. Hvis det blir dannet for mye akkumulasjonsrom, vil torven druknes og videre torvdannelse hindres. I motsatt fall, hvis torvproduksjonen er for høy, vil torven bli blottet og dermed bli utsatt for erosjon og nedbrytning. Dannelsen av akkumulasjonsrom er kontrollert av eustasi, tektonikk og generell innsynking på grunn av kompaksjonen av de avsatte sedimentene (McCabe, 1984 og Lüthje, 2008). Ifølge McCabe (1984), var det i de fleste tilfeller markerte forskjellige avsetningsforhold under avsetningen av de underliggende sedimentene, torvlagene og de overliggende sedimentene.



Figur 7: Figuren viser kull vinduet, området der hastigheten til den organiske produksjonen er i balanse med hastigheten til dannelsen av nytt akkumulasjonsrom. Drukning av det organiske materialet forårsakes av transgresjon, mens blotting forårsakes av regresjon. Sannsynligheten for bevaring av organisk materiale er svært dårlig ved regresjon, mens den er moderat ved transgresjon. Det svarte området representerer ren kuldannelse, mens de grå områdene representerer organisk rike klastiske sedimenter, etter (Lüthje, 2008).

Torven kan dannes på to prinsipielle forskjellige måter, allokton og autokton. Alloktont kull dannes av nedbrutt torv som blir vasket ut i sjøer, der torven siden blir akkumulert som sapropel. De fleste økonomiske kullfeltene er imidlertid autoktone, der torven ble dannet på tre forskjellige måter; flytende sumper, lavtliggende sumper og hevede sumper (McCabe, 1984). Flytende sumper dannes i forholdsvis grunne sjøer der det under tørre perioder dannes gassbobler i den telmatiske torven. Når de normale forholdene vender tilbake, har torven nok oppdrift til at den kan flyte avgårde og samles langs kantene av sjøen. Lavtliggende sumper avsettes over den underliggende topografien og jevner denne ut da torven bygges opp til en horisontal sump overflate. Disse sumpene er generelt svakt sure med pH verdier mellom 4,8-6,5, er bygd opp av mange ulike plantetyper og er rike på næringsstoffer. Overflaten til sumpen er typisk svært våt. Hevede sumper har en konveks oppover overflate på sidene med en flat sentral del, og representerer ikke den underliggende topografien. Sumpen er vanlig i kalde tempererte og i tropisk torvdannende områder. Disse sumpene kan bare dannes der den årlige nedbøren overstiger fordampingen, og er normalt svært sure med pH verdi 3,3-4,6 der

vannet inneholder lite næringsstoffer. Da kapillarkreftene bare kan heve vannet 30-40 cm, kan ikke sumpen bygges opp langt over grunnvannsstanden. De fleste torv- og kull-facies i en hevet sump er ikke syklisk, men viser en tydelig trend som reflekterer det endrede økologiske miljøet under utviklingen (McCabe, 1984). Kull dannes ved diagenese av organisk materiale gjennom begravning av torven. I løpet av denne prosessen blir torven ved økende innkullingsgrad konvertert fra torv til brunkull, videre til sub-bituminøs kull og bituminøs kull til antrasitt, se *Figur 8* under.



**Figur 8:** Figuren viser hvordan innkullingsgraden og dermed også vitrinitt reflektans øker. Sveafløtsen har vitrinitt reflektans ~0,9 %, og Longyearfløtsen som ligger stratigrafisk ca. 40 m ovenfor, ~0,7 %. Til sammenligning er sonene hvor flytende hydrokarboner dannes inntegnet. Til høyre i figuren er det avmerket analysemetoder som SNSG sjelden benytter, etter (Suàrez-Ruiz I., 2009).

Denne prosessen er styrt av plantematerialet, temperaturen, og til en viss grad trykket materialet blir utsatt for. Økende temperatur fører til økende innkullingsgrad med et høyere karboninnhold, samt høyere vitrinitt reflektans og brennverdi. Vitrinitreflektans er den prosentvise andelen av innfallende lys som blir reflektert tilbake fra en polert overflate på kullet. Vitrinitreflektans målinger foretas i ensfarget grønt lys (546 nm), og er et fundamentalt verktøy i kullpetrologien. Verdien øker med temperaturen materialet har blitt utsatt for, og ved bruk av geotermisk gradient kan begravingsdyppet til det organiske materialet bestemmes. Med økende temperatur minker også vanninnholdet og de flyktige bestanddelene. Kullet er bygd opp av maceraler, som tilsvarer mineralene i en bergart. Hovedgruppene er

vitrinitt, liptinitt og inertinitt, og disse er relatert til en rekke parametere. Disse er diagenese, nedbrytning og omdanning, men også avsetningsmiljøet, den tektoniske utviklingen, paleogeografien, paleo-klimaet og paleo-floraen er viktig (Suàrez and Crelling, 2008). Inertinitt stammer fra plantemateriale som er sterkt forvandlet, og er ofte blitt relatert til en indikasjon på oksydasjon og uttørking, samt nedbrytning fra sopp. Dette igjen tyder på hevede sumper eller fallende grunnvannsstand, noe som gjør dette plantemateriale mere utsatt for branner (Lüthje, 2008). Inertinitt er ofte representert ved fusain som hovedsakelig er bygd opp av tre og fibre (Lønne og Stenvold, 2001). Gruppen har det høyeste karboninnholdet og det laveste oksygeninnholdet av alle maceral gruppene. Fargen i reflektert lys er lys grå eller grålig hvit, og reflektansen er dermed høyere enn i de andre gruppene. Liptinitt stammer fra forskjellige grupper av fettaktige plantedeler, og har det høyeste hydrogeninnholdet. Fargen i reflektert lys er mørk, og reflektansen er dermed lavest av maceral gruppene. Vitrinitt er den viktigste maceral gruppen, og er avledet fra celleveggene til trestammer, greiner, blader, lignin og til planter. Huminit finnes i kull med lavere innkullingsgrad, og er forstadiet til vitrinitt-gruppen (Thomas, 2002 og Suàrez and Crelling, 2008). Cannelkull er et sapropelisk kull og dannes i et grunt vannmiljø av miosporer og organisk gjørm, og inneholder ofte forhøyede verdier av fosfor, noe som er uheldig for stålproduksjonen (Orheim, 2007).

For og inneha en nødvendig og tilfredsstillende kunnskap om kullets kvaliteter, foretar SNSG forskjellige laboratorieundersøkelser. Analyseringen foregår etter standardiserte regler. Ved all analysering må det oppgis om fuktigheten er drevet ut av kullet eller ikke, da vannet har både masse og volum. Fuktigheten vil da virke inn på prosentandelen til de andre analyseresultatene, se *Figur 10* under. Følgende definisjoner for fuktighet er i bruk:

-Som mottatt eller levert fuktighet ved ankomst laboratoriet.

-Total fuktighet er all fuktighet som kan fjernes ved hjelp av aggressiv tørking. Dette skjer ved 150 °C i vakuum eller nitrogenatmosfære.

-Overflate fuktighet som er fremmed/tilført fuktighet, og opptrer ikke naturlig i kullet. Denne kan fjernes ved oppvarming til 40 °C, som betegnes som lufttørking ved lav temperatur. Dette er det første stadiet av enhver analyse, og fuktigheten som gjenstår er kjent som lufttørket fuktighet.

-Lufttørket fuktighet som er restene etter at tørkingen ved lav temperatur er gjennomført og som kan fjernes ved aggressiv tørking.

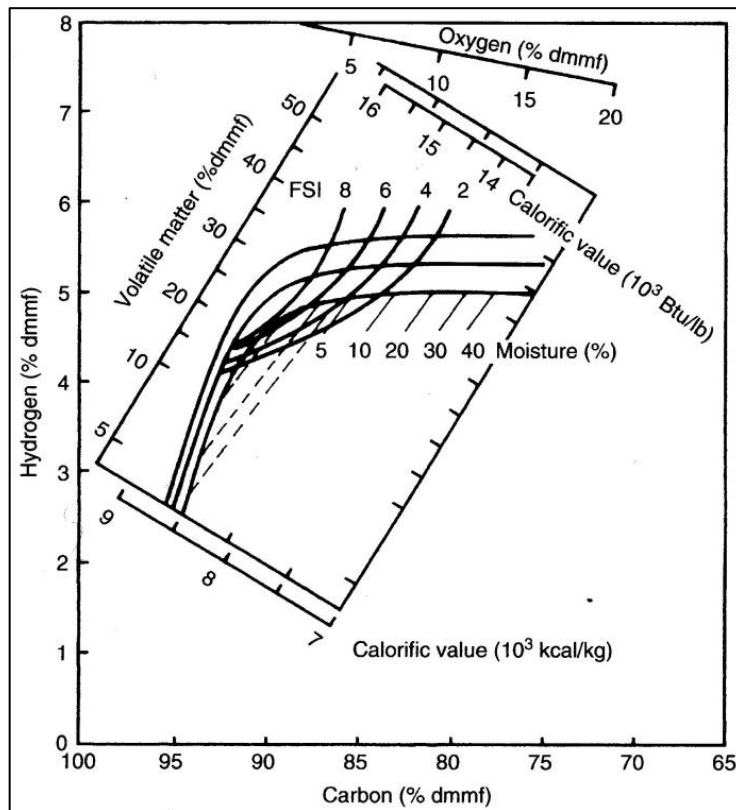
Fuktigheten tar opp energi under forbrenningen, skaper problemer under transport og lagring, og er dermed uønsket. Samtidig tilføres fuktighet under produksjonen og transporten for å forhindre/begrense støvproblemet. Asken til kullet er det uorganiske materialet som gjenstår etter forbrenningen. Dette er mindre enn mineralinnholdet og dermed ikke ekvivalent med det uorganiske innholdet til kullet, men representerer mengden mineralsk materiale etter at de flyktige bestanddelene som CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> og H<sub>2</sub>O er drevet ut av mineralforbindelsene i karbonatene, sulfidene og leirmaterialet. I energikull fører et høyt askeinnhold til at brennverdien reduseres, og askegrensen til pulverisert kraftverkskull går ved ca. 20 %. Koksproduksjon krever enda renere kull og en askeprosent over 10-15 % er lite ønskelig. Svovel i kullet fører til avrenning og forurensning i atmosfæren ved forbrenningen, og i tillegg forårsaker svovelet korrosjon og groing i kraftverkskjelene. Analysene viser det endelige svovelinnholdet, dette er bygd opp av de tre forskjellige måtene svovelet oppstår på:

-Organisk svovel som ligger i de organiske forbindelsene til kullet.

-Svovel i form av pyritt.

-Sulfatmineraler, vanligvis vannholdig jern eller kalsiumsulfater. Disse er produsert ved oksydasjon av den sulfidholdige fraksjonen til kullet.

Det totale svovelinnholdet til kraftverkskull bør ikke overstige 0,8-1,0 %, men det høyeste nivået vil være bestemt av de lokale forurensningslovene. I sementindustrien kan det tillates et svovelinnhold opp til 2 %, mens det i koksproduksjonen ikke kan overstige 0,8 % da høyere verdier kan påvirke stålproduksjonen. Alle disse tallene er basert på lufttørket kull (Thomas, 2002). Foredling av kullet kan redusere svovelandelen i det uorganiske materialet, men ikke i det organiske. Svovel i form av pyritt kan knyttes til spontane forbrenninger. For å vite om kullet kan renses, er det derfor svært viktig å vite hvor svovelet befinner seg. Flyktige bestanddeler representerer komponentene i kullet som frigjøres under oppvarming ved fravær av oksygen. Dette er en miks av korte og lange hydrokarbonkjeder, aromatiske hydrokarboner og noe svovel. Unntatt fra dette er fuktigheten, H<sub>2</sub>O, som måles som et eget analyseresultat. For bedre å kunne se de hvordan de forskjellige kvalitetsparameterne samvirker, er dette satt sammen til en figur, se *Figur 9* nedenfor. Generelt er kull med et høyt innhold av flyktige bestanddeler svært reaktivt og lett antenkelig, men økende innkullingsgrad fører til at de flyktige bestanddelene avtar. Tilsvarende er kull med et lavt innhold av de flyktige bestanddelene vanskelig å antenne, og dette kullet benyttes i produksjonen av metallurgisk koks.

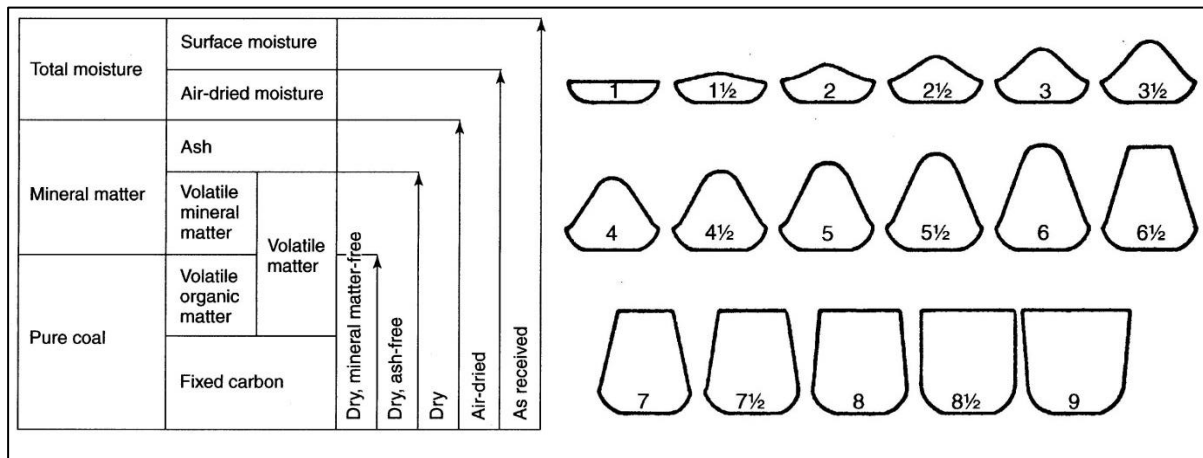


Figur 9: Figuren viser Seylor's kullkart, og viser forholdet mellom elementære komposisjoner som H, C og O, flyktige bestanddeler, fuktighetsinnhold, brennverdi og FSI, etter (Thomas, 2002).

Etersom karboninnholdet går opp og hydrogennivået ned, minker de flyktige bestanddelene. Da inertnitt har det laveste H/C innholdet, har disse maceralene også de laveste flyktige bestanddelene. Motsatt, liptinnitt har det høyeste H/C innholdet og dermed også de høyeste flyktige bestanddelene. Vitrinnitt ligger mellom disse to. Fosfor kan forefinnes i kull, og da ofte i forbindelse med mineralet apatitt. Koks til bruk i den metallurgiske industrien kan ikke inneholde mere enn 0,1 % fosfor, ellers vil det gjøre stålet sprøtt. I kraftverkskjelene kan fosfor forårsake groing og forurensning. Brennverdien til kullet er avhengig av innkullingsgraden og det uorganiske innholdet. Brennverdien måles i mange forskjellige enheter der SNSG bruker kcal/kg.

Free Swelling Indeks (FSI) er et mål på økningen i volumet til kullet når det blir varmet opp under fravær av luft. Analysen er viktig for og avgjøre om kullet egner seg til koksproduksjon og forbrenning. Kullet blir da varmet opp til en viss temperatur en viss tid inntil alle de flyktige bestanddelene er fordrevet, og en liten kullrest gjenstår. Formen på denne kullresten blir da sammenlignet med en standardisert profiler, se Figur 10 under, og sier da noe om svulleegenskapene til kullet. FSI-verdiene 0-2 er ikke egnet til koksproduksjon, og ved FSI

over 8 vil kullresten være så svak at den ikke vil tåle vekten av den overliggende koksen. Dermed må disse kullene blandes ut sammen med koks med en litt lavere FSI-verdi.



Figur 10: Figuren til venstre viser hvordan de forskjellige fuktighetsterminologiene blir bestemt. I litteraturen og i forskjellige land benyttes forskjellig terminologi ved beskrivelsen av fuktigheten. Til høyre karakteristiske profiler av "kokskakene" som dannes under oppvarming i fravær av luft. FSI kommer frem med forskjellige verdier etter utseende til profilet, etter (Thomas, 2002).

## 2.3 Brytningsmetoder

SNSG har opp gjennom årene brukt flere forskjellige drivemetoder i sine kullgruver, men i dagens mekaniserte gruver benyttes bare to metoder. Dette er Rom & Pilar (R&P) og Longwall strossedrift. Disse beskrives nærmere nedenfor. Utvinningen av kull i en kullgruve består av flere faser. Da oppfaring i stein er tidkrevende og kostbart, legges om mulig alle stollene i kullfløtsen. Dette medfører raskere oppfaring og genererer samtidig inntekter fra kullet. I den første fasen etableres hovedinfrastrukturen i gruva med transport-, belte og returluftstoller. Dette er tidkrevende og kostbare oppfarringsarbeider der hengen og sidepallene blir sikret godt for en langvarig bruk. Så snart denne etableringen er kommet langt nok, strebes det etter å starte selve produksjonen raskest mulig. Dette gjøres ved å etablere driftstverslag ut fra hovedstollsystemet der selve kullproduksjonen foregår. Også her sikres hengen med bolter, og avhengig av høyden på stollene sikres også sidepallene. Disse områdene er dog ikke beregnet for langtidsstabilitet. Utformingen av disse varierer litt med henblikk på hvilken av de to produksjonsmetodene som velges.

### 2.3.1 Rom & Pilar

Denne metoden går kort ut på at det overliggende fjellet holdes oppe ved hjelp av pilarer som settes igjen etter et på forhånd fastsatt mønster. Først blir det ut ifra et allerede eksisterende belteanlegg vinkelrett drevet 3 til 5 stoller som er 6 m brede. Disse er av en lengde på 150-200 m, avhengig av lengden på kabler og mulighetene for etterflytting av strømskap og rørgater.

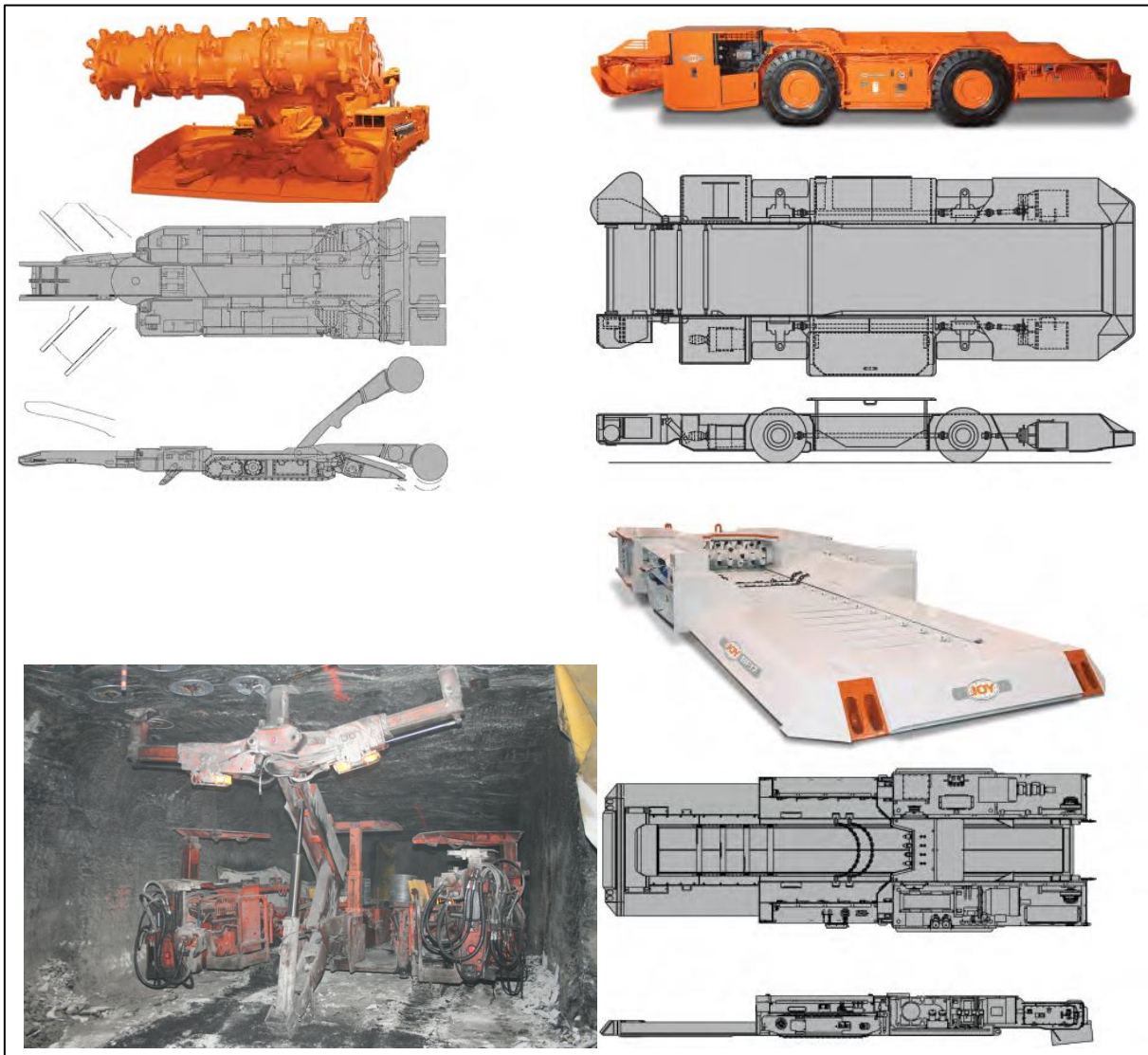


En viktig vurdering her er at desto lengre disse stollene er, desto lengre tid tar det å frakte kullet fra produksjonsstufen til materen. Utformingen av dette stollsystemet kan variere etter geologi og mektighet. Et eksempel er at senter-senter avstanden mellom disse stollene er ca. 30 m, og for hver 30 m blir det åpnet et tverslag mellom stollene. Pilarene får da en størrelse på ca. 24x24 m. Om ønskelig kan lengden på pilarene være litt lengre, dette medfører da flere splitt i hver pilar under tilbaketrekkingen. Ved planleggingen av driftsområdet etterstrebes en layout som gir minst mulig sikring samtidig som uttaket er høyt. Maskinutrustningen til denne drivemetoden består av en Continuous Miner (CM) som graver løs kullet, to eller tre Shuttlecarer som transporterer kullet fra CM' en til materen, en eller to Fletcher bolterigger som sikrer hengen og en mater som laster kullet over på transportbeltet, se *Figur 11* under. Hele denne utrustningen blir drevet av elektrisitet gjennom strømkabler. Bolteriggen og shuttlecarene har automatisk oppspoling og utlegging av strømkabelen, mens kabelen til CM' en og materen dras etter maskinen.

Ved hjelp av en fjernstyring frigjør CM operatøren ved hjelp av fire delsliss en inntil 15 m lang og 6 m bred hengflate. Deretter blir maskinen flyttet til et nytt angrepspunkt. De frigjorte kullene blir suksessivt lastet over i shuttlecarene som kjører kullet bort til materen der kullet blir lastet over på beltetransportøren og fraktet ut av gruva. Deretter blir bolteriggen kjørt inn og hengen suksessivt sikret med limte kamstålbolter. Avhengig av høyden på kullgangen og styrken til det overliggende berget, er disse boltene fra 0,9 m til 2,4 m. Ved stollhøyder over ca. 2-2,5 m sikres også sidepallene med glassfiberbolter påmontert store treplater. Stålbolter må her unngås slik at ikke salgsproduktet blir forurenset. Ved jevne mellomrom monteres Tell-Tales, et enkelt instrument som viser en eventuell separasjon i hengen. På denne foretas to avlesninger, der den ene måler en eventuell separasjon i hengen i den nederste 1,5 m og den andre måler separasjon i hele hull-lengden som kan være opptil 5 m.

Stoffen ventileres ved hjelp av hoved- og hjelpeventilasjonen slik at farlig metangass, CO, CO<sub>2</sub> og kullstøv konsekvent blir tynnet ut og fraktet ut av gruva. Når stollene har nådd ønsket lengde, blir overflødig utstyr som for eksempel bolterigg fraktet vekk og splittingen av pilarene starter. I pilarene kuttet 6 m brede og inntil 15 m lange kutt, også kalt splitt, og mellom disse kuttene settes det igjen mindre pilarer på 4 m bredde. Da det etterpå ikke skal være noen ferdsel i de splittede områdene, blir disse slissene ikke sikret med bolter. Dette er både tid og kostnadsbesparende, og selvfølgelig sikkerhetsmessig forsvarlig. Splittingen starter i de innerste områdene i en på forhånd fastlagt rekkefølge slik at personer og utstyr aldri befinner seg inne i eller innenfor et splittet område. I den innerste stollen mot rasområdet

tas splittene suksessivt på begge sider av stollen langs en pilar før utrustningen flyttes til nabostollen og prosedyren gjentas. Det ferdigsplittede og forlatte området sperres tilslutt fysisk av slik at ingen uforvarende skal forville seg inn i området. Avhengig av den vertikale og horisontale spenningen, kan de små gjenværende pilarene knuses. I tillegg kan disse spenningene føre til ras og nedfall av stein fra hengen. Dette kan føre til at nabopilarer må bære ekstra last, og splittemønsteret revurderes.



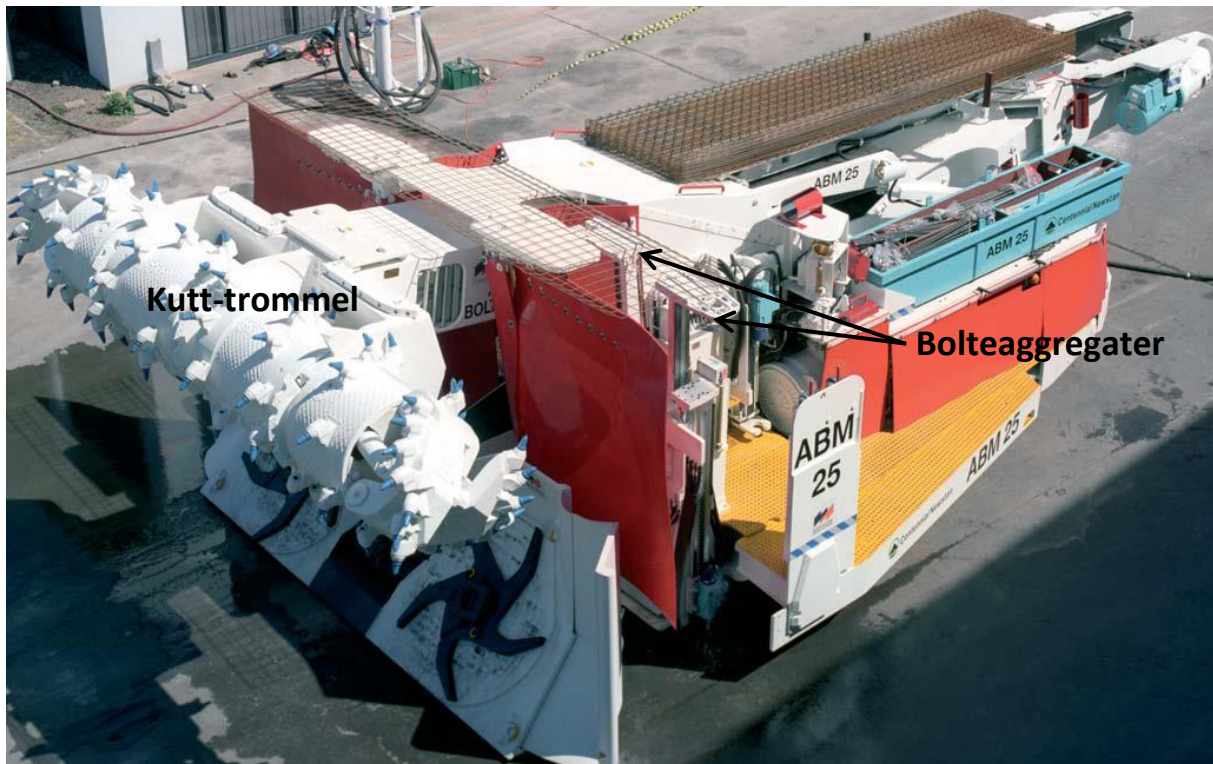
Figur 11: Figuren oppe til venstre viser en Continuous Miner fra Joy Machinery som benyttes i Gruve 7. Maskinene som benyttes i Svea Nord er litt høyere, men prinsipielt lik maskinen over. Kullet graves løs ved hjelp av trommelen fremme og lastes over på en shuttlecar i bakkant av maskinen. Oppe til høyre er et foto av en slik shuttlecar fra Joy. Kullet lastes på shuttlecaren på høyre side og lastes av på venstre side ved hjelp av en conveyerkjede. Dette skjer i materen som er vist nede til høyre, i dette tilfellet en mater fra Joy. Nede til venstre er det et foto av en hengbolterigg fra J. H. Fletcher & Co. Som midlertidig sikring for operatørene settes en TRS opp mot hengflaten inntil boltene er innsatt. Denne bolteriggen kan også benyttes til sikring av sidepallene. Bolteriggen er her fotografert forfra. Det hvite på bildet er kalksteinsmel som er spredd i stollen som beskyttelse mot brann og kullstøveksplasjon, etter (Joy, 2012) og (Fletcher, 2012).

Eksempel på splittemønster fra Gruve 7 ligger i *Figur 139* i vedleggslista. Ved at det splittes på begge sidene av en pilar, blir det hull gjennom pilaren slik at ventilasjonen kan trenge gjennom. Dermed unngås lange blindstoller, noe som er fordelaktig for sikkerheten og arbeidsmiljøet. Når det oppfarte området er ferdig splittet, utføres samme prosedyre på den andre siden av belteanlegget. Deretter forkortes beltestrukturen, og syklusen starter på nytt på den første siden. Hele området der splittingen har foregått, defineres da som et rasområde der all ferdsel er forbudt. Et realistisk uttak ved denne metoden er opp mot 70 % av kullet in situ. Overskrides denne prosenten vesentlig, kan det forventes stabilitetsproblemer. En stor fordel med denne metoden er fleksibiliteten og at produksjonen kan starte umiddelbart etter at oppfaringen er ferdig. Dette fordi at det samme utstyret som brukes til oppfaringen, også benyttes til produksjonen. I en alternativ metode her kan det også benyttes hydrauliske selvgående stempler. Disse har beltedrift og holder fjellet i stollen oppe inntil slisset er ferdig kuttet, og stemplene ved hjelp av fjernstyring kan kjøres frem. Det blir ved denne metoden ikke satt igjen noen pilarer for å holde fjellet oppe, og slissene tas bare på den ene siden av stollen. Bredden på pilarene er ved denne metoden redusert til ca. 15 m slik at det oppnås gjennomslag for hvert sliss. SNSG har ingen erfaring med en slik drivemetode.

### **2.3.2 Longwall**

Ved denne metoden etableres det stoller rundt et stort rektangulært område, kalt strossepanel. Dette er omfattende oppfarringsarbeider som ofte tar ett år. For å få en effektiv og økonomisk drift, bør dette området være minst 250 m bredt og 2000-3000 m langt. Til selve oppfaringen benyttes CM eller Miner Bolter 670 (tidligere kalt Alpine Bolt Miner, ABM 25), se *Figur 12* under. På sidene og i baken av strossepanelene drives to parallelle stoller med en senteravstand av 50 m. Mellom disse stollene tas det normalt for hver 120 m tverslag slik at det blir forbindelse mellom stollene for ventilasjon, kjøring og transport av utstyr. Forskjellen på disse to oppfarringsmaskinene er at CM' en bare kutter ut kullene før en ny maskin flyttes inn og sikrer den frigjorte hengflaten og sidepallene, mens ABM' en sikrer stollen samtidig som kullet tas ut. Ved CM drift benyttes blåsende hjelpeventilasjon til å tynne ut den forurensede luften på stoff, mens ved ABM drift benyttes det sugende hjelpeventilasjon. Da den forurensede luften på denne måten blir sugd inn i store spiralslanger, forbedrer dette arbeidsforholdene vesentlig for personellet på stoff. En bakdel er at fremdriften stopper helt hvis det oppstår problemer med en komponent på maskinen. Ventilasjonsarbeidet er også mere arbeidskrevende. Etter at det rektangulære strossepanelet er ferdig oppfart, monteres ei

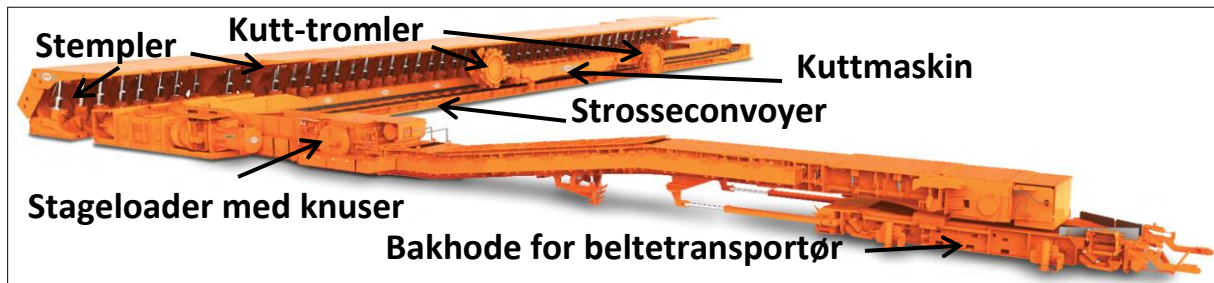
ca. 6500 tonn tung strosseutrustning i den innerste tverrstollen slik at avbyggingen av strossepanelene blir tilbaketrekkende, der området bak strossa går i ras.



**Figur 12: ABM 25 som i dag benyttes i Svea Nord. Kullet graves ut av trommelen i forkant og lastes over i en shuttlecar i bakkant. Kraftige sylindre låser fast maskinen fast mellom heng og ligg, disse virker da samtidig som en midlertidig sikring av hegen inntil denne er sikret ved hjelp av limte bolter og netting. Ved hjelp av fire bolteaggregater sikres hengen og sidepallene samtidig som kuttingen foregår. Selve kutthodet kan via to kraftige sylindre presses horisontalt inn i stuffen når maskinen står i ro. Dermed kan kullet frigjøres samtidig som sikringen utføres, etter (Voest-Alpine Bergtechnik, 2012).**

Utrustningen består av ca. 150 hydrauliske stålstempler som skal holde fjellet oppe og sikrer personellet som jobber på strossa. Til hvert stempel er det i forkant montert en convoyerpanne som sammen med de andre pannene utgjør en strosseconvoyer. Oppe på denne convoyeren kjører en kuttmaskin med en trommel i hver ende. Disse tromlene graver ut 0,8 m bredde av kullet fra stuffen som deretter ramler ned på strosseconvoyeren. Convoyeren frakter ved hjelp av kjettinger og medbringere kullet ut av strossa og over i en stagelader. I stageladeren er det montert en slagknuser som knuser ned kullet før det lastes over på beltetransportøren, se *Figur 13* under. Så snart kuttmaskinen har passert et stempel, flyttes dette stempelet automatisk frem. Litt lengre bakenfor kuttmaskinen skyves deretter strosseconvoyeren automatisk frem 0,8 m slik at utrustningen er klar for et nytt kutt. Dette kan også gjøres manuelt av en operatør. Elektrisitet, hydraulikk og vannslanger føres via trinser langs en enskinnebane opp

fra energitøget og inn på strossa til de forskjellige komponentene. Ettersom strossefronten avanserer fremover, danner kablene og slangene store bukter på en enskinnebane. Når buktene er sammenkjørt, kobles kabler og slanger fra enskinnebanen og trafo, elektrisitetskap og pumper flyttes nedover et tverslag før de tilkobles igjen.



**Figur 13:** Figuren viser en strosseutrustning med stageloaderen i forkant midt på bildet. Til høyre vises omlastingspunktet mellom stageloaderen og beltetransportøren (beltet er ikke vist). Øverst på bilde ligger strosseconvoyeren der kuttmaskinen kjører frem og tilbake på. Kuttmaskinen med de to tromlene er vist midt på bildet. Lengst bak vises stemplene som holder fjellet oppe inntil utrustningen har passert området. På bildet er det bare vist ca. 25 av de normalt ca. 150 stemplene. Baken til strossa til høyre (tailgate), og pallen på strossa til venstre (maingate), etter (Joy, 2012).

Ved drift er bruk av longwall veldig effektiv med et høyt uttak på kort tid ved bruk av liten bemanning. Derimot så er montering og demontering av en strosseutrustning et omfattende arbeid som krever lang tid, mange store maskiner og forholdsvis høy bemanning. Kostnadene blir dermed høye. Et strosseflytt i Svea Nord koster i dag ca. 30-50 mill. kr, avhengig av hvor omfattende servicen til utstyret er. Det er ikke mulig å produsere noe kull i området under denne perioden. Derfor er det av avgjørende betydning at strossepanelene er lange slik at de kan være i drift over en lengre periode. Under flytting av utrustningen til et nytt område kreves det at utstyret repareres og overhales, noe som kan føre til ytterligere forsinkelser. Foruten om stemplene, som det erfaringsmessig er minst vedlikehold på, opererer derfor mange gruver med to strosseutrustninger slik at produksjonen kan gå mest mulig uavbrutt.

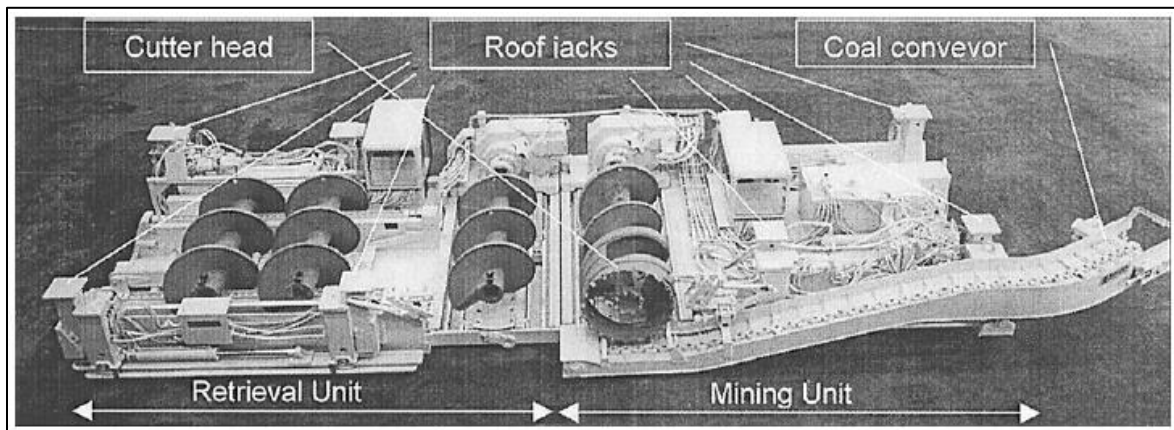
### 2.3.3 Auger mining

Denne brytningsmetoden foregår i sin helhet ute fra et sikret område, der en borkrone tilpasset fløtshøyden roteres innover langs kullfløtsen. Resultatet blir opptil ca. 2 m store runde stoller som er inntil ca. 150 m lange. Da hele prosessen er fjernstyrt og det ikke befinner seg folk inne på driften, blir heller ikke hengen og sidepallen sikret. Metoden brukes ofte i forbindelse med avslutningen av dagbrudd der det ikke lengre er lønnsomt å fjerne de overliggende massene. Langs randen av dagbruddet blir det da ved jevne mellomrom boret hull inn i kullfløtsen, se *Figur 14* nedenfor. Kullet fraktes ut av hullet ved hjelp av en skrue som stadig

blir forlenget etter hvert som hullet blir dypere. I tillegg brukes metoden på tynne fløtser som ellers ikke hadde vært lønnsomme og utvinne. Kapasiteten er sterkt avhengig av motorkraften til borhodet og skruen, stadig lengre hull krever større motorkraft. Diameteren til borhodet er også veldig viktig. Ettersom lengden til hullet øker, faller effektiviteten vesentlig, og cutoff vil variere etter hardheten og dermed kuttbarheten til kullet, type maskin og størrelsen på motorkraften, samt diameteren til borhodet.



Figur 14: Bildene viser augermining i et dagbrudd, maskinen til venstre er forholdsvis liten med en borhodediameter på ca. 1 m. Til høyre sees resultatet etter boringen, etter ("Coal mining and geology").

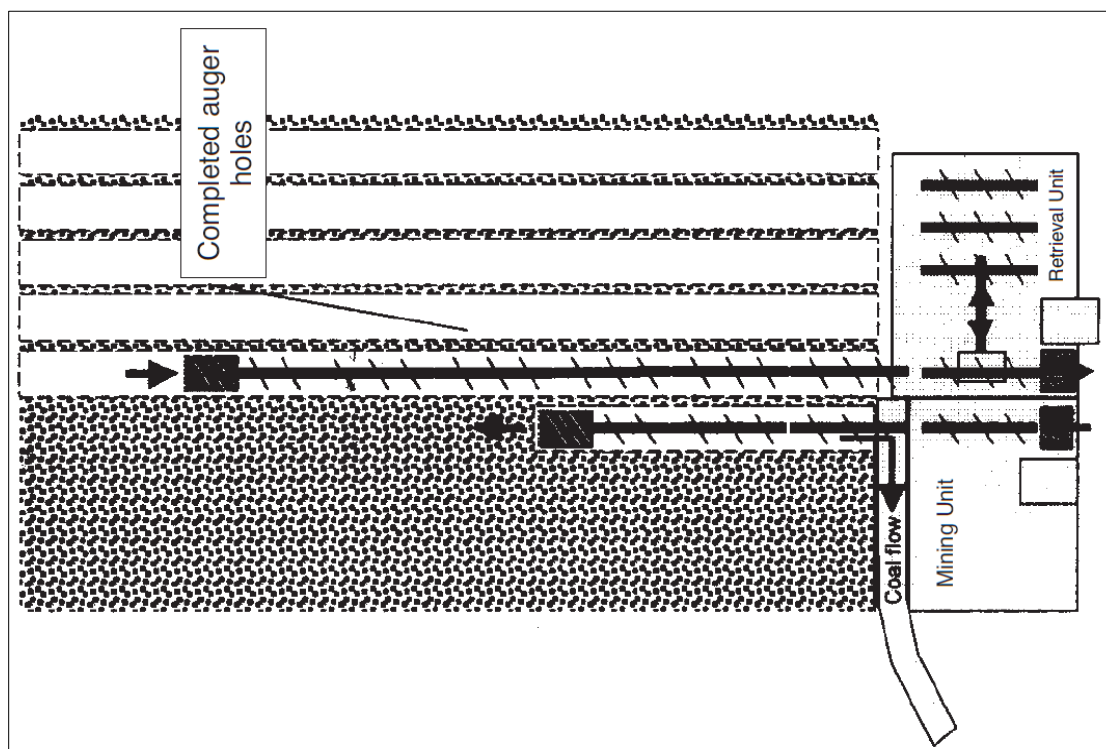


Figur 15: Bildet viser prototypen BryDet BUA 600 undergrunns auger maskin fra 2001. Maskinen er todelt der en unit borer hullene, og den andre uniten trekker skruen tilbake samtidig som et nytt hull bores. Utrustningen trekkes da sideveis inntil utdragerdelen kan kobles til. Dermed "lagres" skruene inne i det forrige hullet inntil de skal brukes i neste hull. Til høyre midt på bildet vises borhodet, og til venstre midt på bildet vises motoren som trekker skruen tilbake etter at hullet er ferdig boret. Denne maskinen er beregnet for bruk i inntil 80 m dype hull. Skisse på dette sees i Figur 16 nedenfor, etter (Follington et. Al., 2001).

De senere årene har motorkraften økt til over 2000 hp og dermed har også lengden til hullene økt til over 200 m. Effektiviteten har da i korte hull kommet opp i over 2000 tonn/skift.

Underjords drift ved hjelp av denne metoden har tradisjonelt vært lite benyttet på grunn av dårlig lønnsomhet. I de siste årene har det imidlertid blitt utviklet nye maskiner for å utnytte ellers ulønnsomme ressurser. Prinsippet er det samme som ved dagbrudds brytning, men her er maskinene lavere og kortere, se *Figur 15* over og *Figur 16* under. Da metoden benyttes i allerede eksisterende stoller, slipper gruvene og investere i kostbart oppfangersutstyr som CM og bolterigger.

Da det i prinsippet er vanskelig å styre borhodet, er metoden avhengig av jevne fløtser. Borhodet vil i all hovedsak ta den letteste veien, som i de fleste tilfeller er kullfløtzen. Det er veldig viktig at kutthodet har skarpe tenner, og at disse ikke er skjevt slitt rundt borhodet. Borhodet vil i så fall kunne komme ut av ønsket retning. Sideveis vil det imidlertid være dårlig retningskontroll, noe som forverres ved stadig lengre hull. Metoden vil ikke kunne benyttes ved høye bergspenninger da borhodet og skruen kan skvises fast.



**Figur 16: Prinsippskisse over underjords augermining. Samtidig som tilbaketrekking og demontering av skruen i et ferdig boret hull foregår, forflyttes maskinen sideveis og starter boringen til et nytt hull. Kullet fraktes videre med shuttlecarer eller ved hjelp av et take-up system direkte over på beltet, etter (Follington et. Al., 2001).**

## 2.4 Bergspenninger og bergmekanikk

På grunn av den overliggende vekten til bergartene settes det opp vertikalspenninger  $\sigma_v$  inne i fjellet, der:

$$\sigma_v = \rho \times g \times h$$

Her er  $\rho$  = de overliggende bergartenes midlere romvekt,  $g$  = tyngdens akselerasjon i  $m/s^2$  og  $h$  = dybden fra overflaten. Det må her tas hensyn til hvilke bergarter som ligger over, for eksempel is. Etter hvert som en beveger seg nedover i berggrunnen vil vertikalspenningen sette opp en horisontalspenning  $\sigma_h$  i horisontalplanet. Denne spenningsoppbyggingen kommer av at tverrutvidelsen blir forhindret av de omkringliggende bergartene. For å bestemme  $\sigma_h$  tar man utgangspunkt i Hooke's lov om treakset spenningstilstand og referert til et aksesystem  $x$ ,  $y$ ,  $z$ :

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E} (\sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z))$$

der  $\nu$  = Poissons forhold og  $E$  = elastitetsmodulen. Ved å sette  $z$ -aksen vertikal, kan følgende utledes:

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_h \text{ og } \sigma_z = \sigma_v$$

Dette settes deretter inn i Hooke's lov ovenfor

$$\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0 = \frac{1}{E} (\sigma_h - \nu(\sigma_h + \sigma_v))$$

Løser dette med hensyn på  $\sigma_h$

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1 - \nu} \times \sigma_v$$

Dette viser at den horisontalspenningen som blir generert gravitativt er avhengig av Poissons forhold. Mange sedimentære bergarter har Poissons forhold på ca. 0,25, som gir at horisontalspenningen er ca. 1/3 av vertikalspenningen (Myrvang, 2001). Dette vil si at også horisontalspenningene øker med dypet. Lokal og regional topografi innvirker sterkt på spenningsbildet, der spenningene ofte er utløst i fjelltopper og konsentreres i dalbunner. Når materialet blir fjernet inne i fjellet, i for eksempel bergrom og stoller i en gruve, må disse spenningene omlagres til et annet sted. I praksis skjer dette ved at spenningene blir ført rundt bergrommet ut til sidene der det da oppstår en konsentrering av spenningene. Avhengig av



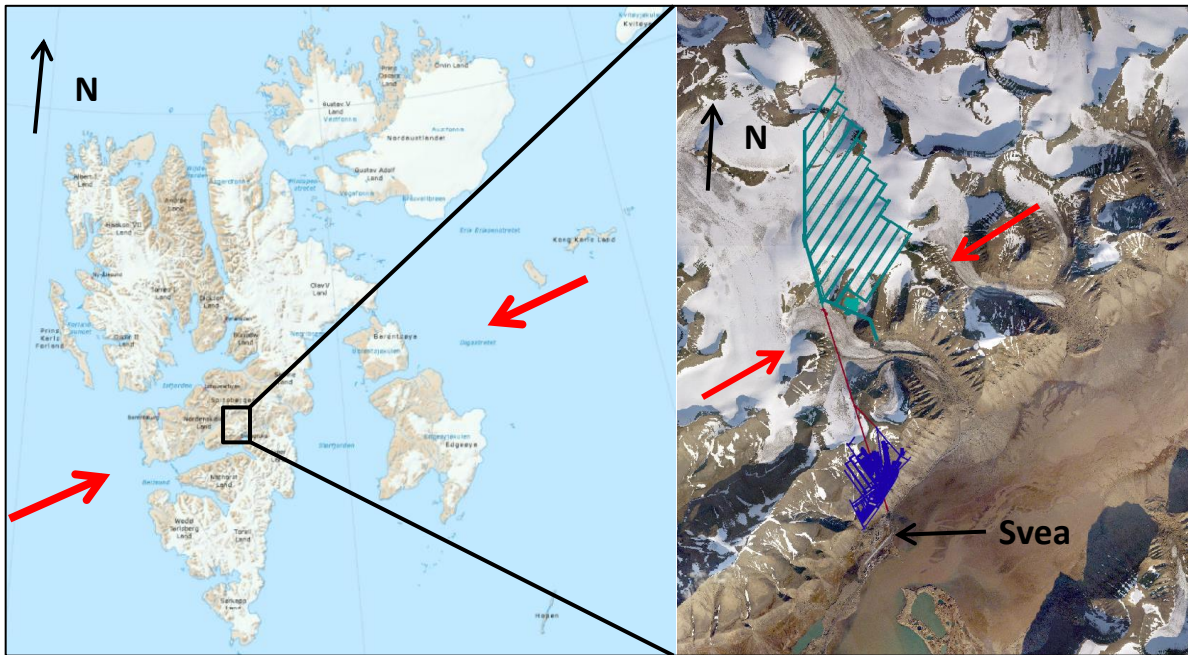
spenningsbildet og bergartenes styrke, må derfor disse partiene sikres med bergforsterkning. Målinger fra SINTEF viser imidlertid at horisontalspenningene er større i Svea Nord gruva enn vertikalspenningene, se *Tabell 3* nedenfor. Årsaken til dette ligger i at spredningen mellom Grønland og Svalbard enda ikke har stoppet opp, noe som fører til store horisontalspenninger i NØ-SV retning, se *Figur 17* under.

**Tabell 3: Oversikt over spenninger i Svea Nord.  $\sigma_2=\sigma_v$ =teoretisk vertikalspenning på grunn av overdekningen,  $\sigma_1$ =største horisontalspenning, og  $\sigma_3$ =minste horisontal-spenning. Horisontalspenningene er summen av tektonisk spenning og spenningen påført på grunn av vekten til de overliggende sedimentene, etter (Sintef, 2000, 2004 og 2007).**

Årstall	Sted	Resultat	Spenningsretning
2000	Krysset H1/H2 350 m overdekning	$\sigma_1=16-17$ MPa $\sigma_2=8-12$ MPa $\sigma_3= 4-9$ MPa	N055°-070°Ø Vertikal N145°-160°Ø
2000	H2 TV16 50 m overdekning	$\sigma_1=12-14,5$ MPa $\sigma_2=8-13$ MPa $\sigma_3= 1-2$ MPa	N065°-090°Ø Vertikal N155°-180°Ø
2004	H3B TV48 380 m overdekning	$\sigma_1=15$ MPa $\sigma_2=9,8$ MPa $\sigma_3= 0$ MPa	N072°Ø Vertikal N162°Ø
2004	CT4 TV22 340 m overdekning	$\sigma_1=30$ MPa $\sigma_2=8,6$ MPa $\sigma_3= 10$ MPa	N047°Ø Vertikal N137°Ø
2007	H4 TV 61 335 m overdekning	$\sigma_1=15$ MPa $\sigma_2=8,2$ MPa $\sigma_3= 4$ MPa	N067°Ø Vertikal N157°Ø
2007	CT8 TV 20 95 m overdekning	$\sigma_1=17$ MPa $\sigma_2=2,3$ MPa $\sigma_3= 11$ MPa	N070°Ø Vertikal N160°Ø

Dette fører til at oppkonsentrasjonen av spenninger blir størst i hengen og liggen, der hengen vil brytes ned og liggen presses opp. Derfor sikres hengen med stålmatter og bolter. For å unngå utrasing av kull og mellomstein, sikres i tillegg sidepallene med fibernett og glassfiberbolter. Dette er spesielt viktig i områder med mellomstein der overgangen mellom

kull og mellomsteinen er en diskontinuitetsflate. Driftsavdelingen har i forbindelse med sikringen av stollene fått utarbeidet profiler over den umiddelbare hengen forskjellige plasser i gruva. Fokuset til disse profilene var rent driftstekniske, og utgjorde hovedgrunnlaget for beregningen av boltemønster og boltelengde. Fokuset lå på RQD, overliggende kullfløtser og bentonittlag, altså fokus på noen av de samme parameterne som denne oppgaven. I tillegg hadde gruveavdelingen fått utført styrketester til forskjellige bergarter fire steder i gruva. Også disse målingene ble der det var naturlig vektlagt under beregningene.



Figur 17: Til venstre oversiktsbilde over det regionale spenningsbilde på Svalbard forårsaket av spredningen mellom Svalbard og Grønland. Rektangel viser utsnittet til høyre som er et mere detaljert kart over Sveaområdet med Svea Vest gruva nederst i blått, tunnelen opp til Svea Nord i rødt og Svea Nord i grønt. De røde pilene viser største horisontalspenning, etter (til venstre Norsk Polarinstittutt, 2013 og til høyre SNSG, 2013).

## 2.5 Data og informasjonsinnsamling

Moderne gruve drift krever i dag god kunnskap over geologien i en forekomst. Forskjellige vitenskapelige metoder ble derfor benyttet under innsamlingen av data til oppgaven, og teorien til disse er nærmere beskrevet nedenfor.

### 2.5.1 Kjerneboring

Tradisjonelt har det meste av kullprospekteringen på Svalbard blitt foretatt ved avdekninger i fjellsideene der løsmassene ble fjernet i området hvor det fantes indikasjoner på kull. Dette arbeidet skjedde ved graving for hånd og til dels sprenging. Fløtstykkelsen ble målt og prøver tatt med for analyse. Ved interessante funn og der det var mulig, kunne korte undersøkelsesstoller bli drevet. Dette var en enkel og billig undersøkelsesmetode som var god

nok der gruvene lå som perler på en snor langs Longyeardalen og Adventdalen. Overforholdsvis korte avstander var det små variasjoner i kvaliteten og kvantiteten til kullet. Etter hvert som leteaktiviteten utvidet seg og økonomikravene ble større, kom det også større krav til kunnskapen om kullfeltene. Utbygging og etablering av nye gruver var kostbare, og selskapet måtte forsikre seg om at mektigheten, kvaliteten og utbredelsen av nye gruvefelt var høye nok til at investeringen kunne forsvares. Ved innføringen av Svalbardmiljøloven i 2002, kom det nye regler for inngrep i naturen. Strengere, og til dels umulige krav til utførelsen av avdekkingsarbeidet ble innført. Søknad med detaljerte planer om utførelse av arbeidet og tilbakeføring av området må nå sendes Sysselmannen. Som et eksempel så må nå all jord og stein som blir flyttet på under avdekkingen så langt det er mulig legges tilbake på sin opprinnelige plass. Behovet for en avdekking må også begrunnes nøye. Disse nye bestemmelsene har ført til at SNSG nå i all hovedsak har gått vekk fra praksisen med avdekkinger, og bare foretar kjerneboringer på snødekt mark. Et annet argument til denne avgjørelsen er det faktum at en borekjerne gir bedre informasjon om den uberørte berggrunnen. Dagfjellet er som kjent påvirket av erosjon, glidninger og kjemisk påvirkning, noe som fører til at den innsamlede informasjonen kan være misvisende. Men selvsagt, kjerneboring er mye dyrere enn små avdekninger (SNSK, 1991). SNSG har også forsøkt å bruke georadar for å innhente opplysninger om fjell/bre kontakten for dermed lettere å kunne finne utgående fløts og fjelloverflaten. Denne viste seg imidlertid å være vanskelig og oppdage, og metoden benyttes ikke i dag.

Ved kjerneboring brukes en hul borstang der noe av fjellet glir opp gjennom kronen og inn i borerøret bak. Borkronen er besatt av diamanter for lettere å kunne bore gjennom harde bergarter. Deretter blir steinkjernen, som måler 42 mm, løftet suksessivt ut av hullet og plassert i 1 m lange trekasser for siden og bli fraktet til loggeplassen i Endalen. På hver kasse blir dybden til kjernene påskrevet med tusj. For å ha god kontroll på hvor i stratigrafien kjernen er tatt, foretar geologen imidlertid en første grovlogging på boreplassen, se *Figur 18* under. Boringen foregår gjennom isbre, morene og permafrost, noe som medfører stor fare for at borestrengen setter seg fast. Erfaringsmessig oppstår de største problemene der istykkelsen er over 100 m, det vil si der isen forflytter seg i forhold til den underliggende fjellgrunnen. Kjerneboring på Svalbard innebærer større klimatiske utfordringer enn på fastlandet, ikke bare for selve boringen, men også for logistikken. Svea Nord gruva ligger hovedsakelig under isbreer, og bare helt mot sørvest ender kullfløtsen ut mot en fjellside. Denne fjellsiden er for det meste dekket av løsmasser slik at selve kullfløtsen ikke er tilgjengelig.



**Figur 18:** Bildet viser boreplassen, her på Lunckefjell. Boreriggen er plassert inne i den blå brakken, oppholdsrom og lager i de grønne. De 6 m lange borstengene står oppreist ved siden av boretårnet. Dampen fra snøtiningen sees tydelig i forkant av de grønne brakkene. Transporten foregår ved hjelp av snøscooter, tråkkemaskin og helikopter. H. Velve, 2007.

Kjerneboringen ble frem til 1994 utført i egen regi av SNSK, men siden gjenopptakelsen av boreprogrammet i 2002 er arbeidet blitt utført av eksterne firma. Først av Leonard Nilsen og Sønner A/S, senere av Artic Drilling A/S. Det bores ofte på vanskelig tilgjengelige steder der det bare er mulig å benytte helikopter til frakt av personell og utstyr. På grunn av kostnadene og miljøaspektet så etterstreber imidlertid selskapet å benytte mest mulig tråkkemaskin og snøscooter (SNSK, 1991). I 1984 startet de første boringene etter et nytt kullfelt mellom Svea og Reindalen. De høye mektighetene i sveafløtsen, samt tidligere kullavdekninger i fjellsidene mot Reindalen, indikerte at det kunne ligge et større kullfelt i området. Sentralfeltet, nå Svea Nord, ble funnet i 1986, og boringen fortsatte i første omgang til i 1993. Median-avstanden mellom alle disse hullene ble av Stenvold (2000) beregnet til 630 meter. I forbindelse med planleggingen av utvinningen av randsonen ble boringen gjenopptatt i 2010. Denne boringen fortsetter også i 2013.

### **2.5.2 Slissprøver**

Slissprøver er prøver som tas for hver 50. m i alle stollsystemene i gruva. Hensikten med innhenting av prøvene, er at markedsavdelingen skal holde kontroll på hvilken kullkvalitet som til enhver tid kommer ut av gruva. I tillegg måles mektigheten på kullfløtsen og eventuell mellomstein. Prøvetakingen foregår ved at det blir skjært et fem cm bredt sliss langs sidepallen helt fra hengen ned til liggen. Prøvematerialet fra dette slisset blir suksessivt fanget opp. Alt etter om det eksisterer mellomstein eller liggskeer på prøvestedet, blir slisset oppdelt i flere deler. A-prøven er bestandig den øverste kullfløtsen, deretter kommer B-prøven som er

mellomsteinen. C-prøven er fløts nr 2 regnet fra hengen, mens D-prøven bestandig er liggskifer. Hvis kullfløtsen inneholder ytterlige lag med mellomstein og kull, får disse benevningene E-prøve og F-prøve (K. Sørensen, 2012, pers komm). Foruten en meterangivelse fra et punkt, blir ikke disse prøvestedene nærmere stedfestet. Prøvene blir pakket hver for seg og sendt til SNSGs laboratorium for videre analyse der prøvene analyseres for aske-, svovel- og fosforinnhold, flyktige bestanddeler, brennverdi og fri svelling indeks. Bare unntaksvis har kullet blitt sendt inn til ulike laboratorier for analyse av maceralinnhold. Dermed har selskapet en god indikasjon på kvantitet og kvalitet av produksjonen. Under strosseproduksjonen bruker selskapet prøvene som ble tatt under oppfaringen til å kvalifisere og kvantifisere produksjonen.

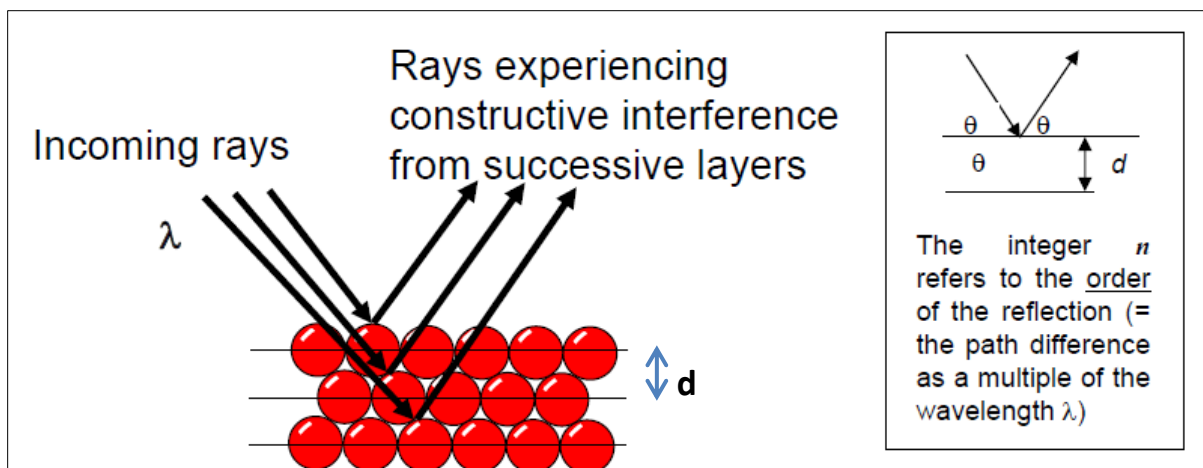
### 2.5.3 Tynnslip

Tynnslip er et 0,03 mm tykt stykke av et mineral eller av en bergart som limes fast på en glassplate. Ved en slik tykkelse blir de fleste bergartsdannende mineralene gjennomsiktige. Dermed blir det mulig å bestemme hvilke mineraler som er tilstede i bergarten ut ifra deres optiske egenskaper. Dette skjer i et polarisasjonsmikroskop som benytter gjennomlysning av tynnslipene. Under identifiseringsarbeidet av mineralene brukes forskjellige teknikker, og når de forskjellige mineralene og deres innbyrdes forhold er identifisert, bestemmes bergarten, se **Feil! Fant ikke referanseilden.** under vedlegg. Orienteringen til mineralene og deres tekstur kan også studeres og brukes i identifiseringen. Poleres tynnslipene kan de også brukes i mikroskop med reflektert lys, og dermed kan også opake mineraler gjenkjennes. Disse er som oftest malmer. Også i ekstremt finkornede bergarter kan det være nødvendig med reflektert lys fra polerte overflater for å kunne se et tydelig bilde av mineralene.

### 2.5.4 XRD

En XRD-maskin består av tre hoveddeler, røntgenrør, prøver som blir bestrålt og detektorer. Krystaller består av opptil 99,99 % tomrom, men samtidig finnes det mange forskjellige plan i krystallen. Derfor vil røntgenstråler kunne trenge langt ned i en krystall før strålen treffer disse planene. En XRD-analyse krever krystalline prøver med en plan overflate, og den foretar en kvalitativ og semi-kvantitativ analyse av prøvene. En ulempe er at den nedre deteksjonsgrensen er ikke like god som ved andre analysemetoder, og et mengdeinnhold på mindre enn 2000 ppm av et mineral blir kanskje ikke registrert. Da metoden bruker krystallgitteret i mineralet under identifiseringen, er det viktig at prøvene ikke blir for mye nedknust. Kornstørrelsen til prøvematerialet bør derfor være 5-10  $\mu\text{m}$ , og metoden kan ikke brukes på amorfe prøver. Metoden er sensitiv for hvordan prøvene blir preparert, og det er

meget viktig at en kyndig person tolker prøveresultatene. Fordelene er at analysemetoden er en ikke-destruktiv metode, der prøvematerialet senere kan benyttes til andre analyser. I tillegg er metoden nær unik i sin evne til å skille de forskjellige fasene. Selve analyseringen tar bare ca. en time, og er dermed en rask metode. I tillegg kommer tid til preparering av prøven og tolkningen av analyseresultatet. I en krystallin struktur ligger atomene i rommet på en regulær måte, likt et gitter. Dette kalles for Bravais gitter etter den franske fysikeren Auguste Bravais. Et krystallgitter er arrangert slik at det danner en serie av parallelle plan som er separert fra hverandre i en avstand  $d$ , som varierer i henhold til karakteren i materialet. I enhver krystall eksisterer det plan i forskjellige retninger med en egen spesifikk  $d$ -avstand, se *Figur 19* under. Resultatene kommer opp som et spekter på en datamaskin, og dermed kan de forskjellige mineralene identifiseres (Thornhill, 2011).



**Figur 19:** Figuren viser prinsippet bak diffraksjonen til røntgenstråler i et krystallgitter. De innkomne strålene blir reflektert ut igjen med samme vinkel, uavhengig av hvilket lag de treffer i krystallgitteret. En diffraktert stråle kan defineres ved at den er bygd opp av et stort antall spredte røntgenstråler som gjensidig forsterker hverandre. Forsterkningen oppstår når  $n\lambda = 2d \sin\theta$  der  $\lambda =$  bølgelengden til røntgenstrålen,  $d$  er avstanden mellom planene i krystallgitteret og  $\theta =$  vinkelen til den innkomne røntgenstrålen. Diffraksjonen krever at avstanden mellom atomlagene tilnærmet er lik bølgelengden til strålingen, og at avstanden i krystallgitteret er veldig regulært. Hvis ikke vinkelen til forekomsten tilfredsstiller Bragg' s lov, vil destruktiv interferens oppstå slik at det ikke blir refleksjon, etter (Thornhill, 2011).

XRD-maskinen sender røntgenstråler med en gitt vinkel ned i prøvematerialet. Strålene diffrakteres (reflekteres) fra prøvematerialet med samme vinkel som den kom inn med, og registreres av en reflektor som inneholder 192 detektorer. Antall plan som diffrakterer registreres av detektorene, og gir toppene som vises i spekteret til prøven. Høyden til toppene viser hvor mye som finnes av hvert enkelt mineral i prøven, og gis i prosent. Røntgenstrålene sendes inn med en vinkel fra  $3^\circ - 80^\circ$ , der intervallet mellom hver gang er  $0,02^\circ$ . Da hvert intervall tar 0,5 sekunder, bruker maskinen litt over en halv time på en analyse. Prosessen

gjentas imidlertid flere ganger der analyseresultatene legges over hverandre for å få en bedre kvalitet på analysen. Den amorfe delen av spekteret, som sees i bunnen av spekteret og varierer fra høyre til venstre, fjernes før identifiseringen. Dette fordi at den forstyrrer identifiseringen. Ved å sammenligne spekteret fra prøven med andre spektrere som er lagret i en database, er det mulig å identifisere mineralene. Det er mulig å foreta søk etter spesielle spektrere, for deretter å sammenligne disse med databasen. Imidlertid så må avgjørelsen om hva som er riktig spekter foregå ved prøving og feiling. Ved å benytte programmet Topas, kan de semi-kvantitative resultatene forbedres. Det er da nødvendig med sju tellinger hvor høyden på toppene er over halvparten av gjennomsnittlig høyde. Krystallplanene kan der endres, og kvantifiseringen blir dermed mere nøyaktig (Thornhill 2011). Da glimmer og leirmineralene ligger under  $10^\circ$ , kan disse være vanskelig å gjenkjenne. Deteksjonsgrensen ved en XRD-analyse ligger på ca. 1 % (Sørensen, 2013).

### **2.5.5 CMMR**

Coal Mine Roof Rating (CMRR) er et empirisk klassifiseringssystem for den umiddelbare hengen i en kullgruve, og ble introdusert i 1994. Systemet ble utviklet fordi erfaring viste at hengbergartene i en kullgruve kunne variere raskt og stort i komposisjon, utbredelse og styrke. Systemet fylte et langvarig behov til å kvantifisere geologisk beskrivelse av målbare kull-bergarter til en ingeniør-messig verdi som kunne benyttes til å designe en gruve. Ved å evaluere egenskapene til hengen i en kullgruve, for deretter å konvertere dem til en relativ styrke fra 0 – 100, ble det lettere å designe et drive- og sikringsmønster. Egenskapene som legges inn er kohesjon, frekvens av diskontinuiteter, Uniaxial Compressive Strength (UCS) og sensitiviteten for fuktighet. Ved bruk av enkle laboratorietester, observasjoner og felttester, kan CMRR lett kalkuleres av teknisk og operasjonspersonell med et minimum av trening (NIOSH, 2013). Selv om systemet opprinnelig ble designet til bruk i underjordsgruver, kan systemet fint benyttes sammen med borekjerner. Systemet benyttes i dag ved kalkulasjoner av pilarstørrelser, boltelengde og mengde, samt som input parametere i numeriske modelleringer. I motsetning til RMR-systemet og Q-systemet, fokuserer CMRR-systemet heller på den horisontale lagningen i stedet for sprekkeegenskapene. I og med at det er et tall, "unit rating", som kommer ut av kalkuleringene, muliggjør dette til en viss grad sammenligning av forskjellige gruver i forskjellige land (Calleja, 2006). Dog så eksisterer det ikke noen eksakte tall som beskriver god og dårlig heng, som regel settes de eksakte grensene i hver gruve ut i fra erfaring. CMRR er likevel et veldig godt system til å sammenligne ulike geologiske forhold som på tross av lignende geotekniske egenskaper, kan ha vesentlig forskjellig geologi.

SNSG har, basert på erfaring og bruk av borekjerner, utviklet sine egne tall for klassifiseringen.

Tabell 4 under viser unit rating for Lunckefjell-gruva basert på borekjerner.

**Tabell 4: CMRR-verdier utviklet av SNSG. De aktuelle verdiene gjelder for Lunckefjell-gruva, og vil måtte justeres etter hvert som selskapet får mere erfaring ved ordinær drift i Lunckefjell, etter (SNSG, 2013).**

<b>CMRR</b>	<b>Beskrivelse</b>
<45	Svakt fjell, meget dårlige forhold
45-50	Dårlige forhold
50-65	Gode forhold
>65	Meget gode forhold

## 2.6 Modelleringsverktøy

### 2.6.1 MicroStation

MicroStation er et Computer Aided Design (CAD) program utviklet av Bentley Systems, og er meget omfattende både i 2D og 3D. Programmet er utviklet for MS-DOS, Microsoft Windows, Macintosh og Unix arbeidsstasjoner, og brukes ofte av arkitekter og ingeniører til å tegne og modellere store og komplekse prosjekter. Programmet inneholder en rekke fagmoduler for design, konstruksjon og drift, deriblant en gruvemeny. I MicroStation arbeides det med DGN-filer, og det som tegnes lagres fortløpende. Det er derfor ikke nødvendig å lagre arbeidet før programmet lukkes. For å visualisere en DGN-fil, kan det være til hjelp å tenke at den er en boks som inneholder 3D-objekter. En DGN-fil består av en eller flere modeller som viser elementer (linjer, tekst og lignende). Bare en DGN-fil kan være åpen om gangen, men det er fullt mulig å vise innholdet i andre filer som referansefiler i den åpne filen. Når en DGN-fil lages første gangen, kopierer MicroStation en utgangsfil (seed-fil). Denne gis navnet som velges for filen. Slettede elementer tar opp den plassen de hadde i DGN-filen, men for å redusere filstørrelsen kan filen komprimeres med en kompress kommando. Da forsvinner imidlertid muligheten til å angre arbeidet som er gjort. Det er i prinsippet umulig å bruke MicroStation uten mus, og med denne kan mange forskjellige kommandoer utføres. Ved å ta filer fra andre programmer inn i MicroStation, kan disse bearbeides videre. MicroStation er også et viktig hjelpemiddel for å hente ut informasjon fra andre programmer. Programmet er i stand til å lese DWG-filer, men kan bare definere koordinatsystem i dgn-filer. Derfor må slike filer først lagres som DGN-filer for deretter bli tatt inn i MicroStation. Programmet har innebygget lagring til PDF-format av tegninger og 3D modeller. PDF-filene



kan leses med Acrobat Reader der en kan se animasjoner og navigere i 3D modellene (NTNU, 2012).

### **2.6.2 LeapFrog**

Leapfrog Mining er et rent modelleringsverktøy utviklet av ARANZ Geo Limited som ikke egner seg for planlegging (Ellefmo, 2012, pers komm). Programmet, som ble introdusert i 2004, er et kraftig 3D modelleringsverktøy. Ifølge produsenten, kan imidlertid programmet brukes i ethvert stadium i en gruvens livsløp, og trenger derfor ikke bare være et uunnværlig leteprogram. Geologiske, mineralogiske og alternative modeller for lang tids bruk takles av programmet. I motsetning til eksplisitt modellering som hittil har vært vanlig, benytter dette programmet implisitt modellering. Dermed er det ikke nødvendig med tidkrevende manuell oppretting og manipulering av polygoner og polylinjer. Til å løse geologiske modelleringsproblemer bruker programmet en nyutviklet 3D interpolerings motor, FastRBF™, til å konstruere 3D grensemodeller fra borehullsdata. Store mengder informasjon kan da raskt behandles. Interpoleringsmoteoren gjør at spredte 3D datasett kan beskrives ved en enkel matematisk funksjon. Iso-overflaten (isosurface) til funksjonen kan da bli opprettet for enhver verdi, og ved hvilken som helst oppløsning (Leapfrog3D, 2012). En nyutviklet utgave, Leapfrog Geo, ble sluppet på markedet 25. februar 2013. Denne utgaven finnes både i 32 bit og 64 bit utgave, noe som gjør at programmet kan behandle store mengder data raskere.

Det er seks grunnleggende steg i arbeidet med å modellere en forekomst ut ifra borehull. 1) Forberede/preparere dataene 2) Importere dataene inn i Leapfrog 3) Interpolere dataene 4) "Isosurfacing" av interpolerte verdier 5) Evaluere resultatene 6) Eksportere resultatene. Inn i programmet legges fire viktige parametere; startposisjon i 3D, borehullsavvik på overflaten og ned gjennom hullet, den forskjellige litologien ned gjennom hullet og analyseresultatene til litologien. I tillegg kan egne parametere legges inn. Programmet er raskt og dynamisk, og tilfredsstillende dermed kravet til stadig mer effektiv drift. Oppdatering av nye data skjer i databasen, deretter legges det nye datagrunnlaget inn på nytt i den eksisterende modellen. Programmet sjekker selv datagrunnlaget for feil slik at disse kan elimineres i databasen. Feil kan også ignoreres i programmet, men data som er lagret under denne identiteten blir da sett bort fra under den videre modelleringen. Hvis disse feilene senere blir rettet opp i det importerte datagrunnlaget, skjer ikke en automatisk innlegging av disse dataene. De blir fortsatt ignorert, og brukeren må fysisk gå inn i hvert enkelt tilfelle og fjerne ignoreringen. Ved bruk av geologiske modelleringsprogrammer er det alltid en fordel at brukeren har en geologisk forståelse av geologien i det aktuelle området, så også med Leapfrog. For å hjelpe

programmet er det mulig å legge inn informasjon i 3D som linjer, punkt og flater slik at den endelige modellen blir mere riktig. Leapfrog kan samarbeide med en rekke andre programmer som MicroStation, ArcGis, Gemcom, Micromine, Datamine og Surpac.

Ved modellering av stedfestede data, er det viktig at disse dataene opererer i det samme systemet. WGS84 er et koordinatbasert referansesystem utviklet av forsvarsdepartementet i USA, og er også det samme som satellittsystemet Global Position System (GPS) bruker. Euref89 datumet ble innført i 1989 og er et geodetisk datum med et koordinatbasert referansesystem. Forskjellen mellom WGS84 og Euref89 er veldig liten, der selve konvertering kan ha større feilmargin enn forskjellen var i utgangspunktet. WGS84 bruker satellitter som har sine fastpunkter låst til faste posisjoner i forhold til jordkloden, mens Euref89 har sine fastpunkter låst til det europeiske kontinentet. Med tiden vil derfor kontinentalforskyvningen føre til et større avvik mellom disse to. I dag er imidlertid forskjellen mellom de to mindre enn 0,5 m. ED50 datumet er et geodetisk datum, og ble innført i 1950. Dette var basert på den internasjonale elipsoiden av 1924, og at Helmert tårnet i Potsdam var fundamentalpunktet. Forskyvningen mellom ED50 og WGS84 ligger rundt 100 m (Statkart, 2013 og 2013a).

### **3 Metode, mine arbeider**

De strenge reglene for avdekninger langs fjellssidene til gruva og det faktum at overflateprøver ikke helt representerer egenskapene til kullet, førte til at feltarbeid til dels var umulig og til dels uhensiktsmessig. Arbeidet ble derfor konsentrert om innhenting av bore- og analysedata, slissprøver og befaringer inne i Svea Nord gruva. I tillegg ble fire av de siste seks kjernene som ble boret i løpet vinteren 2012, logget. I gruva ble det tatt prøver av mellomsteinen flere steder, hvorav det av to ble lagd tynnslip. I tillegg ble det kjørt XRD-analyse av de samme prøvene. De innsamlede dataene ble sortert og behandlet slik at de tilslutt kunne settes inn i modelleringsverktøyet Leapfrog. Geologisk kunnskap om Svalbards geologi gjennom litteraturstudiet, var et viktig bidrag i tolkningen og modelleringen. Ut fra denne modellen ble resultatene diskutert og en anbefalt drivemetode konkludert.

#### **3.1 Kjernelogging**

I perioden 14-18 september 2012 ble kjernene 3-2012, 4-2012, 5-2012 og 6-2012 logget ved kjernelageret til SNSG i Endalen, ca. 5 km øst for Longyearbyen. Her blir kjernene oppbevart i en stor rubbhall slik at kjernene ikke blir ødelagt av vær og vind. Stedet er oppvarmet og godt tilrettelagt for logging, der også UNIS i undervisningsøyemed har anledning til å logge SNSG sine kjerner. Hele Firkanten-formasjonen ble logget i kjernene nr. 3, 4 og 6, mens bare Todalen-leddet ble logget i kjerne nr. 5. Kjernene ligger i trekasser der kjernen er oppdelt i 5 x 1 meter. Under boringen hadde mange kjerner naturlig blitt oppdelt i mindre stykker, trolig hadde også loggingen utført av SNSG medført nye brudd. Kassene med kjernene ble lagt utover på et godt tilrettelagt loggebord med god belysning. Ved å legge mange kasser utover ved siden av hverandre, oppnås god oversikt slik at et første estimat om sedimentologien og stratigrafien kunne bli utført. Lupe, tommestokk og 10 % uttynnet saltsyre var viktige hjelpemidler under loggingen. Til bestemmelse av kornstørrelsen ble Udden Wentworth skalaen benyttet. Bilder ble tatt med et Canon IXUS 7 digital kamera. Deretter ble kjernene nøye undersøkt med tanke på kornstørrelse, sedimentære strukturer, litologi, bioturbasjon og fossiler. Det ble særlig lagt vekt på området rundt de kullførende områdene i Todalen-leddet. Det var også veldig viktig å få en oversikt over eventuelle bentonittlag samt endringer og trender langs kjernene. Bentonitt kan blandes helt med de omkringliggende sedimentene, og derfor kan det være noen lag som ikke ble funnet under loggingen. Der bentonitten ikke var blandet, finnes grensen som et skarpt skille mot de underliggende sedimentene. Grensen mot de overliggende sedimentene var oftest mere gradvis. Bentonittlagene stammer fra asken til vulkanutbrudd, og ble avsatt av vinden over store områder samtidig. Derfor er disse

utmerkede kronostratigrafiske markører, såkalte tidslinjer. Sprekkesetetthet og RQD ble avmerket innenfor hver meter. Kjernene ble logget i målestokk 1:50 på samme type A3 loggeark som SNSG benytter. Under loggingen ble det tatt mange bilder, der noen senere ble brukt i rapporten. Da kjernene til kullprospekteringen ikke blir delt i to, ble all logging utført på runde overflater. Kull og de nærliggende bergartene til kullet, var fjernet og sendt til analyse av SNSG. Beskrivelsen i disse områdene ble derfor basert på opplysninger fra SNSG. For nærmere studie av loggene, se *Figur 77* til *Figur 103* under vedlegg.

### **3.2 Befaring i Svea Nord**

Da forfatteren selv har jobbet i Svea Nord gruva over en lang periode, innehar han stor førstehånds kunnskap om oppfaringen og produksjonen i gruva. Likevel ble det foretatt to befaringer i gruva, første gang 19-20 september 2012 og andre gang 23. januar 2013. De eksisterende reglene for ferdsel i gruva er meget strenge, og krever at autorisert personell hele tiden medfølger personer som ikke har sitt ordinære arbeid i gruva. Under den første befaringen ble forfatteren først ledsaget av Tomas Warnqvist, og senere av Kurt Sørensen. I de eksisterende dataene til SNSG manglet data fra de første områdene som ble drevet i gruva, H1 og H2. Under denne befaringen ble det derfor foretatt mange målinger av kullfløtsen og mellomsteinen i H1 og H2, samt tatt prøver av disse. Fra to av prøvene ble det laget tynnslip. Disse resultatene ble lagt inn i modellen sammen med den andre informasjonen. Da fototillatelse var innhentet, ble det også tatt mange fotografier fra gruva.

Ved den andre befaringen deltok også veileder Steinar Ellefmo og nytilsatt gruveprofessor Sunniva Haugen ved NTNU. Hensikten med dette besøket var å kartlegge, samt og få en bedre forståelse av hvordan den store normalforkastningen som krysser H2 ved TV25-26 opptrer videre nordøstover i kullfeltet. Dette området hadde blitt oppfart etter at forfatteren hadde startet sin utdanning ved NTNU, og ville ha betydning for den nødvendige ekstrapoleringen og modelleringen av forkastningen. Mot sørvest var det ikke mulig å følge forkastningen. Muntlig informasjon tilsier at tunellen opp fra Svea krysset forkastningen i området der "sandnisja" i dag er plassert. Dette området er i dag dekket av sprøytebetong, og forkastningen var dermed utilgjengelig. Stratigrafisk ligger "sandnisja" under kullfløtsen, og en eventuell kartlegging av forkastningen ville uten korrigerende opp til kullfløtsen blitt feilplassert. Denne informasjonen ble imidlertid betegnet som usikker, og ble derfor ikke lagt inn i modellen. Fra SNSG deltok Tomas Warnqvist under denne befaringen. Et annet viktig moment ved denne turen var at Steinar Ellefmo og Sunniva Haugen skulle få førstehånds og oppdatert kunnskap om SNSG og Svea Nord.

### 3.3 Tynnslip

Under befaringen i Svea Nord 19-20.9.2012 ble det tatt flere prøver av mellomsteinen i H3 og H4. Ønsket med denne prøvetakingen var å finne ut hvilke mineraler siltsteinen var bygd opp av, og dermed kunne si noe om avsetningsmiljøet. Av disse prøvene ble det lagd tynnslip fra to lokaliteter. Prøve H3-TV35 (heretter kalt 120735) hadde koordinater Ø538901, N8653911 og 293,5 moh., og prøve H4-TV69 (heretter kalt 120736), hadde koordinater Ø538493, N8656331 og 318,7 moh., der begge posisjonene lå i hengen i WGS84 systemet. Prøvene ble tatt fra den samme mellomsteinen, ca. 2450 m fra hverandre. Den første ble tatt mellom 110 cm og 115 cm fra hengen, mens den andre ble tatt mellom 80 og 85 cm fra hengen. Fra prøve 120735 og prøve 120736 ble det laget polerte tynnslip for om mulig å bestemme mineralinnholdet. Dette arbeidet ble utført 25.10.2012 av Arild Edin Monsøy ved sliplaboratoriet hos Institutt for Geologi og Bergteknikk (IGB) ved NTNU. Det hadde selvsagt vært en fordel med tettere og flere lokaliteter ved prøvetakingen og analyseringen. Årsakene til at det bare ble foretatt analyse fra to lokaliteter var flere. Av tidsmessige årsaker under befaringen ble det ikke tatt så mange prøver som ønsket, boltingen med netting langs sidepallene vanskeligjorde noen steder prøvetakingen og en prøve ble ødelagt under transport. Likevel dekker disse to stedene området langs randsonen i Svea Nord gruva.

Tynnslipene ble lagd i størrelsen 28x48 mm, der tykkelsen var 0,03 mm (30 µm). Disse ble først studert i et Leica DM 750 P gjennomlysnings-mikroskop på mikroskopisalen på IGB ved NTNU. Tilstedeværelse av opake mineraler, høyt organisk innhold og finkornede mineraler, førte til at tynnslipene senere ble studert i et Leica DM 2500 P mikroskop. Bjørn Eske Sørensen foretok opplæringen i bruken av dette mikroskopet. Dette polariserings-mikroskopet hadde både gjennomlys og pålys, og i tillegg var det utstyrt med et kamera av typen ProgRes CT3 tilkoblet en datamaskin. Dette ga mulighet for å ta bilder med riktig påsatt målestokk av mineralkornene i tynnslipet, og bildene kunne videre lagres for senere bruk. Målestokken måtte ved hjelp av dataprogrammet settes på hvert bilde, og ved bytte av forstørring måtte en ny kalkulering av målestokken foretas. Dette skjedde ved at en gjennomsiktig linjal ble plassert i mikroskopet. Deretter ble riktig målestokk avtegnet på linjalen i dataprogrammet.

Det høye organiske innholdet, opake mineraler og det faktum at bergarten var veldig finkornet, førte til at det i samråd med professor May Britt Mørk ved NTNU ble besluttet å foreta en XRD undersøkelse av bergartene. Dermed kunne mineralsammensetningen i mellomsteinen lettere fastslås.

### 3.4 XRD

XRD-analysen ble utført 18.12.2012 ved NTNU sine laboratorier i Bergbygget. Under dette arbeidet bistod Laurentius Tjihuis, overingeniør ved NTNU. Før arbeidet startet ble det gitt en sikkerhetsbriefing av utstyret og laboratoriet. Den nettbaserte læringen "HMS i Laboratorier" ble også gjennomført. Foruten om maskinene, ble det spesielt lagt vekt på brann og slukkemidler, samt nødutganger. De to stoffene som ble brukt til preparering av tynnslipene, ble også benyttet til XRD analyse. Først ble prøven 120735 knust ned i en grovknuser, "Fly Press Rock Crusher", se *Figur 20* under. Dette er en maskin der prøven blir knust ved hjelp av et stempel som skrues gjentatte ganger ned og presser prøvestoffen i stykker. Det nedknuste materialet ble tatt ut av oppsamlingsboksen, merket og maskinen rengjort. For å unngå forurensede prøver var det veldig viktig at knuseren ble rengjort etter bruk. Under rengjøringen ble knuseren først støvsugd og deretter vasket i sprit og tørket med engangstørklær for desinfisering og tørking. Deretter ble samme prosedyre utført med prøve 120736. Den videre nedknusingen ble foretatt i en "Siebtechnik skivesvingmølle", se *Figur 20* og *Figur 21* under.



**Figur 20:** Bildet til venstre viser grovknuseren "Fly Press Rock Crusher". Her ble prøven mekanisk knust ned ved hjelp av at stempelen ble skrudd ned gjentatte ganger inntil prøvene kunne knuses videre ned i maskinen til høyre på figuren. Maskinen til høyre er en "Siebtechnik skivesvingmølle" der prøvene ble nedknust slik at det ikke var mulig å kjenne korn mellom fingrene. Erfaringsmessig har denne kornstørrelsen gitt det beste resultatet. Foto H. Velve.

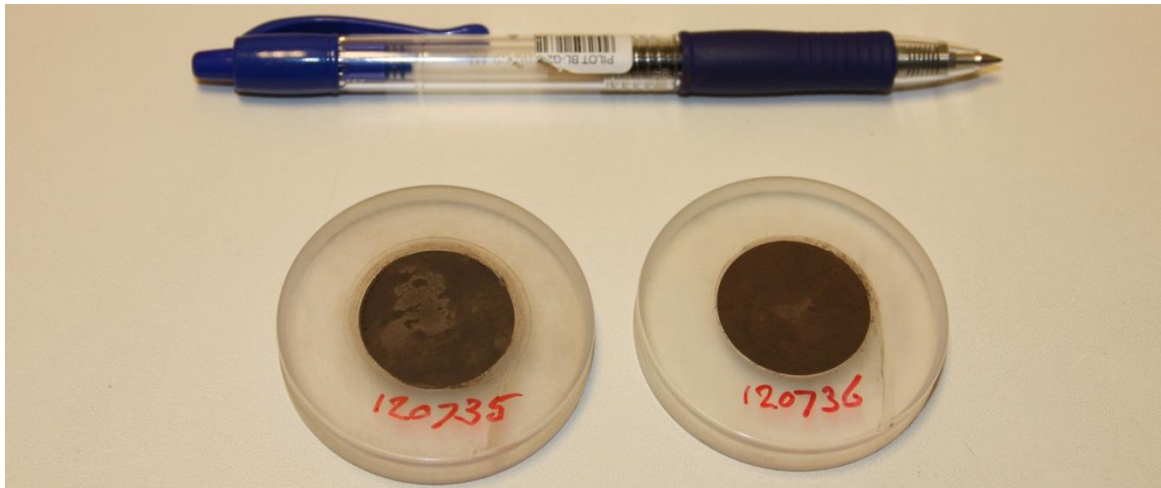
Skålene som ble benyttet i nedknusingen var av agat. Dette for å unngå innblanding av jern i prøveresultatet, samt at prøvematerialet var forholdsvis lettknuselig. Først ble ca. 50 gram av prøve 120735 puttet i skåla mellom ringene, lokket satt på og skåla plassert i skivesvingemøllen. For å kunne utføre XRD-analysen må prøven knuses ned helt til det ikke er mulig å kjenne korna mellom fingrene, noe som tok 5 minutter.



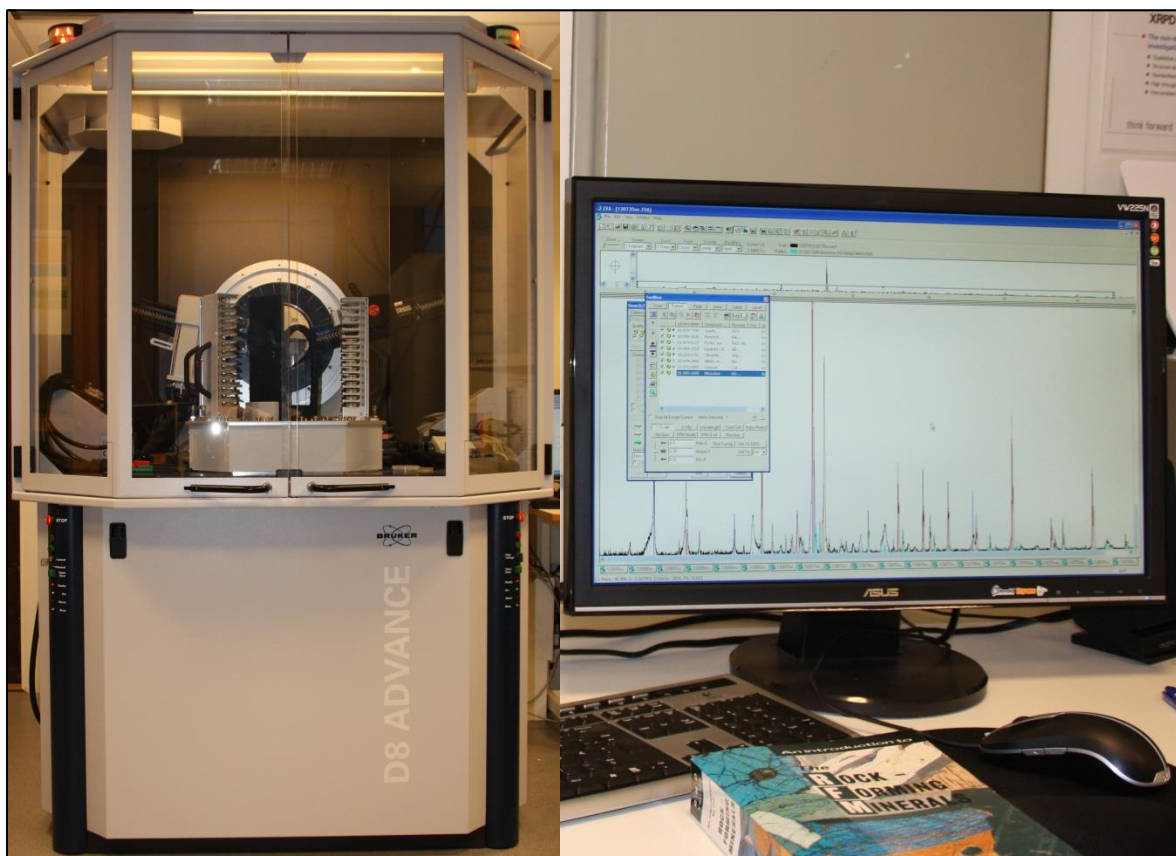
**Figur 21:** Bildet viser skålene av agat som knuser ned prøvene før de kunne brukes i XRD-analysen. Materialet ble plassert mellom ringene til venstre, og lokket til høyre påsatt. Deretter førte gravitasjonskraften til at prøven ble nedknust til ønsket størrelse. Foto H. Velve

Samtidig måtte det utøves forsiktighet slik at ikke prøven knustes for mye ned, da dette kunne føre til at ikke var mulig og bruke prøven i XRD analysen. Derfor ble kornstørrelsen ved jevne mellomrom sjekket. Etter nedknusingen ble det finknuste materialet tømt i spesielle papirposer og merket med prøve-nr. 120735 som er en unik NTNU identifikasjon. Møllen og skåla ble etterpå vasket og rengjort med sprit og engangs papirhåndklær slik at senere prøver ikke skulle bli forurenset. Deretter ble samme prosedyre fulgt for nedknusing av prøve-nr. 120736. Utstyret ble deretter rengjort og satt på plass slik at det var klart til bruk igjen. Papirposene ble deretter tatt med opp til XRD-laben der pulveret fra prøvene ble puttet i spesielle prøvebeholdere, se *Figur 22* under. Nødvendig mengde for å lage en pulverpille var ca. 10 gram. Under dette arbeidet var det viktig at pulveret ble dyttet hardt sammen nede i prøvebeholderen, og overflødig pulver ble skrapet av ved hjelp av en skarp glassplate slik at overflaten på pulveret ble mest mulig plant og jevnt. Kanten rundt pulveret ble vasket ren slik at det bare var pulver nede i selve beholderen, og prøvenummeret skrevet på kantene av beholderne. Prøvebeholderne ble deretter kjørt i XRD-maskinen Bruker AXS D8 Advance XRD, se *Figur 23* nedenfor. Ved NTNU gjøres dette av praktiske årsaker om natta, der maskinen startes av laboratoriet-personalet ved slutten av arbeidsdagen. Prøvene er da ferdig analysert dagen derpå, og resultatene kunne tolkes. Denne maskinen har plass til ca. 30

prøver, som da kan kjøres samtidig. Resultatene ble senere analysert sammen med kvalifisert personell fra laboratoriet ved NTNU. En ekstern databank, Topas, ble benyttet i dette arbeidet. Ved bruk av erfaring, prøving og feiling, ble et tilfredsstillende resultat oppnådd.



Figur 22: Bilde viser de to pulverpillene 120735 og 120736 klar til XRD-analyse. Legg spesielt merke til det brune prøvematerialet som indikerer innhold av organisk materiale. Foto H. Velve.



Figur 23: Bildet til venstre viser Bruker AXS D8 Advance XRD som NTNU bruker. Pulverpillene settes inn i beholderne midt på bildet, og analysen kjøres deretter automatisk. Bilde til høyre viser arbeidet med identifiseringen av mineralene. Toppene i forskjellig farge viser mengden av de forskjellige mineralene. Foto H. Velve.



### **3.5 CMRR**

Etter ønske fra SNSG ble data fra hengboringene foretatt i gruva lagt inn som et eget analyseresultat. Ved hjelp av formler i regneark hadde SNSG på forhånd beregnet "Unit Rating" (UR) til en rekke intervaller opp gjennom borehullet. Data fra 19 tilgjengelige borehull i hengen ble lagt inn i en egen fane i XL-arket som senere ble importert inn i Leapfrog. Flesteparten av disse analyseresultatene lå i hengblokka, og ble følgelig analysert innenfor denne uniten. Disse dataene ble da behandlet som numeriske analyseresultater av Leapfrog. Imidlertid så fulgte ikke CMRR verdiene litologien slik at en CMRR-verdi kunne berøre to forskjellige litologier. SNSG hadde utarbeidet egne CMRR verdier for Lunckefjell, og disse ble benyttet under modelleringen.

### **3.6 Databehandling**

Store mengder data fra forskjellige kilder måtte gjennomgå og behandles før modelleringen kunne starte. Leapfrog krevde data oppstilt på en spesiell form, og dermed ble data fra prospekteringsavdelingen, laboratoriet og driftsavdelingen behandlet og sortert inn i et XL-ark bestående av flere faner. Dette XL-arket ble senere lagret som en tekstfil, og deretter importert inn i Leapfrog. De eldste boredataene stammet fra perioden 84-93 da det intensive boreprogrammet ble utført. Dette boreprogrammet førte som kjent til funnet av Sentralfeltet, der Svea Nord gruva senere ble åpnet. I 2010 ble det igangsatt en videre kartlegging av randsonen til Svea Nord, og dette programmet fortsetter i 2013. Borehulls data fra åtte av disse siste boringene ble lagt inn i modellen.

Borehullsdataene som ble brukt i modelleringen, ble innhentet fra ulike XL-ark og PDF-filer hos planavdelingen i SNSG. Gamle borehull opererte med koordinatsystemet ED50, mens nyere borehull forelå i WGS84. Forskjellen mellom disse to systemene kan være betydelig, og ED50 dataene ble følgelig konvertert til WGS84 datumet. Denne konverteringen kan være en mulig feilkilde. XL-arket med opplysninger over borehullene inneholdt mange borehull der de forskjellige kullfløtsene var listet opp, men der kullfløtsene ikke hadde noen utstrekning. Disse opplysningene ble sjekket opp og verifisert uti fra andre data slik at riktige data ble lagt inn i det endelige XL-arket. Dette var et møysommelig og tidkrevende arbeid. Av totalt 125 borehull fra perioden 1984-1993 hadde 31 hull ufullstendige eller feil data angående flere kullfløtser. I tillegg hadde 25 borehull blitt avbrutt før borehullet nådde Sveafløtsen, alternativt at Sveafløtsen ikke var tilstede. 8 av disse 25 hullene traff imidlertid andre fløtser stratigrafisk lengre oppe. Dermed ble 69 borehull karakterisert som vellykkede under denne perioden.

Data fra innsiden av Svea Nord gruva ble innhentet fra gruveavdelingen, som ved jevne mellomrom i dag foretar boringer i hengen. Dette arbeidet ble så smått satt i gang etter brannen i 2005, og er i dag mere systematisert. Ut ifra disse boringene blir den umiddelbare hengen kartlagt med tanke på litologi og CMRR. I tillegg tar salgs og markedsavdelingen fortløpende slissprøver som blir sendt til laboratoriet for videre analyser. Dette for at SNSG skal ha en oversikt over kvaliteten til kullet de produserer og selger. Resultatene fra disse analysene forelå delvis som skannede PDF-filer, og delvis på ulike XL-ark. De opprinnelige slissprøve-rapportene forelå i permer ved gruvearkivet. Disse ble scannet som PDF-filer av forfatteren under befaringen i 19-20 september 2012. I tillegg ble noen slissprøver tatt under den samme befarings. Da fokuset var måling av total fløtstykkelse og måling av tykkelsen til en eventuell mellomstein, ble ikke disse slissprøvene sendt til analyse. Slissprøvene og hengboringene som var tatt i gruva var ikke innmålt og stedfestet, men bare beskrevet med en meterangivelse fra et punkt. Dette punktet var heller ikke stedfestet, men bare beskrevet som et punkt i gruva, for eksempel TV46. Til stedfestingen av disse punktene ble MicroStation benyttet, se kapittel 3.7.1 nedenfor. Denne stedfestingen ble derfor en feilkilde som spredte seg videre til modelleringen.

Kartdata ble hentet inn fra oppmålings og driftsavdelingen der filene forelå i dwg-format. Kartene forelå kun i 2D, og måtte følgelig behandles slik at de kunne leses i 3D. Også dette arbeidet ble foretatt i MicroStation. Kartene var arkivert ved kart nr. etter et spesielt system, der innholdet bestod av mange forskjellige lag. De tilsendte kartene kunne derfor ha samme nr., men vedlagt forskjellige lag. Disse måtte derfor gjennomgås og gjøres mere forståelig ved en annen navnsetting og arkivering.

Ved gjennomgang av ulike interne notater og rapporter fra SNSG, ble det funnet opplysninger om borehull, kvaliteter og utbredelse av kullfløtsen. Der dette var mulig, ble disse opplysningene lagt inn i XL-arket som siden skulle inn i Leapfrog. I forbindelse med beregningen av det nødvendige boltemønsteret i de forskjellige stollene, hadde gruveavdelingen laget stratigrafiske snitt over hengen til forskjellige steder i gruva. Disse snittene ble lagd ut ifra interpoleringer av borehull fra prospekteringen og gruvas egne slissprøver og hengboringer. Avstanden til de forskjellige borehullene, avgjorde da hvilken vektning de forskjellige hullene fikk. Utrekningene til disse vektingene var ikke tilgjengelig for forfatteren. Disse profilene ble så langt det var mulig sammenlignet med tilgjengelige data og satt inn i XL-arket.

De ulike dataene ble samlet i XL-arket som inneholdt flere faner. Alle fanene opererte med en unik hull-id for hvert borehull slik at alle innlagte opplysninger ble knyttet opp til riktig borehull. I den første fanen, "collar", ble posisjonen til påhugget i XYZ-koordinat til hvert borehull satt inn, samt den maksimale dybden til borehullet målt fra påhugget. Posisjonen til alle slissprøvene ble også satt inn, der Z-verdien startet på 0 i hengen i gruva. Slissprøven ble da tolket som et borehull som startet i hengen og fortsatt ca. 5 m ned mot ligger. Borehullene i hengen ble også satt inn i tabellen, der Z-verdien til disse startet på 0 i hengen. Disse borehullene gikk vertikalt oppover, i motsatt retning i forhold til de andre hullene.

Den andre fanen, "survey", behandler retningen til alle hullene. Det ble her antatt at alle borehullene var vertikale der det ikke var avvik ned eller opp gjennom hullene. Dette var sannsynlig ikke helt nøyaktig, de fleste borehullene vil ved økende lengde få noe avvik. Det faktum at mange av hullene først var boret gjennom isen, deretter gjennom en bunmorene for tilslutt gjennom fast fjell, øker denne sannsynligheten. Muntlig informasjon (Jochmann, 2013), bekrefter at noen borehull har blitt boret på skrå, samt at det i noen borehull hadde blitt foretatt avviksmålinger. Disse avviksmålingene avslørte imidlertid ikke så store avvik, (bare noen få meter) og hadde ifølge Jochmann ingen betydning for nøyaktigheten for kullundersøkelsene til SNSG. I sin hovedoppgave beskriver Stenvold (2000) at det ble foretatt avviksmålinger i 37 av totalt 66 borehull. Disse viste et gjennomsnittlig høydeavvik på 1,4 m med et standardavvik på 2,3 m. Stenvold antyder videre at i de hullene som ikke ble avvikskontrollert, ligger kullfløtsen høyere enn boredataene viser. Det har imidlertid ikke lyktes å finne skriftlig dokumentasjon på disse avvikene, og det ble derfor antatt at alle borehull var vertikale uten avvik. For borehullene foretatt fra overflaten og slissprøvene, ble fallet (dip) derfor satt til  $-90^\circ$  og asimut satt til  $0^\circ$  både ved påhugget og ved maks dyp. Hengboringene var boret vertikalt oppover, altså motsatt retning i forhold til de andre boringene, og derfor ble fallet til disse satt til  $90^\circ$  både ved påhugg og ved enden av hullet. Asimut ble som hos de andre satt til  $0^\circ$ .

Den tredje fanen, "lithology", beskriver litologien i nærmere angitte intervaller nedover borehullet. Disse dataene ble satt inn ut ifra den geologiske tolkningen som ble utført under kjerneloggingen og ved analyseringen ved laboratoriet. Under kjerneloggingen og den opprinnelige datalagringen, har det blitt benyttet mange forskjellige benevninger for den samme litologien. Årsakene til dette er ukjente, men en av årsakene kan være at forskjellige personer har brukt sine egne beskrivninger. Grunnen kan også være økt kunnskap ettersom mere data ble samlet inn. Til sammen ble det funnet 74 forskjellige litologier, hvorav 22

betegnet forskjellige kullfløtser. Foruten om is tykkelsen og krittgrensen, ble bare litologien rundt de interessante kullfløtsene beskrevet i XL-arket.

Den fjerde fanen, "assays", beskrev de forskjellige analyseresultatene i forskjellige intervaller. Disse intervallene kunne noen steder dekke en hel litologi, andre steder var det flere analyser innad i den samme litologien. I all hovedsak hadde bare kullet blitt analysert, men der det var mellomstein og liggskifer hadde også denne blitt analysert. De forskjellige analyseringene var askeinnhold, svovelinnhold, fosforinnhold og flyktige bestanddeler i prosentinnhold. I tillegg inneholdt de brennverdi i kgC/kg og Free Swelling Index (FSI) som et tall mellom 1 og 9. Det bemerkes her at ikke alle borehullene hadde blitt analysert for brennverdi, fosfor og FSI.

Den femte fanen, "CMRR" (Coal Mine Roof Rating), ble lagt inn som et analyseresultat. Dette var et tall som var blitt utregnet av SNSG i et eget dataprogram. Data fra de 19 borehullene dekket små områder i hovedstollen, samt noen spredte hull langs HT1, HT3 og HT5. UR tallene dekket spredte, utvalgte steder langs de første ti-femten meterne av hengen.

XL-arket ble tilslutt lagret som en CSV-fil, der hver enkelt fane ble lagret. Deretter ble hver enkelt av disse fanene åpnet i "notisbok". Der ble "," endret til ".", og ";" endret til ",". Tilslutt ble disse lagret på nytt. Årsaken til disse endringene ligger i Leapfrogs evne til å lese filene den mottar. Datagrunnlaget var dermed klar til å bli importert inn i Leapfrog. For hver gang ny informasjon dukket opp, ble denne lagt inn i XL-arket. Dette måtte deretter lagres på nytt etter den samme prosedyren, før XL-arket med de nye opplysningene kunne importeres på nytt inn i Leapfrog.

### **3.7 Modellering**

En viktig del av oppgaven var å undersøke om det var mulig å modellere kullfløtsen ved hjelp av modelleringsverktøyet Leapfrog, noe som ikke tidligere hadde blitt utført i SNSG. Mye av det innsamlete datamaterialet måtte behandles før det kunne legges inn i XL-arket og Leapfrog, og til dette arbeidet ble tegne- og modelleringsverktøyet MicroStation benyttet.

#### **3.7.1 MicroStation**

Gruvekartet til Svea Nord forelå bare i AutoCAD-filer i 2D, og da modelleringsverktøyet Leapfrog krevde data i 3D, måtte dataene følgelig bearbejdes og modifiseres. SNSG bruker fløtsen som et lokalt datum der alt ligger i XY-planet. Til deres bruk var dette godt nok, men ved en 3D modellering måtte også Z-verdien være kjent. Derfor ble DWG-filer fra gruveavdelingen lagt inn i MicroStation som behandlet dette som DGN-filer i formatet WGS84. En begrenset mengde fastmerker tatt i hengen i B-stollen langs hovedstollene var

tilgjengelig, samt en del fastmerker langs oppfaringene til strossepanelene. Årsaken til den begrensede mengden med fastmerker, var ifølge gruvemåler Lars Drangevåg usikkerheten med de eldre målingene (2013, pers komm). De tilgjengelige dataene var gjennomgått på nytt av han selv, og følgelig de eneste sikre målingene han kunne gi. En modell over høydekotene til kull-liggen var også tilgjengelig. Ifølge Stenvold (2000), ble disse høydekotene beregnet ved hjelp av AutoCAD. Denne modellen ble høyst trolig modellert ut fra info fra borehullene før oppstarten av gruva, og er siden ikke oppdatert (Nilssen, 2012, pers komm). Kvaliteten til denne modellen var derfor trolig ikke så god som ønskelig, og var en potensiell feilkilde for den videre modelleringen.

Slissprøver har i deler av gruva blitt tatt med 50 meters mellomrom, nærmere angitt med en meterangivelse fra et oppgitt punkt. Slissprøvene var hovedsakelig tatt i C-stollen, men det var ikke beskrevet på hvilken side av stollen disse ble tatt og de var følgelig heller ikke helt nøyaktig stedfestet. Da disse ikke ble nøyaktig innmålt under prøvetakingen, ga dette anslagsvis en usikkerhet på  $\pm 20$  m i XY-planet, noe som ikke ga så store utslag i modelleringen. Det eventuelle avviket var sannsynlig størst i bunnen av hvert stollsystem. Til sammenligning så er avstanden S/S mellom stollene i hovedstollen 25,5 m, og målinger foretatt i C-stoll gir dermed et avvik mellom 51 til 56,5 m til starten av randsonen i A-stollen. Forfatterens erfaring fra gruva er at for eksempel mellomsteinen, stedvis kan varierer flere titalls cm over en slik avstand. Posisjonene i XY-planet til slissprøvene ble hentet ved hjelp av gruvekartet som ble lagt inn i MicroStation. Det ble her sjekket ut at gruvekartet og MicroStation opererte med samme datum. Den lille forskjellen mellom WGS84 og Euref89, førte til at WGS84 ble tatt rett inn i MicroStation uten konvertering. For og skaffe de nødvendige Z-verdiene til modelleringen, ble det trukket linjer mellom fastmerkene slik at en tilnærmet riktig høyde kunne bli estimert ved interpolering og i noen tilfeller ved ekstrapolering. Det ble her da antatt at fløtsen hadde et jevnt fall. Til det aktuelle punktet ble høyden til hengen av kullfløtsen deretter avlest på denne linja. Denne metoden forutsatte at helningen til stollen var den samme mellom de to fastmerkene, noe som sannsynligvis ikke var tilfelle. Avstanden mellom disse fastmerkene varierte fra under 50 meter til over 400 meter, og dermed varierte også nøyaktigheten til de estimerte høydene. I hovedstollsystemet lå de tilgjengelige fastmerkene hovedsakelig i B-stollen. For hvert strossetverslag med tilgjengelig fastmerker ble derfor fallet til kullfløtsen estimert, for deretter å avlese høydeforskjellen mellom hengen i B-stollen og C-stollen. Denne fall- og høyde-estimeringen ble noen steder støttet av fastmerker som lå i A-stollen og C-stollen.

I tillegg ble det noen steder trukket linjer mellom kotehøydene beskrevet ovenfor. Dette for å få en Z-verdi der det ikke var fastpunkter i nærheten. Eksempler på dette var i krysset H1/H2, krysset H2/H3 og krysset H3/H4. Høydeforskjellen mellom hengen (der fastmerkene lå) og liggen (der kotehøydene lå), ble da kompensert manuelt i MicroStation ved å legge til fløtshøyden. Fløtshøyden ble funnet tilnærmet riktig ved bruk av interpolering til nærliggende borehull og slissprøver. Disse metodene ga likevel en usikkerhet som forplantet seg videre i modelleringen. Også det faktum at høydekotene tidligere hadde blitt modellert ut ifra de da tilgjengelige borehullene, forsterket usikkerheten. Men med de tilgjengelige dataene var denne metoden det nærmeste sannheten det var mulig å komme. De avleste verdiene i XYZ ble deretter ført inn i XL-arket. Da gruvekartet hadde blitt tegnet i 2D, krevdes det at kartet ble omarbeidet til 3D bruk. Imidlertid så viste det seg at noen av områder i gruva var blitt tegnet i forskjellige høyder. Bakgrunnen til dette var høyst sannsynlig at tegneren ikke hadde sjekket hvilken høyde de forskjellige kartoppdateringene var blitt tegnet inn i i AutoCAD. Gruvekartet ble omarbeidet der unødvendige lag ble fjernet, og deretter ble hele gruvekartet projisert opp på kartet med kotehøydene og navnsatt som "bunnfloets". Dermed var det nye gruvekartet klar til å bli importert inn i Leapfrog. Ved hjelp av gruvekartet ville det bli det vesentlig lettere å visualisere og stedfeste den andre informasjonen.

En normalforkastning skjærer hovedstollsystemet mellom TV25 og TV26 i H2. Denne forkastningen ble også funnet igjen i H8 og i HT3 under befaringen i januar 2013. Stollsystemet HT5 hadde pr 23.1.2012 enda ikke blitt drevet langt nok til at den krysset forkastningen. Forkastningen var innmålt på gruvekartet som ble importert inn i MicroStation. Der ble strøket avlest i hver stoll forkastningen krysset, og dette endret seg mere mot øst i H8 og HT3. I H2 var forkastningen oppdelt i tre mindre sprang, i H8 var dette redusert til to sprang, mens i HT3 hadde også disse to sprangene gått sammen til bare et sprang, se *Tabell 5* nedenfor. Avstanden sideveis mellom disse oppdelte forkastningene var svært liten, bare noen få meter. Fallet holdt seg imidlertid konstant rundt 50°-60°NV. Av praktiske årsaker ble imidlertid disse sprangene behandlet som et sprang, og en forkastning i modelleringen. Årsaken til dette var den korte avstanden mellom de oppdelte normalforkastningene, samt at det ikke eksisterte noen spesifikk informasjon om kullfløtsen, mellomsteinen og bentonitten innenfor disse sonene. Posisjonene til krysningpunktene mellom normalforkastningen og hovedstollene ble tilslutt avlest i MicroStation og deretter tegnet inn i Leapfrog.

De fire normalforkastningene som krysset H1, hadde alle overveiende samme strøkretning N060°-076°. Foruten om hos en forkastning, varierte fallet mellom 60°-80°SØ, motsatt av

normalforkastningen som krysset H2 ved TV25. Den siste forkastningen hadde samme fall som i H2, 60°-80°NV. Denne strøkretningen tilsa at disse forkastningene raskt forsvant ut i dagen mot vest, og således bare berørte et meget begrenset område av randsonen. Mot øst berørte de et større område, men på denne siden var datagrunnlaget meget sparsomt. Dermed ble det vanskelig å inndele området i de nødvendige domenene til modelleringen, og det ble sammen med veileder besluttet å se på dette området som en helhet. Det er imidlertid planlagt å bore flere hull i dette området i løpet av 2013.

**Tabell 5: Tabellen viser normalforkastningen som krysser H2, H8 og HT3. Dataene viste at forkastningen var svakt buet, og at den mot sørvest splittes opp i flere små forkastninger. Det totale spranget er imidlertid omtrentlig det samme ved alle målestedene, etter (SNSG, 2012).**

Sted i gruva	Strøk	Fall	Sprang
H2	N050	50	2 m
H2	N050	50	1 m
H2	N050	50	0,5 m
H8	N062	50	0,5 m
H8	N062	50	3 m
HT3	N064	50	4 m

Sørøst for HT5 og øst for H2 skjærer flere soner med reversforkastninger gjennom det gjenstående feltet. Disse forkastningene påvirket randsonen øst for hovedstollsystemet, men ikke den vestlige og viktigste delen. Disse reversforkastningene hadde varierende sprang fra noen titalls centimeter til ca. fire meter, og alle hadde overveiende samme strøk- og fallretning N330°/30°SV. Da også disse delte opp feltet i veldig små deler, som hver inneholdt lite borehulls informasjon, ble det besluttet og ikke importere disse reversforkastningene inn i modelleringen.

Planavdelingen hadde fått utviklet en høydemodell med fem meter kotehøyder over topografien i området, der også is overflaten var med. Disse dataene med høydekoter ble behandlet av veileder Steinar Ellefmo slik at de kunne importeres til MicroStation. Dette skjedde ved at det ble lagd et script i ArcGIS som sammenfattet de to filene fra planavdelingen. Da datasettet inneholdt et større område enn nødvendig, ble det ønskede området klippet ut i MicroStation slik at datamengden ble redusert. Dette nye topografikartet ble deretter importert inn i Leapfrog der hensikten var å avgrense utgående kullfløts ved

Høganesområdet. Forskjellige snitt langs randsonen ble stedfestet ved bruk av MicroStation, og kart over disse stedene er vist i resultatdelen, se *Figur 38* i kapittel 4.4.

### 3.7.2 Leapfrog Mining

De lagrede CSV-filene ble importert inn i Leapfrog ved hjelp av en innebygget funksjon i Leapfrog. Ved innlasting av den riktige "collar" filen søkte programmet automatisk etter de andre filene, og det nye prosjektet kunne navnsettes. Da CMRR filen ble laget som en ekstra fane, måtte denne søkes opp manuelt. Ved importeringen av filene ble hver enkelt fil gjennomgått. Noen kolonner fra XL-arket ble automatisk tatt inn, andre måtte velges manuelt. Ved kjøring av de importerte dataene kjørte Leapfrog en automatisk sjekk av dataene for å finne ut om de inneholdt feil. Ved å åpne feilmeldingene, kunne plasseringene til feilene identifiseres. Deretter ble disse feilene rettet i XL-arket, før hver fane ble lagret og importert på nytt som beskrevet ovenfor i kapittel 3.6.

Etter at feilene var rettet opp, kunne behandlingen av dataene i Leapfrog starte. For å avgrense modellen ble det først lagd en 3D-boks, "SveaNord\_Area", der de ønskede dataene lå innenfor. Dette for at ikke programmet skulle bruke tid og datakraft til modellering over områder med få data og uten interesse for oppgaven. Av kotekartet ble det laget et lag, "bunnfloets". Dette laget hadde da utgangspunkt i modelleringen som ble foretatt i AutoCAD for ca. 15 år siden, og var sannsynligvis en feilkilde for den videre modelleringen. Da dette var de tilgjengelige dataene, ble det imidlertid antatt at dataene var riktige i det videre arbeidet i denne oppgaven. Gruvekartet, som nå lå på laget "bunnfloets", ble importert inn fra MicroStation. Normalforkastningen, etter dataene fra MicroStation, ble tegnet direkte inn på gruvekartet, og deretter modifisert slik at den fikk riktig strøk og fall. Mellom de observerte punktene i gruva ble retningen til forkastningen interpolert. Tilslutt ble forkastningen ekstrapolert mot øst og vest ut til avgrensningen boksen "SveaNord\_Area" satte. Normalforkastningen delte nå gruva i to deler, en nordlig del (hengblokk) og en sørlig del (liggblokk). Disse to delene ble deretter behandlet som hvert sitt domene, der dataene innenfor domenet for fremtiden ble behandlet hver for seg.

Etter som oppfaringsarbeidene i HT5 avanserte, førte nye opplysninger angående retningen og beliggenheten til normalforkastningen at den ble flyttet fra tidligere antatt posisjon. Dette arbeidet ble gjort i Leapfrog ved at polyline til normalforkastningen ble flyttet til riktig posisjon. En snitt (slice) med riktig strøketretning ble tatt, og deretter ble det med riktig fall tegnet nye linjer på dette snittet. De gamle linjene ble deretter slettet og modelleringen kjørt



på nytt. Da mye av modelleringen var avhengig av posisjonen til normalforkastningen, tok denne modelleringen lang tid.

Arealmessig var hengblokka mye større enn liggblokka og inneholdt størstedelen av gruva, både den ut drevne delen og den gjenstående randsonen. Sveafløtsen i dette området hadde foruten om utslaget til Marthabrea ingen utgående fløts da mesteparten av området var dekket av is. I denne blokka, et domene kalt "Hovedforkastning\_Heng", ble det laget to "veins", en footwall og en hangingwall. Dette representerte henholdsvis ligger og hengen til Sveafløtsen. Under loggingen hadde flere forskjellige litologier blitt brukt om Sveafløtsen, og disse måtte manuelt velges til modelleringen. Disse var: "SVEA, Nedre Svea, midtre svea, middel sveafløts, Oevre svea, og HFL". Disse "veins" fikk en positiv (hengen) og en negativ (ligger) side slik at det ble mulig å modellere mellomsteinen inne i dette kullaget. I den videre modelleringen fikk dette kullaget, som var et nytt domene, navnet "InsideCoal\_Heng". Inne i dette domenet ble mellomsteinen modellert som to "veins", henholdsvis footwall og hangingwall. Også her hadde det under loggingen blitt benyttet forskjellige litologier, og ved gjennomgang av XL-arket ble følgende litologier gjenkjent som mellomstein: "claystone, claystone dark, clayst/siltst, coal/stone, dark shale, dirt band, mellomstein, org shale, sand, sandstone, shale, shale/coal, shale/stone, siltst/coal, siltstone, siltstone black, stone og stone/shale". Disse ble valgt manuelt i litologilista og overført til den inkluderende listen som Leapfrog modellerte fra. Da Leapfrog bare modellerte litologier inne i domenet "InsideCoal\_Heng", spilte det her i teorien ingen rolle om den samme litologien fantes utenfor domenet. Inne i domenet "Hovedforkastning\_Heng", ble også bentonitten modellert som to "veins" med en positiv side og en negativ side. Disse to "veins" avgrenset da et nytt lag som inneholdt bentonittlaget. Også her hadde det blitt benyttet forskjellig litologi under loggingen, "bentonitt og bentonite". Disse ble slått sammen under modelleringen. I en varierende avstand lå dette bentonittlaget stratigrafisk over kullaget. Kontakten mellom kritt og paleogen ble også modellert som en "vein". Her kunne imidlertid bare den øvre grensen modelleres da den nedre grensen var ukjent. På samme måte ble kontakten mellom isen og berggrunnen modellert, også denne som en vein.

I den sørlige delen hadde Sveafløtsen stedvis blitt erodert vekk av flere breer, og mindre is medførte at kullfløtsen noen steder gikk ut i fjellssidene. Rasmasser dekket imidlertid her kullfløtsen, og ingen data fra tidligere avdekninger var tilgjengelige. Topografien til området ble importert fra MicroStation, og sammen med borehulls informasjon, den ekstrapolerte bunnfløtsen og gruvekartet, ble den antatte grensen til utgående kullfløts tegnet direkte på

bunnfløtslaget. Forfatteren var klar over at dette bare ga en estimering over utgående kullfløts, men dette ble vurdert til å være tilstrekkelig for den videre modelleringen. Deretter ble det lagd et nytt domene som inneholdt liggblokka, "Hovedforkastning\_Ligg\_without\_hoeganes". Inne i dette domenet ble det laget et nytt domene, "InsideCoal\_Ligg\_without\_Hoeganes", som ble begrenset av footwall og hangingwall til Sveafløtsen. Inne i dette domenet ble også her mellomsteinen modellert som to "veins", footwall og hangingwall. Mellomsteinen var i motsetning til kullfløtsen ikke til stede overalt, og modellen hadde følgelig områder uten mellomstein. Bentonittlaget, som stratigrafisk også her lå over Sveafløtsen, ble også modellert inne i domenet "Hovedforkastning\_Ligg\_without\_hoeganes". Mot vest var det imidlertid ikke så mange borehull som inneholdt bentonitt, og dermed ble modelleringen mere usikker i disse områdene. På samme måte som beskrevet ovenfor, ble også kritt- og is-grensen modellert.

Det ble først forsøkt og slå sammen forskjellige litologier ved hjelp av Leapfrog, men dette viste seg etter hvert og være vanskelig og problematisk. Dette kunne ha sammenheng med den usystematiske bruken av litologibenevningene og at mellomsteinen og fløtsen var veldig tynn i forhold til den totale tykkelsen til sedimentene fra paleogen. Stedvis var det åpenbart at en litologibenevning var en del av Sveafløtsen, mens andre steder var det like åpenbart at den samme litologibenevningen ikke var en del av Sveafløtsen. Eksempler på dette var K1, K2, K3, COAL, TOD og LON. Derfor ble det i samråd med veileder Ellefmo besluttet å tolke litologien til kullet på nytt i XL-arket som la grunnlaget for modelleringen. Dette ble da gjort ut ifra kunnskap om geologi og avsetningsmiljøet, der de mest sannsynlige mulighetene ble valgt. De opprinnelige tolkede litologiene fikk da avhengig av sin stratigrafiske plassering benevningene "HFL", (nedre Svea), "midtre Svea" eller "øvre Svea". Forfatteren var klar over at dette da ble en mulig feilkilde. Under arbeidet med re-kartleggingen av litologien ble gruvekartet, borehulls-tabellen og tilgjengelige analyserapporter benyttet. Plasseringen i gruva til de aktuelle borehullene, nærheten til andre borehull og total mektighet av kullfløtsen, ble vektlagt slik at den nye tolkningen ble mest mulig sannsynlig ut fra kunnskapen om geologien og avsetningsmiljøet til kullfeltet. Mellomsteinen ble også navnsatt på nytt i XL-arket, der den stratigrafisk nederste mellomsteinen fikk navnet "Mellomstein1" og den øvre "Mellomstein2". Det ble her ut ifra litteraturstudier, analyserapporter og borehulls informasjon antatt at Mellomstein1, som stratigrafisk lå nederst, var representert i flest borehull. Dermed hadde denne mellomsteinen den største utbredelsen. To forskjellige modeller av mellomsteinen ble modellert. I den første modellen ble de to mellomsteinene modellert sammen, mens de i den andre modellen ble modellert hver for seg. Videre ble bentonite omgjort til "bentonitt", og

grensen mellom kritt og paleogen ble kalt "kritt". Det nye XL-arket ble deretter lagret som vist i kapittel 3.6, og importert på nytt inn i den eksisterende modellen i Leapfrog.

For og visualisere resultatene fra modelleringen ble det tatt flere oversiktsbilder over de modellerte litologiene i fugleperspektiv, snitt langs hovedstollene og i gitte avstander parallelt med disse. Da de presenterte lagene var veldig tynne, ble Z-aksen skalert. Kart over hvor de forskjellige snittene ble tatt sees i *Figur 38* under kapittel 4.4.

### **3.7.3 Leapfrog Geo**

Forfatteren gjennomførte i perioden 3-5.4.2013 et kurs i det nylig lanserte versjonen av Leapfrog. Etter kurset ble det i samråd med veileder besluttet å prøve denne versjonen på det eksisterende datagrunnlaget for og se om denne versjonen taklet modelleringen av kullfløtsen bedre. Arbeidsflyten i dette programmet var litt annerledes enn i Mining ved at det i stedet for domener ble lagd geologiske modeller. Gruvekartet, normalforkastningen og utgående Hoeganes ble importert fra Leapfrog Mining. Da lisensen til forfatteren ikke tillot eksportering av filer fra Leapfrog, ble dette arbeidet utført av veileder. Også i denne versjonen ble det først forsøkt å legge inn litologitolkningen til det opprinnelige XL-arket. Ulike geologiske modeller ble bygget der forskjellige overflatekronologier som "deposition", "erosion", "intrusion", "vein" og "stratigraphy" ble forsøkt modellert. Også kombinasjoner av disse modellene ble forsøkt modellert der kullet var avsatt ved avsetning, og mellomsteinen kommet inn som en intrusjon i kullet. Den stratigrafiske oppbyggingen av de forskjellige bergartene ble også forsøkt bygget opp ut ifra geologisk kunnskapen fra litteraturstudiet og innsamlet data. Dette viste seg imidlertid å være vanskelig, muligens på grunn av den tidligere omtalte bruken av litologier. I Leapfrog ble det da dannet nye litologigrupper der mange litologier ble slått sammen til en ny litologi. Eksempler på dette var "HFL" som ble bygd opp av litologiene "HFL", "Nedre Svea", "Midtre Svea" og "Oevre Svea". Den nye gruppa "Mellomstein" ble bygd opp av 18 andre litologier som var blitt brukt i tolkningen av mellomsteinen. Andre nye litologi grupper var; "BENTONITT", "COAL", "KRITT", "IS" og "CLAY". I den geologiske modellen ble heng- og liggblokka modellert som to enheter, "unit1" og "unit2", på hver sin side av normalforkastningen. Den videre modelleringen foregikk da inne i disse enhetene. Imidlertid så viste det seg etter hvert at det var vanskelig å modellere mellomsteinen inne i kullfløtsen. En del steder fortsatte mellomsteinen ut av kullfløtsen for senere og komme inn igjen. Bentonittlaget, spesielt ut mot kantene der datagrunnlaget var dårligere, ble plutselig avbøyd og fortsatte skrått opp eller nedover. Disse tendensene var geologisk ulogiske. Ved hjelp av snitt og kontroll opp imot borehull, ble det

også registrert at modellerte "veins" og stratigrafiflater ikke fulgte litologien i borehullene. Grensene ble flere steder kuttet rett gjennom en annen litologi. Veileder og Thomas Krom ved Leapfrog Support bistod i dette modelleringsarbeidet. Da Leapfrog Geo ble tatt i bruk på et sent tidspunkt i oppgaveskrivingen, lyktes det av tidsmessige årsaker likevel ikke ut ifra den geologiske kunnskapen og modellere mellomsteinen i Sveafløtsen på en tilfredsstillende måte. Det ble derfor i samarbeid med veileder besluttet å konsentrere den videre jobbinnsatsen om stratigrafien til Leapfrog Mining.

Imidlertid så ble det likevel forsøkt å modellere analyseresultater og CMRR verdien "Unit Rating" (UR) i Leapfrog Geo. Analyseresultatene askeinnhold, fri svelling indeks, brennverdi, fosfor, svovel og flyktige bestanddeler ble da modellert i den tidligere modellerte kullfløtsen, "HFL". Analyseresultatene ble analysert i begge unitene under fanen "interpolant" i prosjekt treet. Her ble de forskjellige numeriske analyseresultatene valgt og overflateoppløsningen ble endret fra standardverdien 300 til 50 for å få en bedre visuell og detaljert modell. Under fanen "enclose object" ble riktig numerisk segment, "assays numeric segment", valgt. Totalt ble da 14 slike analysemodeller modellert. Overflatene til disse modellene er presentert under resultater i kapittel 4.4.2 og utvalgte snitt i *Figur 107* til *Figur 138* i kapittel 9.6

UR ble på samme måte modellert ut ifra hengboringene i de innsamlede dataene. Ved den første modelleringen modellerte programmet CMRR verdier både over og under Sveafløtsen, noe som ikke var riktig. Det ble da lagd en ny "vein" i Leapfrog Mining som lå 15 m over Sveafløtsen, og denne ble deretter importert inn i Leapfrog Geo. I henhold til klassifikasjonssystemet for Lunckefjellgruva ble følgende verdier benyttet, se *Tabell 6* under. CMRR verdiene kunne deretter modelleres innenfor hengen til Sveafløtsen og denne nye flaten.

**Tabell 6: Tabellen viser bergkvaliteten under ulike CMRR verdier. Geologien beskrives her ut ifra sine tekniske egenskaper og ikke de geologiske, etter (SNSG, 2013).**

<b>CMRR</b>	<b>Bergmessige forhold</b>
<45	Svakt fjell og meget dårlige bergforhold
45-50	Dårlige bergforhold
50-65	Gode bergforhold
>65	Meget gode bergforhold

## 4 Resultater

Resultatene av mine arbeider er beskrevet nærmere nedenfor. Disse er opplistet etter den samme rekkefølgen som mine arbeider.

### 4.1 Beskrivelse av kjerneloggene

Nedenfor følger en beskrivelse av hver logg. Loggene viser at det i overgangen mellom kritt og paleogen ligger et konglomeratlag som kalles for Grønfjorden-laget, oppkalt etter Grønfjorden, en sidefjord ytterst i Isfjorden. Laget ligger med en lavvinklet inkonformitet over nedre kritt avsetningene, og er irregulært utviklet som et basalkonglomerat. I kjerne 3 og 5 gjenkjennes laget som kritt-paleogen grensen, mens i kjerne 4 og 6 er laget fraværende. Her fastsettes grensen på grunnlag av overgangen mellom siltstein til sandstein. Loggene ligger vedlagt i *Figur 77* til *Figur 103* i vedlegget. Kjernene var på forhånd logget av SNSG, og kull, kullskifer og mellomliggende siltsteinslag var fjernet og sendt til laboratoriet for analysering.

#### 4.1.1 Kjerne 3-2012

Dette borehullet ble boret på Skonuddane i perioden 5-12.3.2012, og hadde posisjonen Ø538287 og N8654161 i WGS84 datumet. Angrepspunktet lå 674 moh, og lengden på hullet var 401,1 m. Carolinefjellet-formasjonen avsluttes med en sandholdig bølget leirstein der sandinnholdet gradvis ble større. Stedvis fantes spor av bioturbasjon og Terrebelina. Paleocen med Firkanten-formasjonen innledes ved 381,82 m med et 9 cm tykt konglomeratlag. Dette er i litteraturen benevnt som "Grønfjorden Bed", se *Figur 24* under, og var et klastebåret, polymikt konglomerat der klastene kom utenfra. Klastene bestod av kvarts, leire og sideritt, der noen var avrundet mens andre var kantet. Dette tydet på både lang og kort transport av klastene. Nederste delen av Todalen-leddet startet med en ca. 3 m tykk leirholdig sandstein med flaserlagning, før det kom et 1 m tykt lag med siltstein. Dette siltlaget inneholdt kullfragmenter og glidespeil. Ved 388,1 m lå en 20 cm tykk kullskifer før 205 cm kull fra nedre Sveafløtsen. I siltsteinen ble det ikke observert noen røtter. Over kullet lå ytterligere 20 cm med kullskifer, og deretter kom 33 cm med strukturløs siltstein, med gruveterminologi kalt mellomstein. Over siltsteinen lå 57 cm av øvre Sveafløts, som endte ved 384,85 m. Denne delen av kjernen var fjernet og sendt til analyse, og disse dataene ble derfor innhentet fra analyseresultatene. Total tykkelse på et praktisk uttak av kullet her ville da bli 3,25 m, hvorav 2,62 m var kull. Dette vil si en volummessig steininnblanding på ca. 19 % før rensing. Vektmessig ville denne blitt større. Over kullet lå en svart homogen organisk rik siltstein med noen små, tynne kull-lag. Her kunne det ikke sees noen strukturer. Rett over kullfløtsen

varierte RQD fra 66 via 75, til 40 rett under neste kull-lag. Deretter lå det mellom 381,6 m og 380,7 m nye 90 cm med kull, dette ble på boreplassen tolket til en mulig Longyearfløts.



**Figur 24:** I midten av bildet vises Grøn fjorden-laget, et klastbåret, polymikt konglomeratlag, (blå pil). Til høyre for konglomeratlaget avsluttes Carolinefjellet-formasjonen, som fortsetter nedover i den nederste kjernen på bildet. Formasjonen bestod av en svært finkorna sandstein som viste bølget lagning. Over konglomeratlaget lå Todalen-leddet som i starten viste en mediumkornet sandstein som gradvis ble finere. Flaserlagning, ofte med slickensides som vist i den øverste kjernen, var typisk for denne delen av leddet. Foto H. Velve.

Over kullet lå en ca. 3 m tykk siltstein som gjennom linse-, bølget- og flaser-lagning gradvis gikk over i en ren sandstein. Denne sandsteinspakken var ca. 6 m tykk før et nytt kullag på 60 cm opptrådte. I den foreløpige analysen fra boreplassen ble det antydnet at dette laget kunne være fra Svarteper eller Askeladden. Øverst i det underliggende sandsteinslaget var det glidespeil og organiske fragmenter i form av planterøtter. Over kull-laget lå et ca. 1 m tykt svært fin sandsteinslag som var erodert på toppen, og dette markerte grensen mellom Todalen-leddet og Endalen-leddet ved 369,9 m. Total tykkelse på Todalen-leddet i denne kjernen var 21,92 m.

Endalen-leddet startet med en 4 m tykk finkorna sandsteinspakke avbrutt av et 5 cm tykt siltsteinslag, før det kom en ny 2 m tykk finkorna sandsteinspakke. I disse sandsteinene lå det med jevne mellomrom organiske fragmenter som var blitt omdannet til kull, samt noe pyritt.

Over sandsteinene lå det en 3,5 m mer siltholdig fin sandsteinspakke, stedvis med flaser lagning og mot toppen bioturbasjon av Ophiomorfa. Et 6 cm tykt brunlig siltholdig lag med klaster fra det underliggende laget, fulgte før et nytt fint sandsteinslag. Denne 8,5 m tykke sandsteinen hadde noen glidespeil og et tynt siltlag før det mot toppen var preget av konvolutt lagning og kullfragmenter. Helt øverst mellom 356,25 m og 352,5 m lå fem konglomeratlag, fra 2 cm tykkelse nederst til 48 cm tykke øverst. De to nederste og det øverste konglomeratlaget var matriksbåret, mens de to i midten var klastbåret. Alle lagene var polymikte, og klastene godt rundete. Over denne sandsteinen fulgte vekslende siltsteiner og fine sandsteiner over 18 m tykkelse, før igjen sandsteinene ble dominerende. De nederste 9 meterne bestod av en finkorna sandstein avbrutt for hver 1-1,5 m av 2-8 cm tynne siltsteinslag. Sandsteinen var noen steder svakt bioturbert, andre steder inneholdt den leirdraperinger. Siltlagene hadde en karakteristisk mørkebrun farge. Deretter fulgte en 3,5 m tykk homogen fin sandstein, avbrutt noen steder av lagvise, rødbrune siderittklaster. Sporadisk ble det observert en svak bioturbasjon. Den homogene sandsteinen ble overlatt av et tynt siltsteinslag før et 35 cm langt kjernetap mellom 338,35 m og 338 m. Over kjernetapet lå en 3 m tykk fin sandstein, der det midt i lå et siltsteinslag og et 2 cm tykt konglomeratlag. Et 2 m tykt siltsteinslag som inneholdt linselagning lå over sandsteinen, før det kom et nytt tykt, massivt fint sandsteinslag. Dette laget var 22 m tykt og inneholdt stedvis planlaminasjon, plantefragmenter og noen steder svak bioturbasjon. Sideritt- og karbonatklaster opptrådte sporadisk, og et sted ble det observert et fossil av et skallfragment som sannsynligvis var en brachiopod, se *Figur 25* under.

Over sandsteinen fulgte et 1 m tykt siltsteinslag som var totalt oppknust. Deretter kom en ny finkorna sandstein, avbrutt etter en halv meter ved 309,25 m av et 6 cm tykt klastbåret, polymikt konglomerat. Denne sandsteinen var 30 m tykk, og bare avbrutt 3 steder av tynne siltsteinslag. Der sandsteinen var avbrutt av de tre siltsteinslagene, hadde den overliggende sandsteinen erodert seg ned i siltsteinen. De nederste 13 m av sandsteinen var kraftig bioturbert og inneholdt noen løse klaster, men også klaster samlet i små tynne lag. Deretter fulgte 8 m med svak bioturbasjon før den økte igjen de neste 4 meterne. De øverste 5 m var ikke bioturbert, men til gjengjeld så økte forekomsten av kull fragmenter. Ca. 1,5 m fra toppen lå et siltsteinslag der det både var erosjon i bunnen og toppen av siltsteinslaget. Endalen-leddet avsluttes ved 277,5 m med en ny erosjonsgrense som markerte overgangen til Basilika-formasjonen som bestod av en grønnaktig, oppknust skifrig siltstein. Denne

formasjonen ble ikke logget. Total tykkelse på Endalen leddet var 92,4 m, og tykkelsen av Firkanten-formasjonen 114,32 m.



**Figur 25:** Bildet viser rester fra et skallfragment eller en brachiopod ved 327,3 m som ligger i den finkorna massive sandsteinen. Testing med fortennet saltsyre gav utslag. Foto H. Velve.

#### **4.1.2 Kjerne 4-2012**

Dette borehullet ble boret på Gruvfonna i perioden 13-22.3.2012 og hadde koordinatene Ø538032 og N8656710 i WGS datumet. Påhugget lå 631 moh. Total dybde på hullet var 345,9 m, og nådde akkurat ned til grensen mellom paleogen og kritt. De nederste 1,5 meterne av paleogen bestod av en fin sandstein med spredte glidespeil. Deretter kom en leirholdig sandstein med bølget lagning som endte i to små tynne konglomeratlag. De to lagene var klastbåret og polymikte, der klastene, som kom utenfra (extraformational), både var rundet og kantet. Over konglomeratet lå en ca. 6 m tykk leirholdig sandstein. Nederst hadde denne flaserlagning med kullfragmenter og glidespeil. Mot toppen økte leirinnholdet slik de to øverste meterne var en ren leirstein med mye kullfragmenter og glidespeil. Over leirsteinen, ved 335,5 m lå 98 cm kull, 3 cm stein og nye 8 cm med kull. Leirsteinen inneholdt ikke røtter. Over kullet lå det nye 51 cm med stein, 120 cm med en organisk rik siltstein (mellomstein) og deretter 110 cm kull fra øvre Sveafløtsen (SNSG, 2012). En eventuell produksjon i dette området vil medføre et uttak på 3,9 m, hvorav 2,16 m er kull. Dette vil si en volummessig steininnblanding på ca. 45 % før rensing. Kullet, steinen og mellomsteinen var tatt ut av boksene og sendt til laboratoriet for analyse, og kunne følgelig ikke beskrives nærmere. Over



kullet lå 3 m med en mørkebrun til svartfarget organisk rik siltstein som var veldig planlaminert og oppsprukket. RQD varierte her fra 0 til 30. Stedvis inneholdt også dette laget kullfragmenter. Over siltsteinen, mellom 328,4 m og 328 m, lå et 40 cm tykt kull-lag, som stratigrafisk kunne være Todalsfløtsen. Et 1 m tykt leirholdig sandsteinslag preget av flaserlagning, overdekket kull-laget, se *Figur 26* under. Deretter lå et tynt kull-lag på 1 cm, mellom 326,99 m og 326,44 m lå 45 cm delvis litifisert bentonitt og deretter nye 10 cm med kull. Avstanden fra øvre Sveafløtsen opp til bentonitten var 4,41 m. Over kullet lå 4 m med en sandholdig leirstein, linselagning nederst som gikk over til bølget lagning øverst. Kullfragmenter og glidespeil opptrådte jevnlig, og mot toppen var det konvolutt lagning. På toppen av dette laget var det en liten erosjonsoverflate med sandavsetning på toppen av silten, før 30 cm av kjernen manglet mellom 321,65 m og 321,95 m. Deretter kom en 8,5 m tykk finkorna sandsteinsbenk, avbrutt etter 5 m av et 5 cm tykt brunt siltsteinslag. I den nederste delen av sandsteinsbenken var det flaserlagning, før denne ble mere massiv med spredte kullfragmenter, glidespeil, siderittklaster og traue krysslagning.



**Figur 26:** Bildet viser kryss-sjiktet leirdraperinger som var typiske for Todalen-leddet, og indikerte tydelig at avsetningsforholdene var tidevannspåvirket. Foto H. Velve.

Over sandsteinen var det et skarpt skille før det lå en 3 m tykk siltstein med linselagning. Mot toppen ble denne siltsteinen avbrutt av et 5 cm tykt kull-lag, som stratigrafisk kunne være Longyearfløtsen. Over siltsteinen lå en 21 m tykk pakke av finkorna sandsteiner som med jevne mellomrom ble avbrutt av 8 konglomeratlag og siltsteiner. Konglomeratlagene som var fra 1 til 5 cm tykke, var både matriks- og klastbåret, og alle var polymikte der klastene var bragt inn utenfra. De nederste 11 m hadde jevnlig kullfragmenter, og glidespeil opptrådte hele veien. Doble leirdraperinger, bølget- og flaserlagning opptrådte vekselvis. Periodevis forekom det også bioturbasjon av Ophiomorpha og Terrebelina, traue kryss-sjikting og lavvinklet kryss-stratifikasjon. Langs flere av grensene mellom de forskjellige sandsteinene ble det observert erosjon. Toppen av denne 21 m tykke sandsteinspakken hadde et brunlig siltsteinslag med konvolutt lagning, og markerte grensen mot Endalen-leddet ved 288,6 m. Tykkelsen på Todalen-leddet i dette borehullet var 57,3 m.

Endalen-leddet ble innledet av en 15 m tykk homogen massiv finkorna sandstein med planlaminasjon i bunnen. Noen siderittklaster og leirdraperinger opptrådte i bunnen. Ca. 3 m fra toppen av denne sandsteinen, ble den avbrutt av to små siltsteinslag. Over den massive sandsteinen ved 273,4 m fulgte tre små brune siltholdige lag, avbrutt av fine sandsteiner med konvolutt lagning. Glidespeil opptrådte i siltsteinene. Deretter fulgte en 2,5 m tykk svært fintil finkorna sandstein. Denne hadde flaserlagning mot bunnen og toppen, i midten var den mere planlaminert. Et skarpt skille skilte sandsteinen fra en leirholdig finkorna sandstein med bølget lagning. Denne pakken var ca. 4 m tykk, og endte i et 15 cm tykt klastbåret konglomerat. Konglomeratet hadde rundede, polymikte klaster som var fraktet inn utenfra, og markerte et skarpt skille mot den overliggende sandsteinen. Denne finkorna, svakt leirholdige sandsteinen var 23 m tykk, og veldig massiv. Den ble tre steder avbrutt av tynne siltholdige lag, der det øverste bestod av bentonitt. De nederste 15 meterne var kraftig bioturbert, blant annet av Ophiomorpha og Terrebelina. Deretter avtok bioturbasjonen igjen til svak. Kullfragmenter opptrådte med jevne mellomrom i den nederste delen, mens det i den øverste delen forekom pyritt. Endalen-leddet ble avsluttet med en skarp grense mot den overliggende skifrige, grønnaktige og siltholdige Basilika-formasjonen. Tykkelsen på Endalen-leddet i dette borehullet var 46,25 m, og total tykkelse på Firkanten-formasjonen var 103,55 m.

#### **4.1.3 Kjerne 5-2012**

Dette borehullet ble boret på Skollfjellhallet i perioden 23.3-7.4.2012, og hadde koordinatene Ø538279 og N8658270. Påhugget lå på 854 moh. Total dybde på hullet var 516,8 m, ca. 6 m ned i Carolinefjellet-formasjonen. Den øverste delen av Carolinefjellet-formasjonen bestod av

en fin sandstein der det mot toppen forekom flere glidespeil. På toppen var det et erosjonslag og et brunaktig, siltig lag. Ved 510,9 m lå deretter et 45 cm tykt matriks- til klastebåret konglomeratlag som inneholdt polymikte klaster brakt inn utenfra. Dette var Grønnfjorden-laget som markerte starten på Firkanten-formasjonen. Over konglomeratet lå en ca. 10 m tykk finkorna, siltholdig, heterolittisk sandstein som inneholdt kullfragmenter og flaserlagning. Et tynt lag med 3 cm kull opptrådte 3 m oppe i sandsteinen. Over sandsteinen lå en mørkebrun til svart siltstein. Ved 497,21 m ble siltsteinen overlagret av 106 cm kull fra nedre Sveafløtsen, se *Figur 27* under. Det ble ikke funnet rothorisonter i denne siltsteinen. En ny siltstein med ca. 1 m tykkelse lå over kullet før et nytt tynt kull-lag på bare 2 cm. Til tross for den lave mektigheten, kunne dette være øvre Sveafløtsen. Siltsteinen fortsatte ytterligere 1,5 m før denne gikk over i en siltholdig, finkorna sandstein med flaserlagning.



**Figur 27:** Treklossene på bildet viser hvor kullet opprinnelig lå i kjernen. Under SNSG' s logging ble kullet tatt ut og sendt til analyse. Prøvelengde og nummer er påskrevet. Den brune siltsteinen under papirlappen ligger stratigrafisk under kull fløtsen, mens den organisk rike siltsteinen ved siden av tommestokken ligger over kullfløtsen. Foto H. Velve.

Denne sandsteinen var 5,5 m tykk og inneholdt kullfragmenter mot toppen. Over sandsteinen lå et 12 cm tykt bentonitt lag, se *Figur 28* under, og deretter 1 m med planlaminert silt. Avstanden fra den øvre Sveafløtsen og opp til bentonitten var 7 m. Over siltsteinen fulgte et lag på ca. 1 m med sandstein som inneholdt plante- og kullfragmenter, og deretter et nytt kull-lag. Kull-laget lå mellom 486 m og 485,66 m, og var 34 cm tykt. En ny sandstein som raskt gikk over til en siltstein, lå over kullet. Inne i denne siltsteinen lå et tynt kull-lag på bare 3 cm.

Over siltsteinen lå en ca. 5 m tykk finkorna leirholdig sandstein. Denne var stedvis svakt bioturbert og hadde stylolitter mot toppen.



**Figur 28:** Bildet viser et oppknust, litifisert bentonittlag mellom 78 og 66 cm på tommestokken. Foto H. Velve.

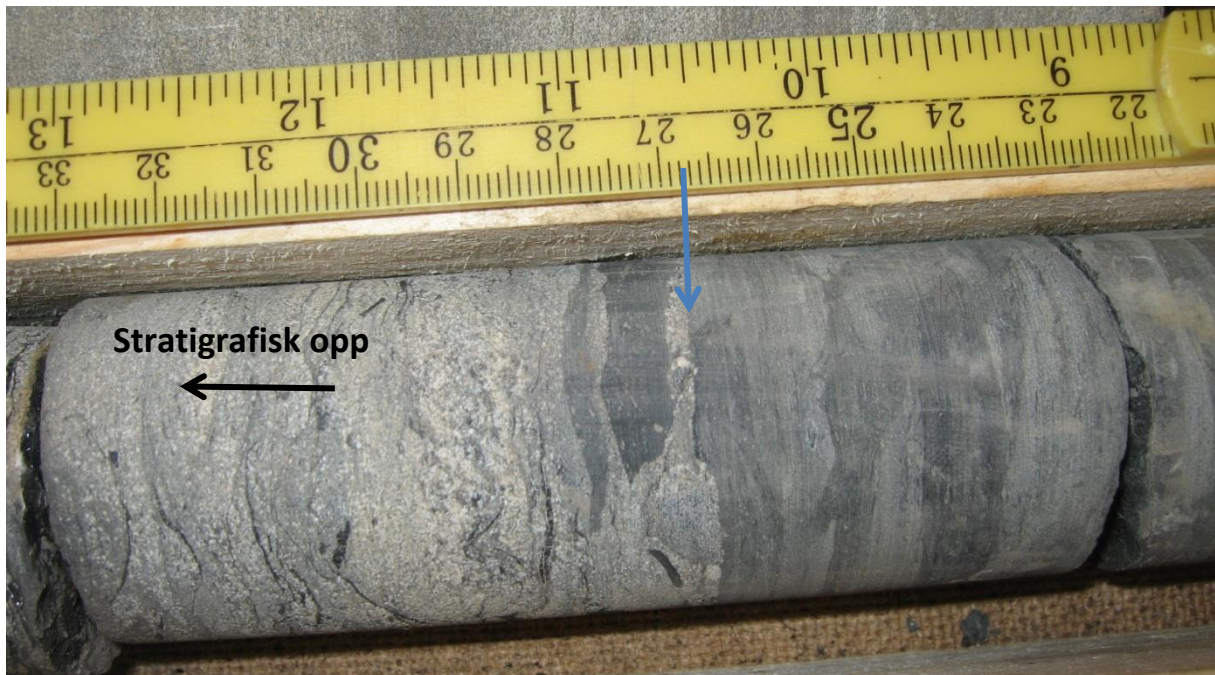
En klar grense skilte sandsteinen fra en 3 m tykk overliggende siltstein. Mot bunnen av denne siltsteinen, mellom 478,9 m og 478,87 m, lå et 12 cm tykt kull-lag. Siltsteinen ble mere sandig oppover, og gikk etter hvert over i en 5 m tykk siltholdig sandstein. Ca. 3 m oppe i sandsteinspakken lå seks konglomeratlag, hvorav det nederste var 17 cm tykt og oppfinende. De andre lagene var fra 1 til 5 cm tykke. Det nederste og de tre øverste konglomeratlagene var klastbåret, de to lagene i midten var matriksbåret. Alle var polymikte og klastene var brakt inn utenfra (extraformational). Over sandsteinen lå to nye konglomeratlag inne i siltholdige sandsteiner. Det nederste konglomeratlaget var 5 cm tykt, polymikt og klastbåret, mens det øverste laget var 2 cm tykt, polymikt og matriksbåret. Tynne siltholdige lag kuttet sandsteinen med skarpe grenser de neste to meterne. De øverste 11,5 m av Todalen-leddet var en siltholdig, finkorna sandstein der det med jevne mellomrom lå kullfragmenter og bladfossiler. Pyritt opptrådte sporadisk. De nederste 1,5 m av denne sandsteinen inneholdt to konglomeratlag, der det nederste laget var 23 cm tykt. Dette bestod av to nærliggende lag, var matriksbåret, polymikt, der klastene var rundet og fraktet til stedet. Det øverste laget var bygd opp av flere små oppfinende lag som til sammen var 43 cm tykt, klastbåret, polymikt der klastene var brakt inn utenfra. 5 m oppe i sandsteinspakken lå det tre tynne konglomeratlag med tykkelse fra 1 til 15 cm. Disse hadde rundede matriksbårete klaster som var polymikte og fraktet til stedet. 0,5 m lengre oppe lå enda et konglomeratlag som var 15 cm tykt. Dette var

matriksbåret, polymikt og de rundede klastene var også her fraktet inn. Rett over konglomeratet lå et sandholdig siltsteinslag før det opptrådte nye konglomeratlag. Nederst lå et lag som var 40 cm tykt, deretter et 30 cm tykt lag. Disse var klastbåret, polymikte og de rundede klastene var fraktet til stedet. Rett over kom tre tynnere konglomeratlag, 7, 10 og 4 cm tykke. Nederste lag var matriksbåret, mens de to øverste lagene var klastbåret. Alle de tre lagene var polymikte og bestod av rundede klaster. De øverste 3 m av sandsteinen viste planlaminasjon i bunn og mere flaserlagning mot toppen. Fargen på sandsteinen endret seg fra hvit/lysgrå til en mere gul farge. Helt på toppen av Todalen-leddet lå et tynt svart siltsteinslag før et siste konglomeratlag avsluttet leddet. Konglomeratlaget var 5 cm tykt, matriksbåret og polymikt der de rundede klastene var fraktet inn til stedet. Endalen-leddet startet ved 456 m med en finkorna massiv sandstein, men dette leddet ble ikke logget. Tykkelsen på Todalen-leddet var 54,9 m. Grensen mellom Firkanten-formasjonen og den overliggende Basilika-formasjonen ble ut ifra loggen fra boreplassen avlest til 404,46 m. Tykkelsen til Endalen-leddet var 51,54 m, og den totale tykkelsen til formasjonen 106,44 m.

#### **4.1.4 Kjerne 6-2012**

Dette borehullet ble boret på Gruvfonna i perioden 8-15.4.2012, og hadde koordinatene Ø538009 og N8654827 i WGS84 systemet. Påhugget lå på 712,03 moh, og total dybde til hullet var 445 m, ca. 3 m ned i Carolinefjellet-formasjonen. Denne bestod av en siltstein som oppover mot formasjonsgrensen ble mere sandig. Todalen-leddet startet med en skarp erosjonsgrense, der en sandstein med flaserlagning lå diskordant mot den underliggende siltsteinen, se *Figur 29* under. Sandsteinen ble gradvis mere finkorna, og inneholdt stedvis kullfragmenter. Sandsteinen var lite oppsprukket med en RQD mellom 85 og 96. Over sandsteinen, mellom 436 m og 435,86 m, lå et 14 cm tykt lag med kullskifer før nedre Sveafløts opptrådte med en tykkelse på 66 cm. Det ble ikke observert noen røtter i den underliggende sandsteinen. Deretter lå 1 cm med stein før nye 94 cm kull fra nedre Sveafløtsen. Over kullet lå 10 cm stein før midtre Sveafløts kom inn med 18 cm kull. Deretter ble det avsatt 83 cm med stein før nye 64 cm kull, tilhørende øvre Sveafløtsen. Over kullet lå 57 cm med stein og kullskifer før nye 23 cm kull fra øvre Sveafløtsen avsluttet sekvensen ved 431,7 m (SNSG, 2012). Gruvedrift i dette området vil medføre et totaluttak på 4,3 m, av dette utgjør kullet 2,65 m. Dette vil si en volummessig steininnblanding på 38 % før rensing. Denne kan reduseres til 27 % hvis den øverste mellomsteinen og det øverste kullet kan stå igjen. Over kullet lå en 6 m tykk siltstein, tidvis bioturbert. 67 cm med kull fra Todalenfløtsen fulgte over siltsteinen. Over dette kull-laget, mellom 425,15 m og 424,8 m lå et 35 cm tykt

bentonittlag, før det ble avsatt ytterligere 1 cm kull. Avstanden fra øvre Sveafløtsen og opp til bentonittlaget var i dette hullet 6,55 m.



**Figur 29:** Bildet viser grensen (blå pil) mellom tidlig kritt til høyre og Todalen-leddet til venstre. Den grovere sandsteinen har erodert seg ned i den finere siltsteinen. Legg merke til det organiske innholdet i sandsteinen. Foto H. Velve.

En skarp grense markerte deretter overgang til 25 cm med siltstein før en tykk sandsteinspakke ble avsatt. Helt i bunnen av denne 15 m tykke svært finkorna til finkorna sandsteinen, lå et tynt matriksbåret, polymikt konglomeratlag. Laget var godt rundet og sortert. Ca. 1,5 m oppe i denne sandsteinen lå to tynne bentonittlag, samt kullfragmenter. Bølget lagning og glidespeil opptrådte rundt 4 m oppe i sandsteinen, ytterligere 1 m oppe lå flere nye tynne bentonittlag, 1-3 cm tykke. Siltinnholdet i sandsteinen økte gradvis opp til 8 m oppe i sandsteinen, der det ikke lengre var sand tilstede. 9 m oppe i den 15 m tykke sandsteinspakken, lå en skarp grense som markerte overgang til en tilnærmet ren sandstein. Kullfragmenter og bioturbasjon opptrådte brått i en lengde av 1,5 m. Deretter viste sandsteinen traue kryss-sjiktning som etter 1 m ble avsluttet med et matriksbåret konglomeratlag. Laget var polymikt, og bestod av medium sorterte, rundede klaster. På toppen lå det noen kalsitt klaster. De øverste 4 m av sandsteinspakken var finkorna der et tynt matriksbåret konglomerat brøt lagrekken 1 m fra toppen av sandsteinen. Over sandsteinspakken lå en svært finkorna sandstein som viste linselagning nederst. 2 m oppe fikk sandsteinspakken et mer sandholdig innhold, og viste bølget lagning. Glidespeil og kullfragmenter opptrådte jevnlig i denne lagpakken. Deretter fulgte en 5 m tykk finkorna

sandstein. Flaserlagning, sammen med kraftig bioturbasjon, opptrådte i de nederste 3 m. Et tynt klastbåret konglomerat-lag lå i den nederste delen av sandstenen. Dette dårlig sorterte, polymikt laget, markerte ved 403,3 m overgangen mellom Todalen-leddet og Endalen-leddet, se *Figur 30* under. Tykkelsen på Todalen-leddet var i dette området 38,47 m.



**Figur 30:** Bildet viser grensen ved 403,3 m (blå pil) mellom Todalen-leddet (til venstre) og Endalen-leddet (til høyre). Den lyse sandsteinen i det overliggende Endalen-leddet skiller seg markant ut fra den gulere, mere heterolittiske sandsteinen i Todalen-leddet. Foto H. Velve.

Sandsteinen fortsatte med samme kornstørrelse inn i Endalen-leddet, nå med traukryss-sjiktning og kryss-sjiktning. Leirdraperinger og pyritt opptrådte sporadisk opp gjennom sandsteinen. Toppen av denne sandsteinspakken ble avsluttet med et klastbåret konglomeratlag. I dette konglomeratet, ved 400,93 m, ble det observert et fossil som ble tolket til å være Bivalvie Mollusca, se *Figur 31* under. Over konglomeratet lå en tynn traukryss-sjiktet siltstein som raskt gikk over til en finkorna sandstein. Denne 3 m tykke sandsteinen inneholdt noen kalsittholdige sprekker, tydeligvis sekundære. Sideritt klaster og leir draperinger opptrådte sammen med glidespeil mot toppen av sandsteinspakken. De neste 2 m viste varierende kornstørrelse fra siltstein til svært fin traukryss-sjiktet sandstein. Deretter opptrådte tre konglomeratlag, det nederste 6 cm tykt. Dette var matriksbåret i bunnen, men gikk over til klastbåret mot toppen. Det midtre laget var bare 0,5 cm tykt, mens det øverste

var 2 cm tykt og klastbåret. Alle tre lagene var polymikte der klastene var godt rundet og innbragt utenfra. Over denne varierende lagpakken lå en forholdsvis homogen svært finkorna sandstein, der det spredte steder lå noen kullfragmenter. 1 m oppe i sandsteinen ble det observert kraftig bioturbasjon av blant annet Ophiomorpha. Sandsteinen ble avsluttet med et klastbåret 2 cm tykt konglomeratlag. Laget var dårlig sortert, og bestod av rundede dårlig sorterte klaster. På toppen av denne sandsteinen lå et tynt siltsteinslag med flaserlagning.

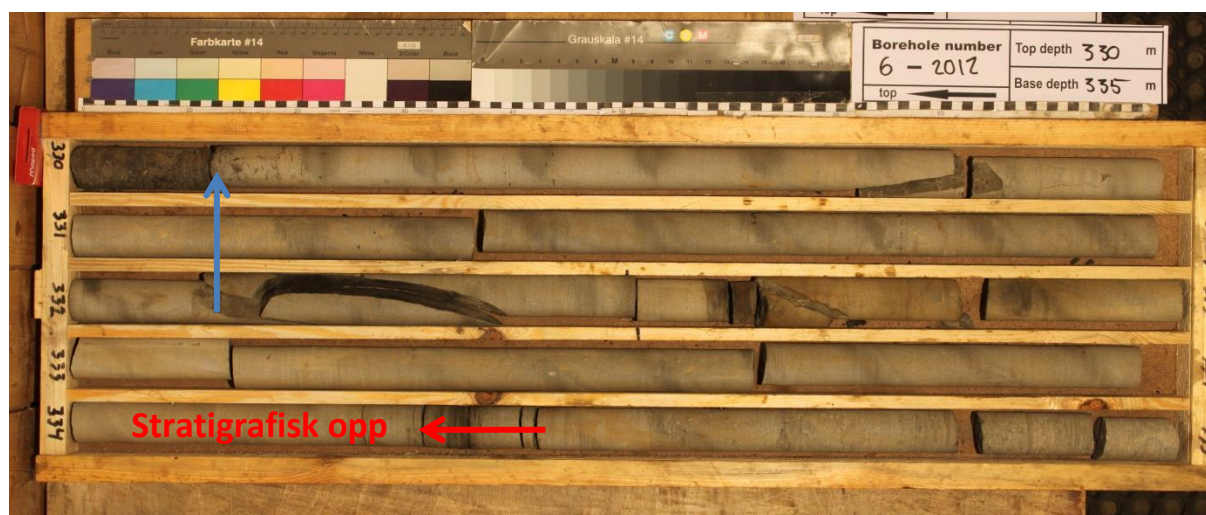


**Figur 31:** Bildet viser et fossil som lå inne i et polymikt konglomeratet. Dette fossilet ble fraktet til stedet sammen med de andre klastene, og tolket til å være en Bivalvie Mollusca. Foto H. Velve

Deretter fulgte nye 1,5 m av den svært finkorna sandsteinen som viste traukryss sjikting mot toppen, og endte i et 4 cm tykt matriksbåret konglomeratlag. Laget var dårlig sortert og bestod av godt rundede ekstraformale polymikte klaster. Over konglomeratet lå en 12,5 m tykk, veldig jevnt finkorna sandstein, som var svakt bioturbert i bunnen. Plantefragmenter, kull og planlaminasjon, opptrådte sammen med bioturbasjonen sporadisk i den nederste halvdel av sandsteinen. Mot toppen av lagpakken lå små siderittklaster. Deretter ble det avsatt et 8 cm tykt brunlig bentonittlag, som brått gikk over i en finkorna sandstein. Denne massive finkorna sandsteinen var 10,5 m tykk, og ble bare avbrutt av to konglomeratlag. Det første laget lå 2 m oppe i sandsteinspakken, var 7 cm tykt og klastbåret. De polymikte klastene var godt rundete og bestod blant annet av kvarts og siltstein. Periodevis viste kjernen planlaminasjon. Siderittklaster, kull- og plantefragmenter lå spredt langs hele sandsteinslaget. Det andre konglomeratlaget lå 1,5 m fra toppen av sandsteinspakken. Dette var bygd opp av flere små



matriksbårete lag, der polymikte og godt rundede klaster var bragt inn utenfra. I den øverste halve meteren av sandsteinen lå siderittklaster og kullfragmenter, og helt øverst var det avsatt sedimentære strukturer som viste flaserlagning. Over sandsteinen, ved 361,5 m, lå to 8-10 cm tykke bentonittlag med et 20 cm tykt sandsteinslag mellom. Toppen av begge bentonittlagene viste erosjonsstrukturer. Over bentonitten lå et 0,5 m tykt finkorna sandsteinslag med flaserlagning på toppen. En skarp grense skilte denne sandsteinen fra et 8 cm tykt overliggende, brunlig siltsteinslag. Et 14 cm tykt klastbåret konglomeratlag var erodert ned i siltsteinen, og markerte et skarpt skille mot den kraftig bioturberte sandsteinen som igjen lå over dette konglomeratet. Konglomeratet var polymikt og bestod av godt rundede klaster som var bragt inn utenfra. Den overliggende sandsteinen var totalt 24 m tykk, svært kraftig bioturbert i bunn og topp, med noe mindre bioturbasjon på midten. Terrebelina og plantefragmenter opptrådte jevnlig langs hele lagrekken. Mot midten av sandsteinspakken viste strukturen konvolutt lagning, og mot toppen lå jevnlig klaster av pyritt. Stedvis viste strukturene planlaminasjon og lavvinklet krysslaminasjon. De øverste 10 cm av sandsteinen viste markert mye mindre bioturbasjon. Et brunlig tynt siltholdig lag lå på toppen av sandsteinen. Laget viste planlaminasjon, og hadde en skarp erosjonsgrense mot den overliggende sandsteinen. Denne homogene sandsteinspakken var 6 m tykk. De eneste strukturene som ble observert var en svak bioturbasjon rundt 1 m oppe i lagpakken, samt noen leirdraperinger 2 m og 3,5 m oppe i lagpakken.

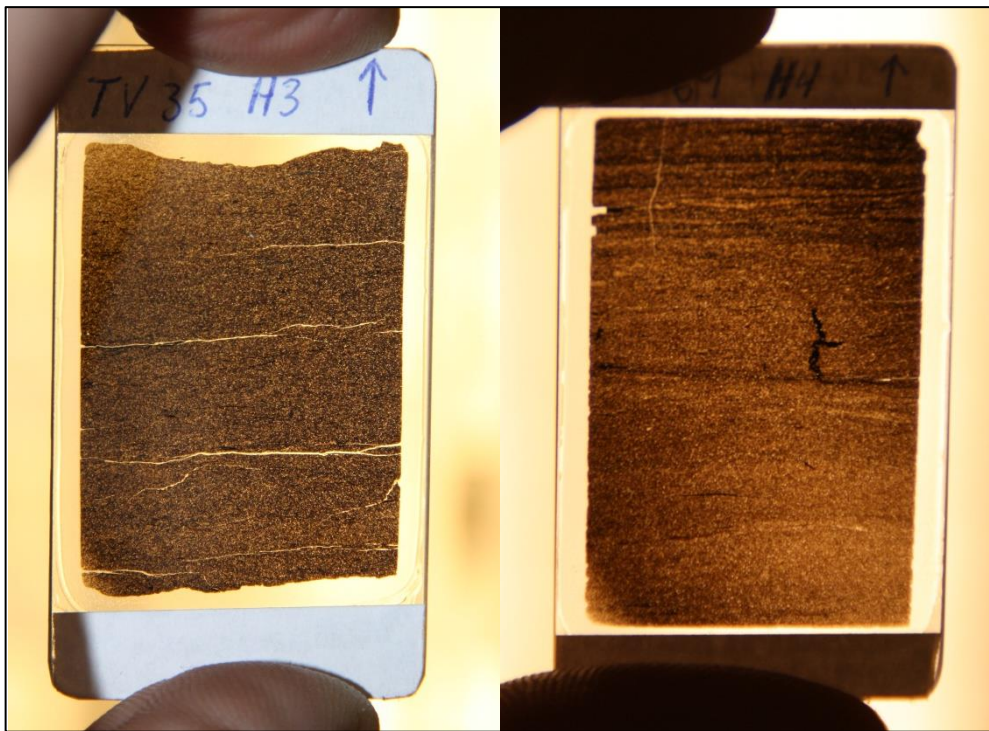


Figur 32: Bildet viser kjerne 6-2012. Grensen mellom Firkanten-formasjonen og Basilika-formasjonen er godt synlig ved 330,13 m (blå pil). Grensen fremstår veldig markert både ved forskjellig farge og litologi mellom sandsteinen i det underliggende Endalen-leddet, og den overliggende skifrige, mørke sandholdige siltsteinen til Basilika-formasjonen, etter (SNSG, 2012).

Noen få siderittklaster lå mot toppen av sandsteinspakken, og toppen ved 330,13 m, markerte en distinkt grense mellom Firkanten-formasjonen og den overliggende, mørkere og skifrige Basilika-formasjonen, se *Figur 32* ovenfor. Denne formasjonen ble ikke logget. Tykkelsen av Endalen-leddet i dette borehullet var 73,17 m, og hele Firkanten-formasjonen målte her 111,64 m.

## 4.2 Tynnslip

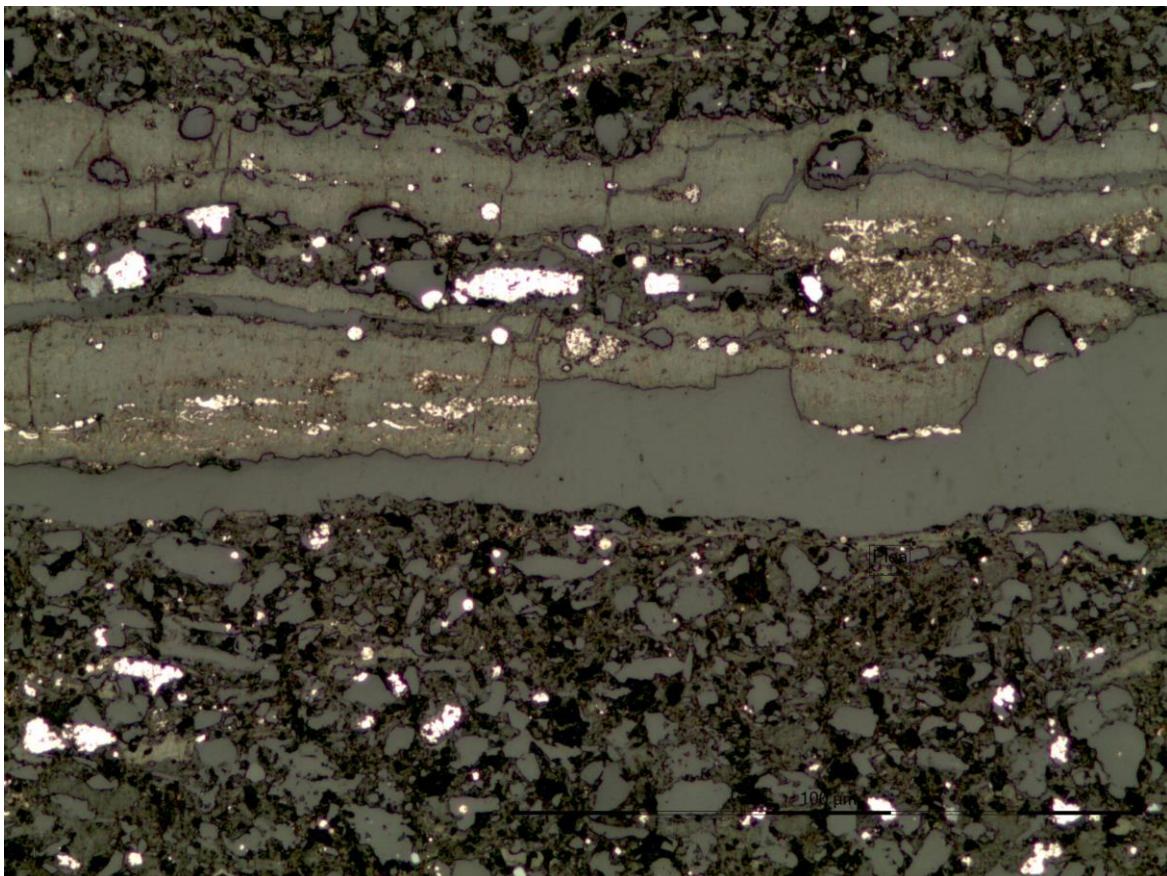
Mellomsteinen prøvene ble tatt av var mørk, organisk rik og veldig finkornet, noe som vanskeliggjorde analyseringen, se *Figur 33* under. Ved vanlig gjennomlysning av tynnslip nr. 120735 ble mineralene kvarts, muskovitt, kloritt, glaukonitt og plagioklas gjenkjent. Tynnslipet inneholdt tydelig mere kloritt enn 120736. De andre korna var enten opake eller for små til å gjenkjennes. Det høye organiske innholdet vanskeliggjorde også identifiseringen. På grunn av dette og uklare grenser mellom korna, kunne ikke forstørringen settes for lavt.



**Figur 33:** Bildet til venstre viser tynnslip nr. 120735, og til høyre 120736. Begge tynnslipene viser tydelig den finkorna sedimentære lagdelingen. Tynnslipet til venstre viser flere sprekker som ble dannet under prepareringen. Stratigrafisk viser begge bildene riktig vei opp. Bildet til høyre kan imidlertid vise en rotstruktur i midten, men dette betinger da at prøven er blitt feilmerket ved prøvetakingen eller snudd opp-ned under prepareringen. Begge bildene er tatt mot en lyskilde for bedre å kunne se strukturene. Foto H. Velve.

Den karakteristiske lagdelingen i bergarten var lett å observere. Ved bruk av pålys ble tynnslipet mye lysere, og i tillegg ble pyritt gjenkjent. Det organiske materialet ble også mye klarere der grensene mellom korna ble lettere å se. Mineralet pyritt lå både i klynger og langs

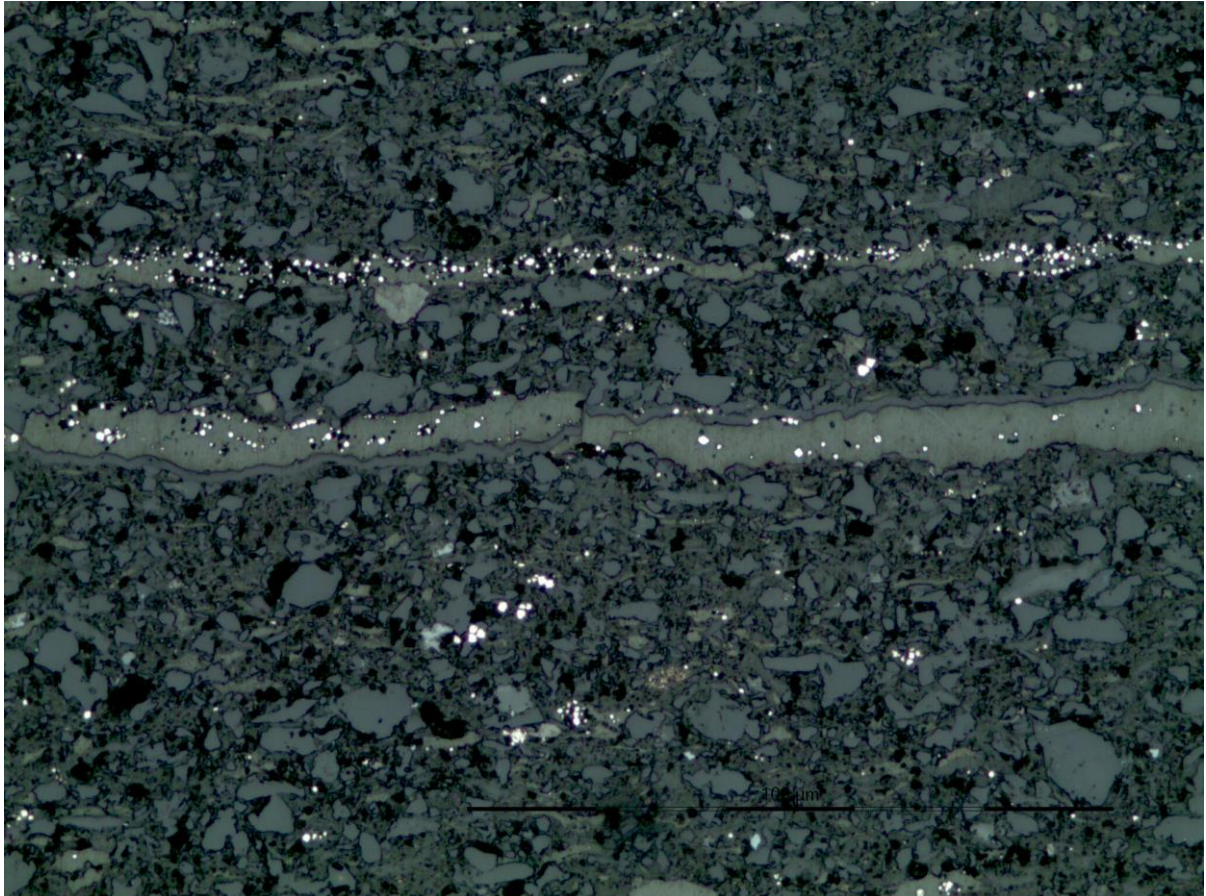
lagdelingen i bergarten, ofte sammen med organisk innhold. Imidlertid så ble det ved pålys ikke lengre mulig å bruke mineralenes optiske egenskaper til gjenkjenningen. Derfor ble det vekselvis brukt gjennomlysning og pålys ved tolkningen av tynnslipet. Kornformen var fra euhedral til subhedral med dårlig rundete korn, noe som tydet på forholdsvis kort transport. Elongerte korn lå i samme retning langs lagdelingen og var godt pakket. Enkelte tynne lag var overveiende klastbåret, men bergarten som helhet var matriksbåret. Kornstørrelsen var fin og kornene forholdsvis lite sortert, og varierte fra noen store korn på 0,05 mm til mange korn mindre enn 0,01 mm, se *Figur 34* under. Prøven hadde dårlig porøsitet, men langs lagdelingen var porøsiteten stedvis litt bedre. Noe av dette stammet trolig fra prepareringen av prøven. Den dårlige porøsiteten stemmer godt overens med det finkornige materialet og de euhedrale korna. Det ble tatt flere bilder fra utvalgte steder av tynnslipet, Før dette ble gjort, hadde målestokken blitt innstilt manuelt etter riktig forstørrelse. For hvert bilde måtte målestokken slås på i dataprogrammet slik at den ble avbildet på fotografiet. Mengden finkornet materiale, høyt organisk innhold og opake mineraler vanskeliggjorde fotografering ved gjennomlysning.



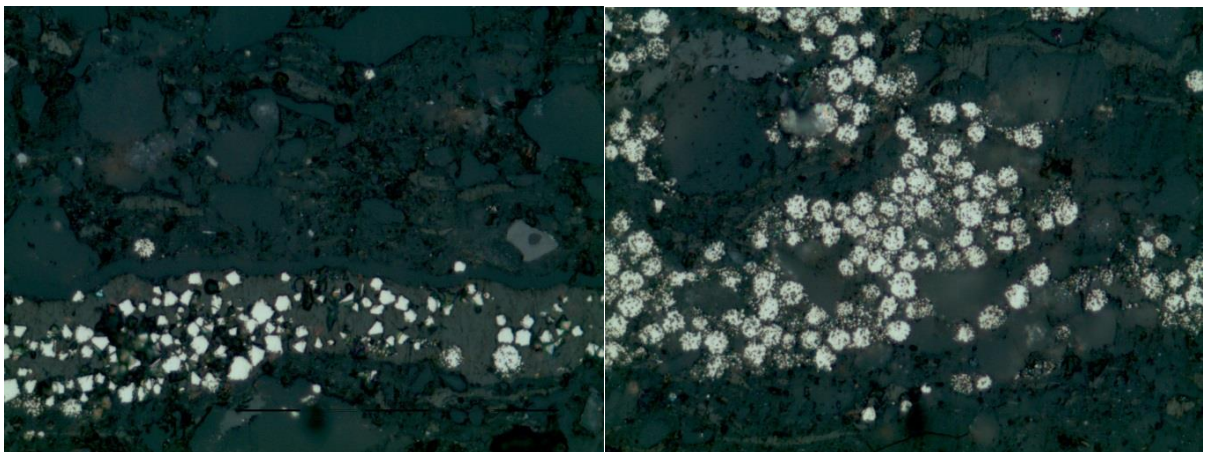
**Figur 34:** Bildet viser tynnslip nr. 120735 ved 10x forstørrelse og ved bruk av pålys. Målestokk nede i høyre hjørne, 100 μm. Idiomorfe (Euhedrale) og elongerte korn var godt synlig. Korna var overveiende matriksbåret. De hvite korna var pyritt, og ofte anrikt langs lagdelingen. Det grå feltet i midten var epoksy og stammet fra prepareringen. Foto H. Velve.

I tynnslip nr. 120736 ble mineralene kvarts, muskovitt, karbonat, glaukonitt og kloritt funnet ved bruk av gjennomlysningsmikroskop. Funn av glaukonitt kunne tyde på en marin avsetning, men glaukonitt er også funnet i de underliggende sandsteinene fra kritt (Jochmann, 2004). Dermed kan mineralet stamme fra erosjonen som skjedde øst for havbukta. I likhet med tynnslip nr. 120735 var også dette tynnslipet veldig mørkt og finkornet, og inneholdt opake korn. Uklare grenser mellom korna vanskeliggjorde bruk av lav forstørning. Den karakteristiske lagdelingen var likevel lett gjenkjennelig. Ved bruk av pålys ble også her pyritt gjenkjent. En forutsetning for dannelse av pyritt er saltholdig vann eller reduserende forhold i organisk materiale (Mørk, 2013, pers komm). Disse svakt gule korna lå som i det forrige tynnslipet både i klynger og langs foliasjonen, spesielt langs små sprekker i bergarten. I dette tynnslipet var det vesentlig mere pyritt enn i det første. Da pålys fører til at de optiske egenskapene forsvinner, ble det også her benyttet vekslende gjennomlysning og pålys. Korna var gjennomgående dårlig rundet og dårlig sortert. Kornstørrelsen var også her fra 0,05 mm til mindre enn 0,01 mm, se *Figur 35* under. Pakkingen var god og porøsiteten dårlig. Matriksmaterialet var veldig finkornet, slik at det var vanskelig å beskrive dette nærmere.

Pyritten i begge tynnslipene viser forskjellig form fra kantede krystaller til runde aggregater. Pyrittformene er nærmere beskrevet av Grundvåg og Stemmerik (2013) til å være et resultat av avsetningsforholdene der kantede pyrittkrystaller typisk dannes i oksygenfattige sedimenter. Disse forteller da lite om oksygenforholdene i vannmassene ved avsetningen. Runde pyrittaggregater blir derimot bare dannet i oksygenfattige vannmasser, og viser da anoksiske avsetningsforhold. De kantede krystallene er anrikt i de organiske lagene, mens de runde aggregatene ligger mere spredt utover hele tynnslipet. Det ble forsøkt med en punkttelling for bedre å kunne anslå hvilken bergart disse prøvene stammet fra. Dette viste seg midlertid å være vanskelig da bergartene var svært finkornet og inneholdt mye organisk materiale. I samråd med professor May Britt Mørk ble det derfor besluttet og ikke gjennomføre denne tellingen. I stedet ble begge bergartsprøvene klassifisert ut ifra kornstørrelse, innhold av organisk materiale og XRD-analysen til en organisk rik leirholdig siltstein.



Figur 35: Bildet viser tynnslip nr. 120736 ved 10X forstørring. De grå beltene i midten var organisk materialet der det hadde anriket seg litt pyritt. Korna var tydelig matriksbåret, dårlig sortert og dårlig rundet. De største korna målte 0,05 mm. Målestokk 100  $\mu$ m. Foto H. Velve.



Figur 36: Bildet til venstre viser kantede pyrittkrystaller som ligger anriket langs det organiske materialet. Dette viser at de organisk rike sedimentene var oksygenfattige, noe som bidro til bevaring av det organiske materialet. Bildet til høyre viser runde pyrittaggregater, et tegn på oksygenfattige vannmasser ved avsetningstidspunktet. Begge bildene er tatt i pålysmikroskop ved 50x forstørring. Foto H. Velve.

### 4.3 XRD

Selv om maskinen og programvaren kommer frem til analyseresultater, er det meget viktig at kyndig personell tolker disse analysedataene. Dette fordi at programvaren bare foreslår mineraler som den har lagret informasjon om i sin database, og forslagene fremsettes ut ifra elementene den har funnet i analysen. En foreløpig tolkning ble foretatt 8.1.2013, der også Laurentius Tjihuis ved NTNU bistod. Først ble det foretatt en kvalitativ analyse av prøve 120735 ved at den amorfe bakgrunnsstøyen ble fjernet. Dette skjedde ved at den ujevne grafen settes til en 0-verdi, noe som medførte at alt under grafen ble fjernet. Ut ifra erfaring og kjennskapen om at prøven kom fra en organisk rik siltstein, ble forskjellige mineraler undersøkt om de passet med toppene på grafen. Ved topper der ingen mineraler passet inn, ble d-verdien avlest. Denne ble så sammenlignet med en tabell slik at riktig mineral kunne gjenkjennes. Det ble funnet tegn til at prøven inneholdt mineralet illitt, (ca. 1-2 %), men disse toppene sammenfalt med toppene til mineralet muskovitt og illitt ble dermed ikke tolket som eget mineral. Det ble også undersøkt om prøven inneholdt karbon, men denne analysen medførte en underliggende graf som ikke hadde noen topper. Hovedgrafene manglet heller ikke noen markerte topper som kunne utfylles. Analyseresultatet viste at karboninnholdet kunne ligge på 5-10 %, men Tjihuis stilte spørsmål til dette resultatet. Dermed ble det i første omgang ikke foretatt en XRD-analysen som kunne brukes til en absolutt bestemmelse av det organiske materialet, se *Tabell 7* under. Det var likevel sannsynlig at prøven inneholdt organisk materiale. Dette resulterte i en liste med 10 aktuelle mineraler. Deretter ble det foretatt en semi-kvantitativ analyse som fant mengden av hvert mineral.

På grunn av usikkerheten med karboninnholdet, ble prøven sammen med Bjørn Eske Sørensen tolket på nytt 11.1.2013. Det ble da kjørt flere fininnstillinger i programvaren, men disse ga bare små variasjoner i analyseresultatene. Sørensen var enig med Tjihuis at karbonresultatene var usikre. Analyseresultatene ble senere diskutert med professor May Britt Mørk 28.2 2013, og det ble da besluttet og likevel foreta en analyse der karbon var en del av resultatene. Det ble også besluttet å lete etter mineralet glaukonitt som tidligere hadde blitt observert i mikroskopet. Også den nye analyseringen ble foretatt sammen med Tjihuis. Databasen PDF4+ som NTNU analyserer opp mot, inneholdt ikke opplysninger om mineralet glaukonitt. Derfor ble egenskapene til mineralet funnet i en nettbasert database (Crystallography, 2013). Referansekoden til mineralet glaukonitt var i denne databasen COD.ID 9013718. Disse opplysningene ble deretter bearbeidet av Tjihuis slik at de passet inn i Topas. Resultatene til disse analysene er også vist i *Tabell 7* under. Forfatteren er klar over at

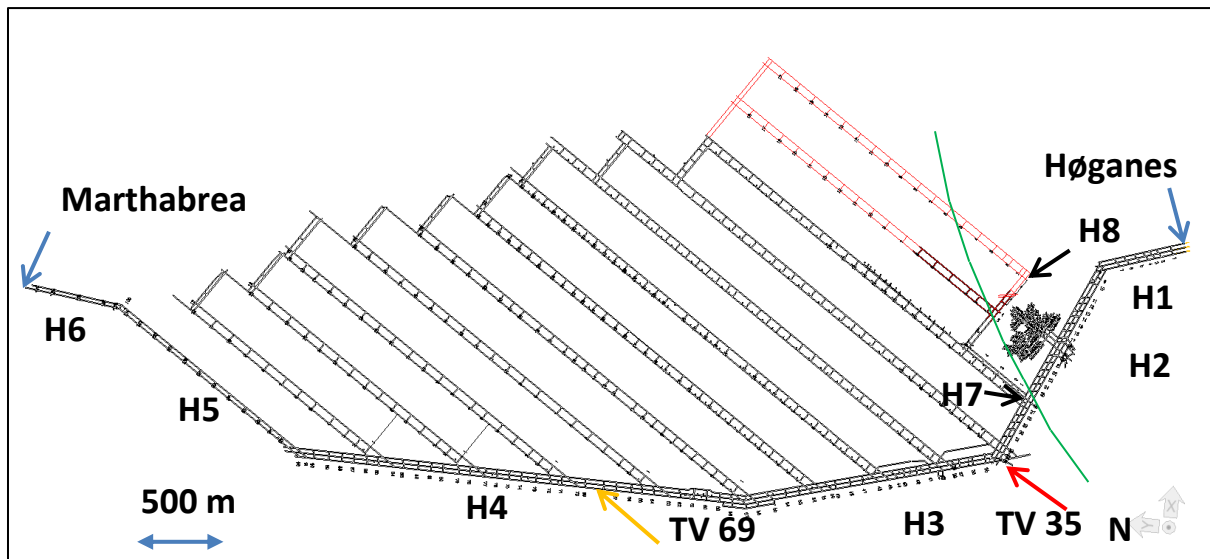
tilføring av nye mineraler i analyseringen vil virke inn på de andre absoluttverdiene til prøveresultatene, noe også resultatene i tabellen viser. For fullstendige analyseresultater, se *Figur 105* og *Figur 106* under vedlegg. Prøvenr. 120736 ble analysert samtidig som den første prøven, og med samme prosedyre. Alle analyseringene ble også her fortatt av Tjihuis, og Sørensen deltok under den andre analyseringen. Det ble her valgt og ikke foreta analysering for mellomliggende albitt og gips, se *Tabell 7* nedenfor. Årsaken til dette var de små mengdene som prøven inneholdt. Også det faktum at deteksjonsgrensen for gjenkjenning av mineralene ligger på ca. 1 %, var av betydning for dette valget (Sørensen, 2013).

**Tabell 7: Tabellen viser mineralinnholdet før og etter at karbon og glaukonitt ble tilført analysen.**

Mineral	Analyse uten karbon og glaukonitt		Analyse med karbon og glaukonitt	
	% 120735	% 120736	% 120735	% 120736
Kvarts	41,9	34,67	39,84	33,41
Muskovitt 1M	17,47	16,91	16,02	13,05
Muskovitt 2M1	17,17	15,97	15,91	13,43
Kaolinit (BISH)	8,61	9,82	8,13	10,19
Albitt	8	10,46	7,62	10,10
Karbon			5,07	5,62
Mikroklin maksimum	2,43	2,44	2,45	0,98
Pyritt	1,9	7,48	1,88	7,21
Kloritt 1b	1,8	2,25	1,85	2,32
Glaukonitt			0,85	3,70
Albitt mellomliggende	0,7		0,34	
Gips	0,02		0,04	
<b>Sum</b>	100	100	100	100,01

Ved den tredje analysen ble det også her analysert for karbon og glaukonitt. Som en sikkerhetssjekk ble analysene kjørt flere ganger med forskjellige fininnstillinger, men resultatene viste bare små variasjoner. Resultatene viste at prøve nr. 120736 inneholdt mindre kvarts og litt mindre muskovitt enn prøve nr. 120735. Imidlertid så inneholdt den litt mere kaolinit og albitt, og vesentlig mere pyritt enn prøve nr. 120735. Prøve nr. 120736 ble tatt ca. 2,5 km lengre mot nord enn prøve nr. 120735, og over en slik avstand kan avsetningsmiljøet

varierte, se Figur 37 under. Et høyere innhold av pyritt og glaukonitt mot nord kunne tyde på større marin innflytelse på avsetningsmiljøet enn lengre sør.



Figur 37: Figuren viser hvor de to prøvene ble tatt i Svea Nord. Rød pil viser prøve nr. 120735 ved TV35, og oransje pil viser prøve nr. 120736 ved TV69. Grå farge på kartet viser drevne stoller og rød farge viser planlagte stoller ved tegnetidspunktet. Grønn linje viser normalforkastningen som krysser hovedstollen mellom TV25 og TV26. Hovedstollsystemet er markert med H1-H8. Nord i Y-retningen og øst i X-retningen. Figur fra MicroStation.

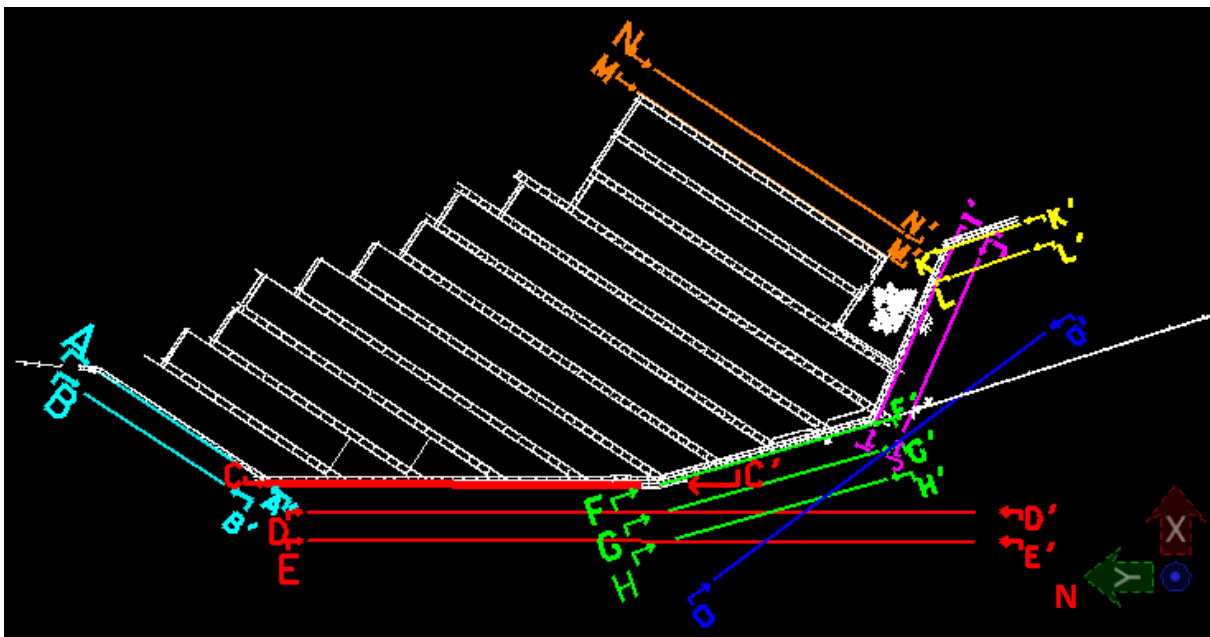
#### 4.4 Modellering

Da modelleringen ble foretatt med to forskjellige utgaver av Leapfrog, behandles disse hver for seg. Under modelleringen med Leapfrog Mining ble det oppnådd tilfredsstillende resultater med mellomsteinen, da denne opptrådte inne i Sveafløtsen. Imidlertid så kilte den ut mot hengen og liggen. Leapfrog Geo modellerte ikke mellomsteinen på samme tilfredsstillende måte, da mellomsteinen her stedvis ble modellert utenfor Sveafløtsen eller ikke modellert i det hele tatt. Derfor presenteres resultatene fra Leapfrog Mining når det gjelder mellomsteinen. Leapfrog Geo ble imidlertid brukt i modelleringen av de forskjellige analyseresultatene. Forfatteren er klar over at noe usikkerhet til utbredelsen av mellomsteinen inne i Sveafløtsen og kan gi en mer upresis modellering av analyseresultatene. Dette viser likevel at forskjellige dataverktøy kan benyttes i forskjellige problemstillinger under modelleringen. Det ble ikke foretatt noen volumberegninger av Sveafløtsen under modelleringen.

Under forberedelsene til modelleringen kom det tydelig frem at den tidligere modelleringen av kotehøydene til liggen ikke stemte overens med de oppgitte fastmerkene i hengen. Ved bruk av en fast Sveafløts høyde på 4,0 m ble, både for høye og for lave, høydeavvik til liggen



på opptil 3-4 m oppdaget flere steder. Imidlertid så var dette de eneste dataene som forelå, og selv om dette ville gi unøyaktige modelleringsresultater, ble det i samråd med veileder likevel besluttet og bruke de dataene som forelå. Ved ytterligere undersøkelser av datagrunnlaget ble det oppdaget at den samme informasjonen også var lagret et annet sted i SNSG systemet under en mappe navnsatt som "gammel upresis info". Dette tyder på at det også i organisasjonen til SNSG hadde blitt reagert på nøyaktigheten til disse dataene. Tre borehull hadde ikke noen Z-verdi, og disse skapte feilmeldinger under modelleringen. Det lyktes heller ikke å finne disse i det andre datagrunnlaget som forelå. Borehullene 1-1984, 11-1984 og 29-1990 ble derfor slettet selv om de hadde analyseresultater. I datagrunnlaget forelå også borehull 2, 3, 4 og 7 boret i 1984 som lå 3-5 km mot nordøst fra krysset H4/H5, og dermed godt utenfor området av interesse. I disse borehullene hadde Sveafløtsen en mektighet fra 0,12-0,5 m. Ut ifra den geologiske kunnskapen forfatteren hadde, forårsaket disse borehullene modelleringer som tydelig ikke kunne være riktige. Disse borehullene ble derfor slettet fra modellen. Under modelleringen ble utvalgte snitt tatt, se *Figur 38* under.



**Figur 38:** Figuren viser hvor utvalgte snitt i modelleringen er foretatt. Lyseblå snitt er tatt i H5, rød langs H4, grønn langs H3, lilla langs H2, gul langs H1 og oransje langs HT5. Det mørkeblå snittet ble tatt gjennom borehullene 45-1991 og 12-1993. Figur fra MicroStation.

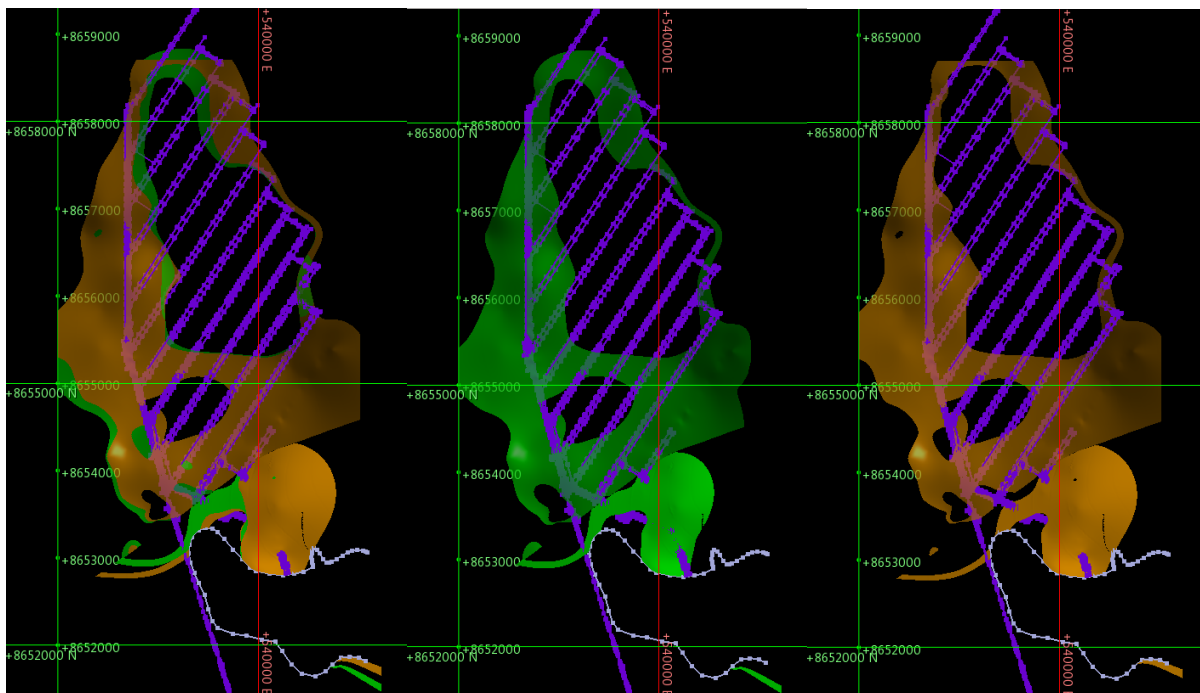
#### 4.4.1 Leapfrog Mining

Denne utgaven ble benyttet under mesteparten av modelleringen. Ved bruk av den opprinnelige litologitolkningen var det ut ifra den geologiske kunnskapen vanskelig å modellere kullforekomsten på en tilfredsstillende og riktig måte. En av årsakene til dette lå i den utstrakte bruken av forskjellige litologibenevninger, andre kan være at forfatteren ikke

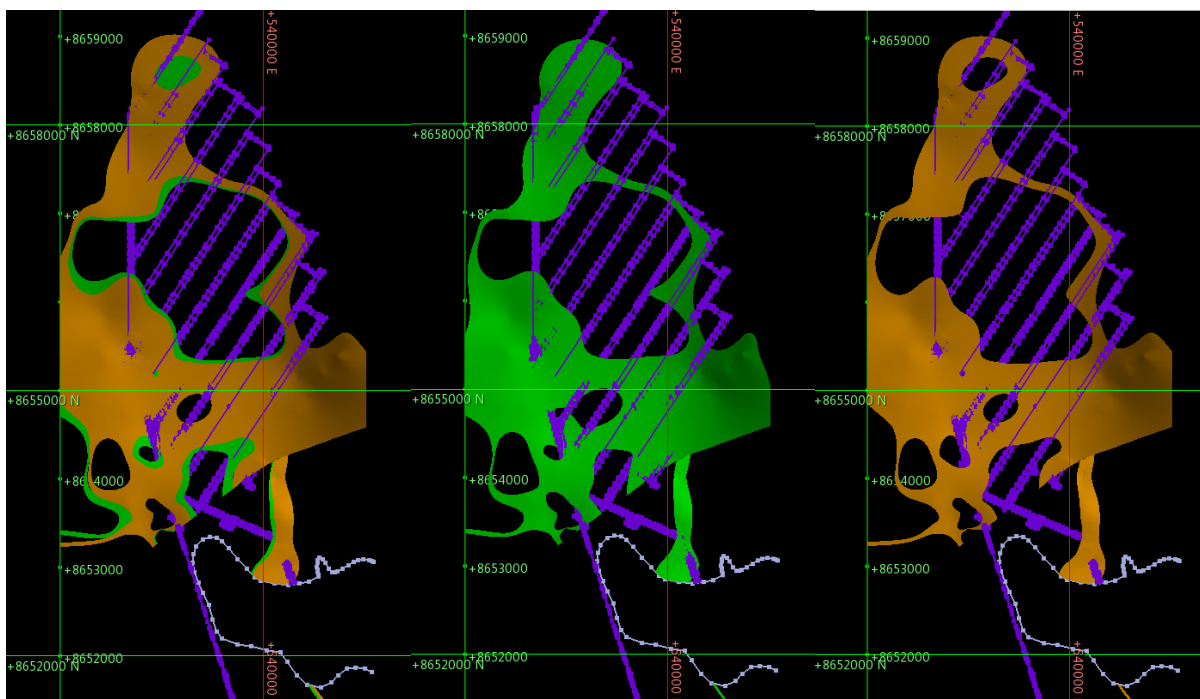
benyttet mulighetene ved fininnstillinger av de forskjellige variable parameterne. En slik optimalisering av modellen var imidlertid ikke en del av oppgaven. Derfor ble litologien i flere omganger re-tolket og forenklet. I den endelige modellen ble det fokusert på litologier i Sveafløtsen, krittgrensen, bentonittlaget og brekontakten. Modelleringen viste at det ikke er helt samsvar mellom den laterale utbredelsen av ligg- og hengkontakten, noe det uti fra den geologiske kunnskapen burde være. En ekstra sjekk av de forskjellige variable parameterne i modelleringen, viste at innstillingene var like både i ligg- og hengkontaktene. Vertikalt foreligger mellomsteinen suksessivt både over og under gruvekartet, noe som ikke er riktig. Gruvekartet ble imidlertid tidligere projeksjonert opp på kotehøydene til liggen, for øvrig de samme kotehøydene som hadde blitt modellert i AutoCAD for ca. 15 år siden. Dette kunne da ha vært en feilkilde.

To modeller av mellomsteinen presenteres nedenfor, i den første slås de to mellomsteinene sammen og i den andre modelleres disse hver for seg. Den endelige modelleringen viser at mellomsteinen er fraværende i den sentrale delen av forekomsten, og at den øker i mektighet ut mot randsonen. Modelleringen bekrefter dermed den eksisterende geologiske kunnskapen til kullforekomsten. Mot øst kiler kullfløtsen raskt ut, og feltgrensen i dette området er dermed allerede nådd. Mot nord øker mellomsteinen raskt i tykkelse samtidig som øvre Sveafløts blir tynnere. Også på vestsiden av H4 og H3 opptrer mellomsteinen med stor lateral utbredelse, se *Figur 39* under. Mangelen av data ut fra kjerneområdet og avgrensningen som "boundary box" setter, fører til at programmet stopper modelleringen av mellomsteinen ca. 1 km vest for H4. Den første modelleringen viser at området uten mellomstein utgjør en langstrakt øy i NNW-SSØ retning. Programmet modellerer hver sin side av normalforkastningen i hvert sitt domene, og det er følgelig ikke helt samsvar mellom utbredelsen av mellomsteinen på tvers av normalforkastningen.

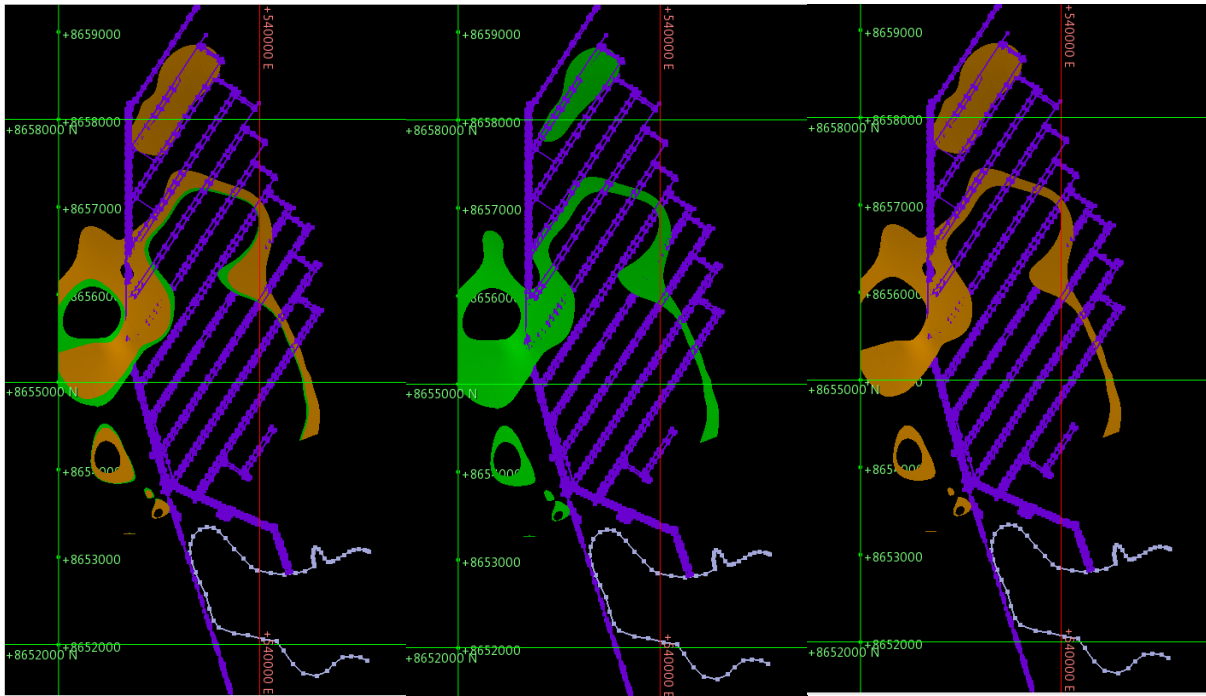
Ved den andre modelleringen ble de to mellomsteinene modellert hver for seg som Mellomstein1 og Mellomstein2. Dette ga et forskjellig resultat i forhold til den første modelleringen, se *Figur 40* og *Figur 41* under. Mellomstein1 i liggblokka viste nå en mye mindre lateral utbredelse, og datagrunnlaget var for lite til at Mellomstein2 kunne modelleres. I hengblokka har ikke området uten mellomstein den samme "øyformen", men et mere sirkulært område. Også mot øst og vest er formen på mellomsteinen ulik den første modelleringen. I alle figurene kuttet mellomsteinen i Høganesområdet av den antatt utgående kullgrensen over og under breoverflaten.



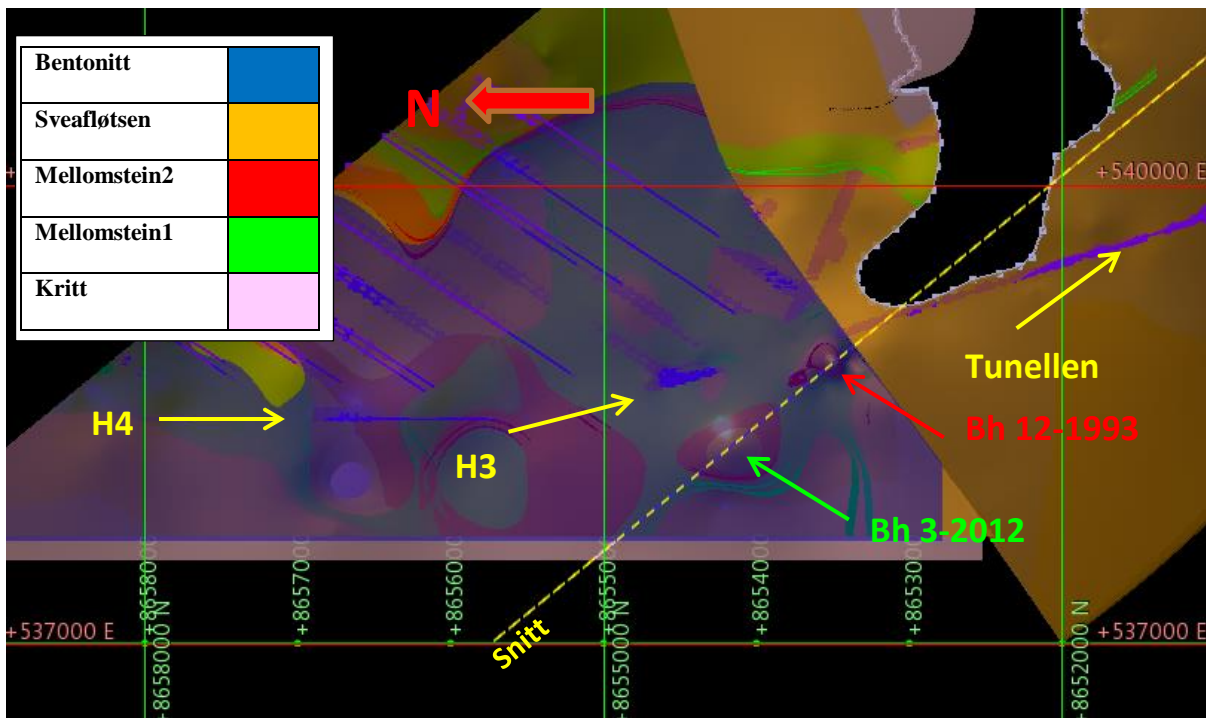
Figur 39: Figuren viser utbredelsen av mellomsteinen i Sveafløtsen. Kartet til venstre viser både liggen og hengen til mellomsteinen, i midten liggen i grønn farge og til høyre hengen i oransje farge. På figurene er både Mellomstein1 og Mellomstein2 modellert sammen. Normalforkastningen som krysser H2, HT3 og HT5 er ikke tegnet på figuren, men kommer frem av bruddet i litologien. Gruvekartet i lilla og den antatt eroderte kontaktsonen til Sveafløtsen i hvitt.



Figur 40: Figurene viser bare den nederste mellomsteinen, Mellomstein1. Til venstre både liggen i grønn farge og hengen i oransje farge. I midten bare kontaktflaten mellom den nedre Sveafløtsen (HFL) og liggen til mellomsteinen. Til høyre kontaktflaten mellom hengen til mellomsteinen og liggen til midtre Sveafløts/øvre Sveafløts. Lilla streker viser oppfarte stoller, og hvit linje antatt utgående av kullfløtsen i dagen og under breene.

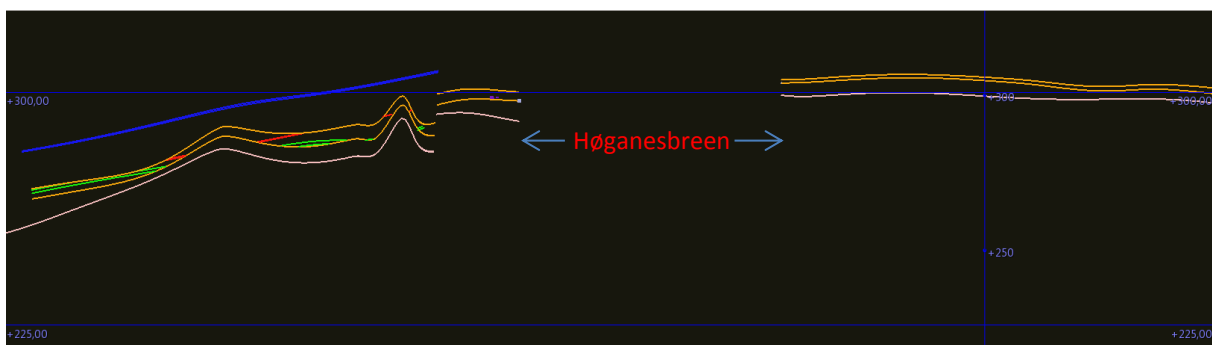


Figur 41: Figurene viser bare den øverste mellomsteinen, Mellomstein2. I liggblokka er det for lite med analyseresultater til at programmet kan modellere mellomsteinen. Liggkontakten til Mellomstein2 i grønt og hengkontakten i oransje.



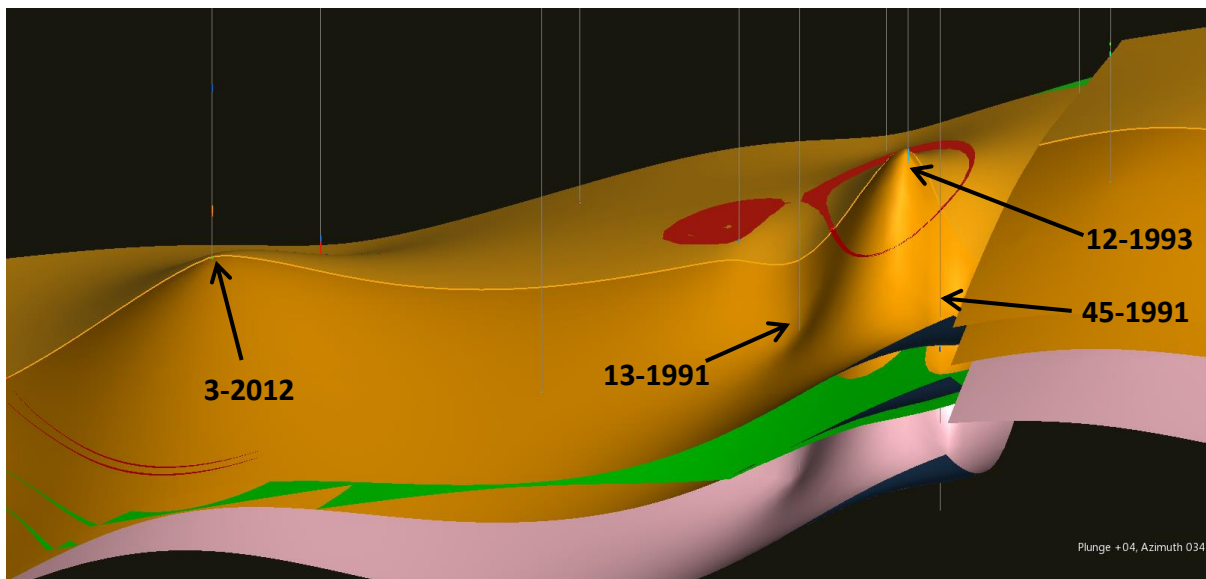
Figur 42: Figuren viser med den stiplede gule linjen hvor snittet i Figur 43 nedenfor ligger. Borehullet 3-2012 med grønn pil viser en "topografisk høyde" sammen med borehull 12-1993 nærmere normalforkastningen, vist med rød pil. Fargene på figuren er tonet ned slik at det er mulig å se litt i dybden. Skalering av Z-aksen er 15 ganger. Fargekode til de forskjellige litologiene oppe i venstre hjørne.

Under modelleringen ble det observert at Sveafløtsen oppfører seg unormalt sørvest for krysset H2/H3. Foruten om det overliggende bentonittlaget, viste litologiene en "topografisk" høyde for borehull nr. 12-1993. Borehull nr. 45-1991 lå litt lavere enn de omkringliggende borehullene, mens det nylig borede hullet 3-2012 lå litt høyere, se *Figur 42* over, *Figur 43* og *Figur 44* under. Leapfrog modellerer ikke mellomsteinen over de to høydene slik at denne kiler ut over høydene. Målinger viser at mektigheten til Sveafløtsen ikke endres over de to "topografiske" høydene. Under modelleringen er det forutsatt at alle borehullene var vertikale, men hvis et borehull er boret på skrå vil bunnen av hullet ligge høyere enn forutsatt. Dermed vil bunnen av et borehull under modelleringen ligge dypere enn det den egentlig er.

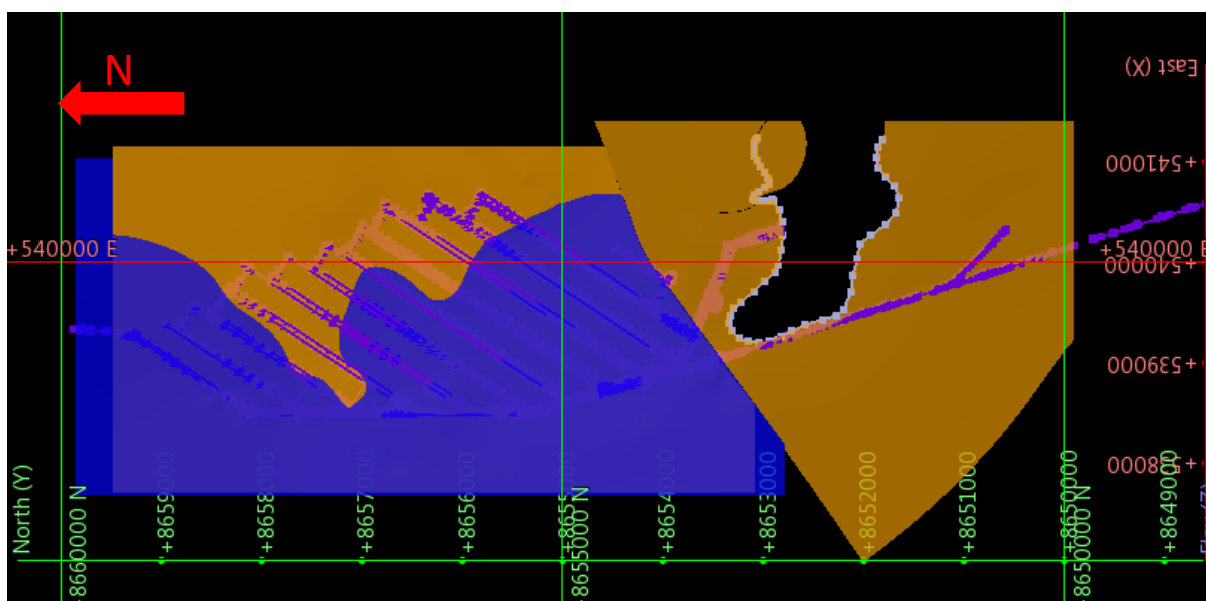


**Figur 43:** Figuren viser hvordan kullfløtsen i oransje oppfører seg med samme trend som krittcoverflaten i rosa. Bentonittlaget i blått viser imidlertid en flatt liggende trend. Mellomsteinen viser ingen utbredelse over de to "topografiske" høydene. Området der fløtsen mangler samsvarer med erosjonen til Høganesbreen. Normalforkastningen kommer frem som et sprang i fløtshøyden. Snittet er tatt langs den stiplede linjen vist i *Figur 42*, og skalering av Z-aksen er 15 ganger.

Målinger i Leapfrog viser at den vertikale høydeforskjellen mellom borehullene 12-1993 og 45-1991 var 17,25 m, mens den horisontale avstanden mellom påhuggene var 51,98 m. I modelleringen er det forutsatt at alle borehullene ble boret vertikalt. Målt i fra en horisontal linje gir dette et fall mellom de to hullene på 18°, noe som er veldig mye. Ved forflytting av snittet mot øst og vest, viser modelleringen at Sveafløtsen raskt mister toppene ved de to borehullene og flater ut. For og eliminere datafeil ble det foretatt en etterkontroll av koordinatene til disse borehullene, noe som viste at de var riktige. Mellom Sveafløtsen og den overliggende Todalsfløtsen ligger lag med bentonitt. Bentonitten stammer fra vulkansk aske som ble transportert inn av vinden fra vulkaner i nord (Dallmann, 1999). Den finkorna asken ble i vannrike områder fraktet bort, slik at den bevarte bentonitten ble avsatt på land. Stedvis ligger bentonittlaget rett under et tynt kull-lag, noe som støtter opp om dette. Der bentonitten var veldig ren, forelå den med skarpe grenser mot de omkringliggende bergartene. Ved innblanding av andre sedimenter var grensene vanskeligere og gjenkjenne, og totalt ble tre forskjellige bentonittlag registrert.



Figur 44: Figuren viser et utsnitt av kullfløtsen like ved normalforkastningen. Borehull 12-1993 ligger stratigrafisk 17,25 m høyere enn borehull 45-1991. Borehull 13-1991 ligger jevnt på samme høyde som mange av de andre borehullene i nærheten. Borehull 3-2012 utgjør imidlertid en annen topografisk høyde. Skalering Z-aksen 15 ganger og samme fargekode på de forskjellige lagene som i Figur 42 ovenfor.



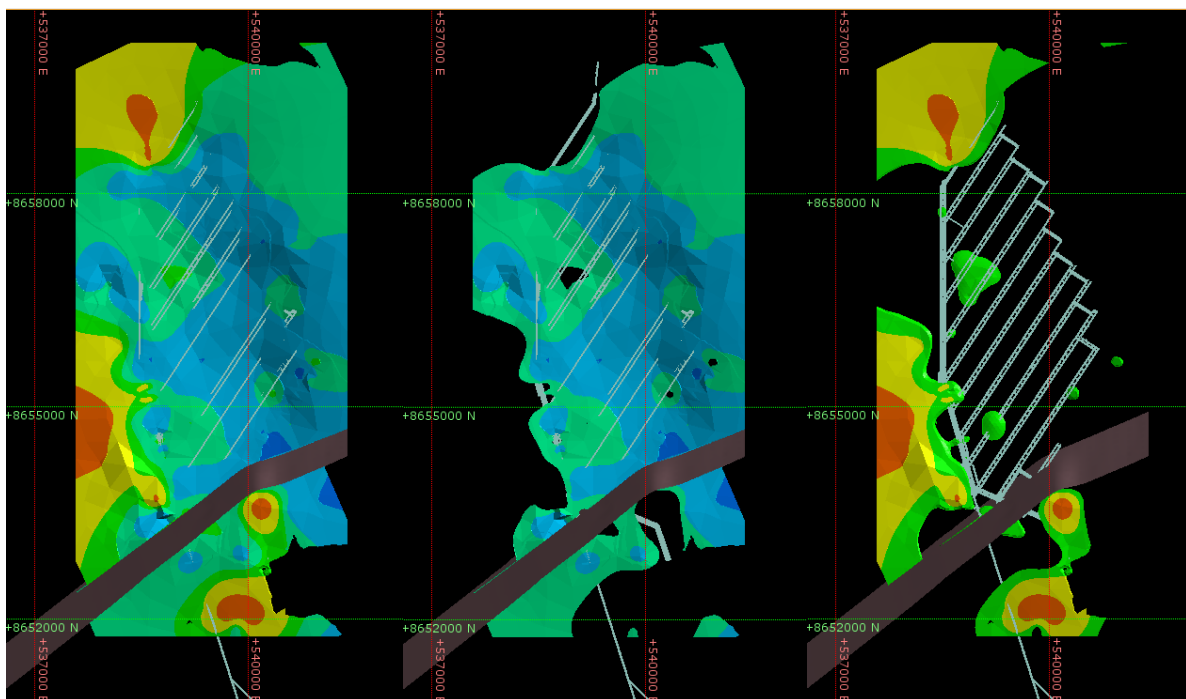
Figur 45: Figuren viser at Sveafløtsen (oransje farge) på grunn av ekstrapolering krysser bentonittlaget (blå farge). Ut ifra data som ikke er lagt inn i modellen, stemmer ikke dette.

Avstanden fra Sveafløtsen opp til det første bentonittlaget varierer fra ca. 13 meter i sør til i underkant av 2 meter rett øst for H4 nord i feltet. Modelleringen av bentonitten viser at Sveafløtsen kutter bentonittlaget mot øst slik at kullet stratigrafisk ligger høyere enn bentonitten. Årsaken til dette er at hengboringsresultatene 500 m øst for hovedstollsystemet ikke ble lagt inn i XL-arket. Den modellerte bentonitten ble derfor ekstrapolert i dette området ut ifra dataene i den vestlige delen av gruva.

Datagrunnlaget til liggblokka hadde ingen data for bentonitten, og Leapfrog kunne derfor ikke modellere bentonitten i dette området. Gjennomgang av borehullslogger utenfor det modellerte området viste imidlertid at i øst-vest retningen ligger bentonittlaget i varierende avstand over Sveafløtsen, og gjennomgående var avstanden størst helt i vest. Mot øst øker avstanden igjen til 6-7 meter slik at i forhold til bentonittlaget, ligger Sveafløtsen som kjølen på en båt i nord-sør retning der den korteste avstanden mellom de to er i nord.

#### 4.4.2 Leapfrog Geo

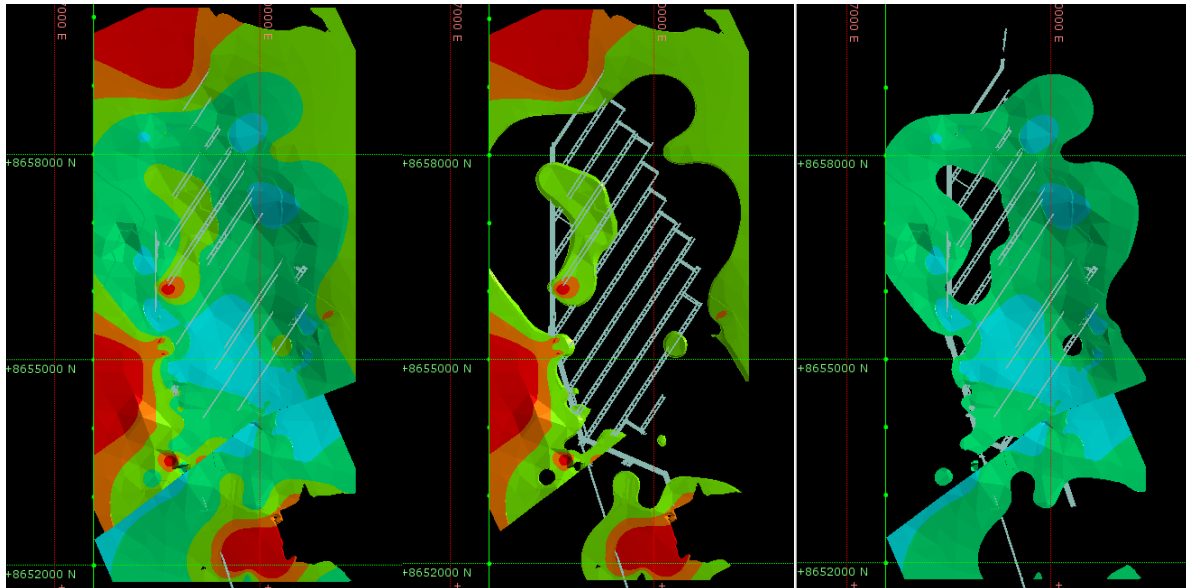
Modelleringen av de innsamlete analyseresultatene er nedenfor gjengitt som skjermdump med en forklarende tekst til hver figur. Utvalgte snitt av de ulike analyseresultatene (vist i *Figur 38* ovenfor) ligger vedlagt i *Figur 107* til *Figur 138* i kapittel 9.6. Analyseresultatene er sterkt påvirket av om modellerings-programmet hadde modellert mellomsteinen inne i Sveafløtsen eller ikke. Der dette ikke ble gjort, tok Leapfrog Geo utgangspunkt i alle analyseverdiene inne i Sveafløtsen, også til en eventuell mellomstein. Askeinnholdet til kullet representerer de uorganiske restene etter at kullet er forbrent, og vil være et deponeringsproblem etter forbrenningen. Askeinnholdet har en nær tilknytning til brennverdien til kullet, og er dermed svært viktig for salgsverdien.



**Figur 46:** Figuren viser askeinnholdet i Sveafløtsen. Til venstre alle verdiene samlet, i midten er askeinnhold under 5 % i mørkeblått, 5-10 % i lyseblått og 10-15 % i lysegrønt. Til høyre har askeinnhold 15-20 % grønn farge, 20-30 % gul farge og over 30 % oransje farge. Normalforkastningen kommer frem i nedre kant. Utvalgte snitt er vist i vedlegg.

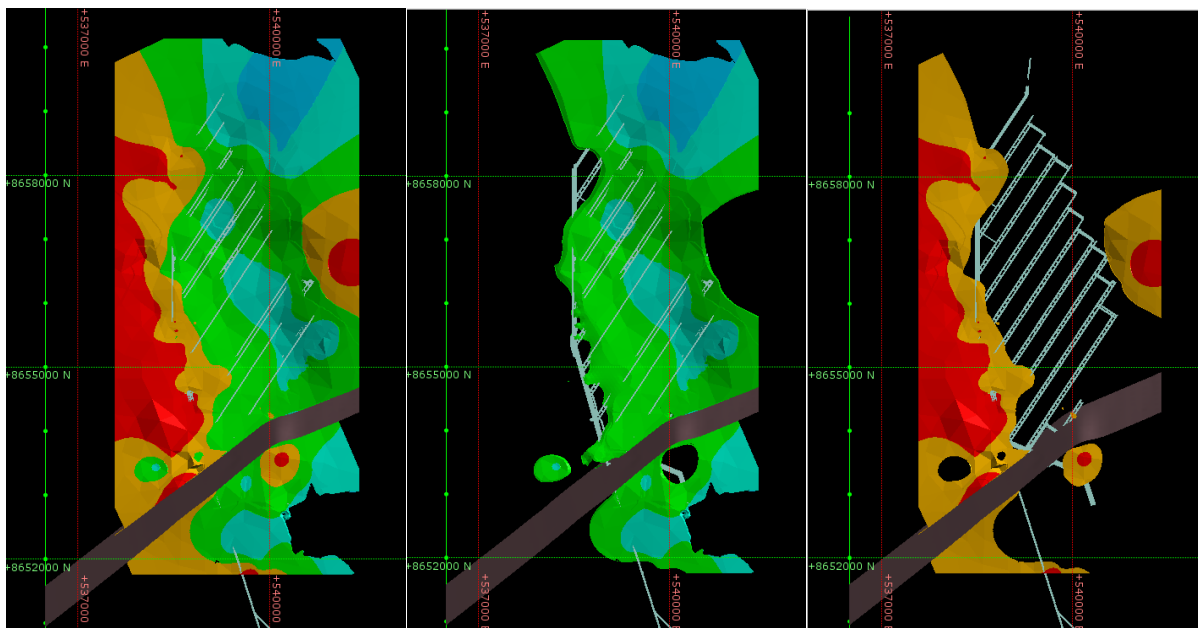
Modelleringen viser også at askeinnholdet i svært høy grad blir påvirket av mellomsteinen, der det lave askeinnholdet følger den samme "øyformen" som fraværet av mellomstein. Området nord for H5 viser stigende askeprosent, mens de nordlige delene av H4 ikke viser samme trend. Askeinnholdet øker igjen sørover mot vestsiden av H3, før det igjen avtar rundt H2 og H1. Områdene rundt H1 og H2 fremstår i modelleringen med det laveste askeinnholdet i den gjenværende randsonen. Brennverdien til kullet er mengden varme pr enhet kull under forbrenningen, og måles under laboratorieforsøk. Ikke brennbar materiale, (uorganisk, som for eksempel mellomstein), vil nedsette brennverdien og øke askeprosenten. Modelleringen av brennverdien viser den samme trenden som hos askeinnholdet, men med motsatt fortegn. Der askeverdien øker ut til sidene for kjernen i forekomsten, minker brennverdien. Den høyeste brennverdien i randsonen ligger vest for H4 og langs H2, se *Figur 47* under.

Det laveste svovelinnholdet i forekomsten ligger i et nord-sør gående "langstrakt øy". Nord for H5, langs H2 og H1, ligger det enda kull med lave svovelverdier, se *Figur 48* under. Langs H4 og H3 går det et skarpt skille mellom lave verdier i øst og høye verdier i vest. Liten tetthet og små mengder med data i området fører imidlertid til at Leapfrog ekstrapolerer analyseresultatene, noe som kan bli endret ved tilføring av nye data.



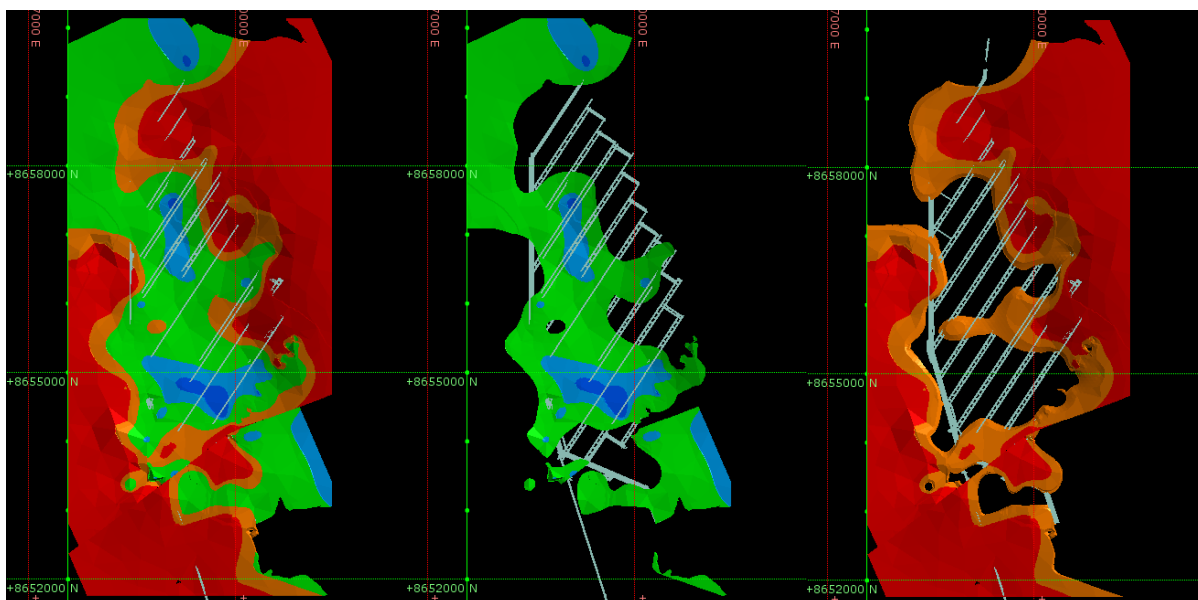
**Figur 47:** Figuren viser brennverdien til kullet i Sveafløtsen. Rød farge viser brennverdi under 6000 kcal/kg, oransje farge 6000-6500 kcal/kg, lysegrønn farge 6500-7000 kcal/kg, grønn farge 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Da modelleringen foregikk innenfor hver sin unit, ble det et skarpt skille ved normalforkastningen.





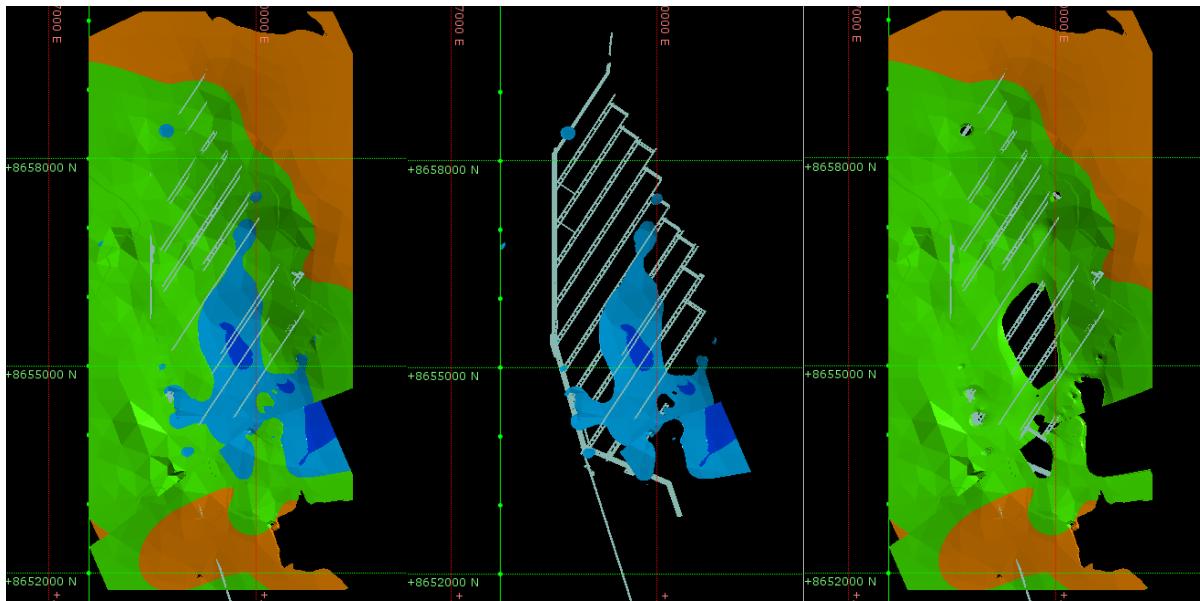
**Figur 48:** Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen. Mørkeblå farge viser svovelinnhold under 0,4 %, lyseblå farge 0,4-0,7, grønn farge 0,7-1,2, oransje farge 1,2-1,9 og rød farge over 1,9. For utvalgte snitt, se under vedlegg.

Modellering av fosforinnholdet viser en langsgående NNV-SSØ trend der det laveste fosforinnholdet ligger i kjernen av forekomsten, og er allerede utvunnet. Helt i nordvest ligger kull med lavt fosforinnhold, men her er datagrunnlaget sparsommelig, se *Figur 49* under. Også sør og vest for H2 inneholder kullet lite fosfor.



**Figur 49:** Figuren viser innholdet av fosfor i Sveafløtsen. Mørkeblå farge viser fosforinnhold under 0,01 %, lyseblå farge 0,01-0,025 %, grønn farge 0,025-0,075 %, oransje farge 0,075-0,1 % og rød farge over 0,1 %. Datagrunnlaget ut mot sidene av forekomsten er lite, og analyseresultatene blir der ekstrapolert. Det laveste innholdet av fosfor viser en klar langstrakt trend i NNV-SSØ retning.

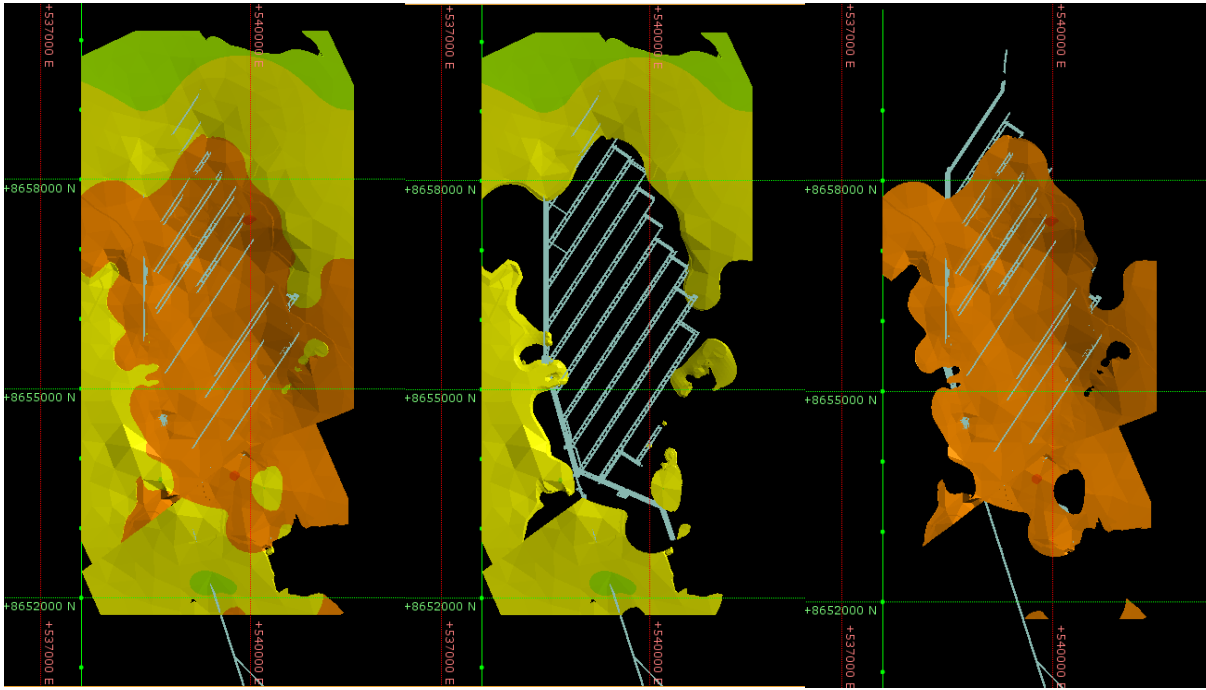
Vest for H3 og H4 viser modelleringen kull med mye fosfor, noe som vil begrense salgsværdien. Mot øst stiger også fosforinnholdet, men i disse områdene er feltgrensen allerede nådd uti fra andre hensyn. Modelleringen viser at kulletts svulleegenskaper (FSI) ikke viser like store variasjoner som de andre analyseresultatene. Mot nordøst og helt i sør har det gjenstående kullet lave svulleegenskaper, og egner seg derfor ikke til koksproduksjon, se *Figur 50* under.



**Figur 50:** Figuren viser svulleegenskapene, Free Swelling Index (FSI), til kullet i Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier under 2, grønn farge 2-6, lyseblå farge 2-7,5 og mørkeblå farge over 7,5.

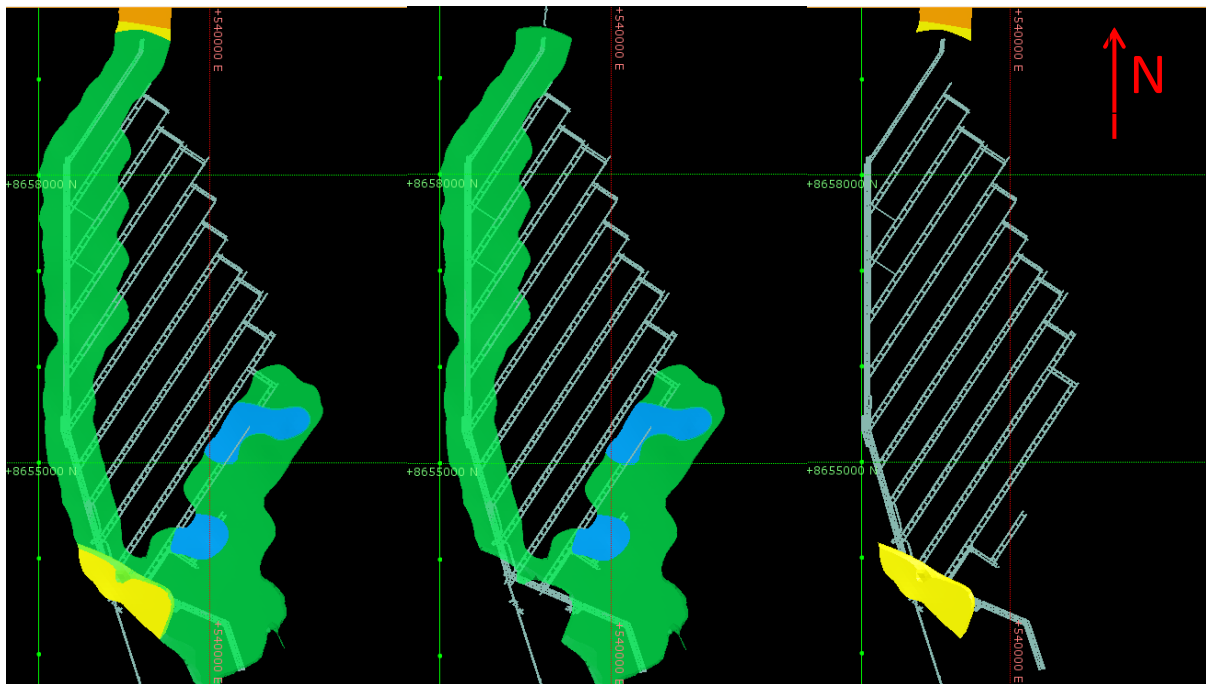
Da FSI generelt øker med innkullingsgraden gjennom det høy-flyktige bituminøse området, og minker igjen over medium flyktige bituminøse området, sier verdien også noe om innkullingsgraden til kullet. FSI er også avhengig av maceral komposisjonen, der vitrinitt bidrar mest til svulleegenskapene. Noen av inertinitt gruppene og mineralinnholdet, fungerer som oppløsningsvæske og reduserer svulleegenskapene. Kullet med de beste svulleegenskapene lå i kjernen som nå er utdrevet, men hele den gjenværende randsonen har FSI som tilsier at kullet kan brukes i koksproduksjon. Langs den sørvestligste delen av HT5 ligger det fortsatt kull med svært gode FSI verdier. Andre egenskaper ved kullet kan imidlertid endre dette. I små områder i kjernen hadde kullet så høy FSI, og dermed så svak styrke, at det likevel ikke kunne brukes i koksproduksjonen. Dette kullet ble da blandet inn sammen med kull med lavere FSI-verdi. De flyktige bestanddelene blir frigjort under høy temperatur under fravær av luft. Målingene utføres på tørr askefri basis der fuktigheten og asken er fjernet. De fleste kraftverk er designet for og krever en viss mengde flyktige bestanddeler for å holde forbrenningen i gang. Modelleringen viser at nesten hele det utdrevne

området i forekomsten hadde en flyktig bestanddel mellom 30 % og 35 %. Dette området strekker seg også ut i den nærliggende delen av randsonen, helt fra H1 til H4. Lengre vekk fra hovedstollsystemet faller verdiene til mellom 25 % og 30 %, og helt i nord til under 25 %. Lavt innhold av flyktige bestanddeler viser høyere innkullingsgrad.



**Figur 51: Figuren viser innholdet av flyktige bestanddeler i Sveafløtsen. Grønn farge viser verdier under 25, gul farge 25-30, oransje farge 30-35 og rød farge verdier over 35.**

Modelleringsresultatene fra UR viser tydelig at de innlagte dataene bare foreligger fra hovedstollsystemet, HT3 og HT5, se *Figur 52* under. Den indre delen av H2 med krysset til H3, viser lave UR-verdier og dermed dårlig bergkvalitet. Videre langs hovedstollsystemet innover i gruva og i det nye strosseområdet HT3 og HT5, er bergkvaliteten generelt god. Modelleringen viser 15 m av det overliggende berget til Sveafløtsen.



Figur 52: Figuren viser CMRR verdiene til de nærmeste 15 m av hengen til Sveafløtsen. Modelleringen viser tydelig at datagrunnlaget kommer fra hovedstollsystemet, HT3 og HT5. Oransje farge viser verdier under 45, gul 45-50, grønn farge 50-65 og blå farge viser verdier over 65.

## 5 Diskusjon

Oppgaven har tre hovedemner, der det første var litteraturstudier av den geologiske utviklingen på Svalbard med fokus og tolkning av Firkanten-formasjonen og Todalen-leddet. Dette arbeidet ble foruten om litteraturstudiene, utført ved hjelp av logging og tolkning av fire borekjerner. Videre skulle de tilgjengelige dataene benyttes til en 3D modellering av Sveafløtsen med spesielt fokus på mellomsteinen, det overliggende bentonittlaget og konsekvensen dette har for kullbrytingen. I dette arbeidet skulle modelleringsverktøyet Leapfrog benyttes. Med bakgrunn i dette skulle en produksjonsmetode bli anbefalt.

### 5.1 Geologisk tolkning

Kjerneloggingen viser at Todalen-leddet er tynnest i sør, og blir gradvis tykkere mot nord. Endalen-leddet viser motsatt trend med størst tykkelse i sør, slik at tykkelsen til Firkanten-formasjonen holdes noenlunde konstant med en gradvis minking mot nord. Ifølge Dallmann (1999) blir imidlertid begge leddene tykkere mot sørvest. Overordnet viser Firkanten-formasjonen en transgressiv trend med mindre progradsjoner og aggradasjoner.

#### 5.1.1 Todalen-leddet

Loggene viser at Carolinefjellet-formasjonen avsluttes med en svært fin sandstein, før et klast-til matriksbåret, polymikt konglomeratlag fra Firkanten-formasjonen opptrer. Dette konglomeratet er kjent som Grønfjorden-laget. Klastene av kvarts, slamstein, sideritt og flint er godt rundet, og dermed transportert over en lengre distanse. Laget er ikke til stede i alle kjernene, noe som indikerer at det er irregulært avsatt. Dette skyldes trolig at laget bare ble avsatt i forsenkninger og små innskjærte daler av elveprosesser. Firkanten-formasjonen med Todalen-leddet ligger inkonformt over de nedre kritt-sedimentene, og viser vekslende sekvenser av sand- og siltsteiner avbrutt av kull-lag. Den nedre delen av leddet viser hyppige sekvenser med flaserlagning, noe som kjennetegner tidevannspåvirkede avsetninger. Da kjernene ikke var retningsorienterte, var det ikke mulig og fastsette paleo-strømningsretningen til de sedimentære strukturene. Et skarpt skille opp til den overliggende Sveafløtsen viser et markert skille i avsetningsforholdene der torven ble avsatt terrestrisk. Mangelen på røtter i de underliggende sedimentene kan tyde på at den første torven var allokton. Kullet var fjernet av SNSG under loggingen, men rapporter viser at kullfløtsen stedvis inneholder cannelkull, et sapropelisk kull dannet av miosporer og organisk gjørme i grunne sjøer. Disse opptrer som striper i kullet og ofte i bunnen av innsjøer og på toppen av humic kull før de klastiske sedimentene ble avsatt. Cannel kull har ofte høyere fosforverdier og dermed lavere kokskvalitet. Bergarten rett over Sveafløtsen består av leir-, silt- og sandstein, men

hovedsakelig dominerer organisk rik siltstein. Over forholdsvis små områder kan imidlertid dette variere stort.

Den korte avstanden fra den eroderte krittoverflaten og opp til Sveafløtsen, ~5 m, førte til at topografien til kritt innvirket på torvdannelsen. Den undulerende krittoverflaten skapte isolerte bassenger, store innsjøer og avsnørte laguner på et flatt liggende kyst- og/eller delta-system der torven vokste. Barriereøyer beskyttet landet innenfor mot stormbølger, og disse øyene er tolket til å representere Endalen-leddet. Generelt på Nordenskiöld Land viser tykkelsen til Sveafløtsen derfor store variasjoner over forholdsvis små områder, der torvdannelsen skjedde i 10-20 km<sup>2</sup> store lavtliggende sumper. Selv små variasjoner i havnivået fikk dermed store konsekvenser for planteavsetningen. Litteraturstudier viser at Sveafløtsen ble dannet på østsiden av en stor grunn havbukst som bredte seg nordover. Hverken i gruva, i litteraturstudiet eller i de loggede kjernene ble det funnet tegn til at elvekanaler hadde skjært seg ned i kullfløtsen. Lavtliggende sumper er sterkt påvirket av den underliggende topografien, og har veldig ofte en våt overflate. Dette er ikke i overensstemmelse med det generelt høye inertinitt-innholdet i Sveafløtsen som viser at avsetningsforholdene var tørre og forholdsvis oksygenrike. Imidlertid så varierer maceralinnholdet opp gjennom kullfløtsen, noe som viser svingningene i grunnvannsnivået. Den store kullmektigheten i Sveaforekomsten skyldes derfor trolig også torvdannelse i hevede sumper der grunnvannsstanden styrte torvdannelsen i kombinasjon med lavtliggende sumper, og der den årlige nedbørmengden oversteg den årlige fordampningen. Ved tverslag 19 i CT2, midt i kjernen til Svea Nord forekomsten, viser analysene et lavt inertinitt- og høyt vitrinitt-innholdet i de to nederste meterne av Sveafløtsen. Dette kjennetegner torvdannelse i en lavtliggende sump. Mellom 2-3,5 m har Sveafløtsen samme vitrinitt- og inertinitt-innhold, noe som samsvarer med avsetningen fra en hevet sump. Mot toppen av fløtsen øker igjen vitrinitt-innholdet over 60 % samtidig som inertinitt-innholdet synker til under 25 %. Dette kan indikere at torvavsetningen igjen skjedde i en lavtliggende sump som vokste seg ut over siltsteinen, men analyser fra bare ett sted gjør denne indikasjonen usikker. Lavtliggende sumper har høy vannstand, og er dermed følsom for tilførsel av uorganisk materiale. Torven til Sveafløtsen ble derfor trolig dannet langt fra store elvesystemer. Da den hevede sumpen ble dannet ved eller over vannspeilet, kunne de likevel ligge nært store klastiske avsetningsområder uten økning i det uorganiske materialet. Funn av fusain (Lønne og Stenvold, 2001 og Orheim et. al 2006), tyder på branner og dermed også tørre forhold. Ut mot sidene av den hevede sumpen, hadde ikke torv- og planteavsetningene nådd like høyt, og

disse områdene ble flømmet under en påfølgende transgresjon. I et lavt energimiljø ble en finkornet siltstein avsatt, der det tidvis ble fraktet inn organisk materiale. Samtidig fortsatte torvdannelsen på den hevede sumpen midt i forekomsten. Senere stagnerte transgresjonen, og torv og plantemateriale ble igjen avsatt over siltsteinen i en lavtliggende sump. Denne siltsteinen opptrer i dag som mellomstein i Sveafløtsen, i modelleringen kalt Mellomstein1. XRD analyse av mellomsteinen viser at innholdet av pyritt ved tverslag 35 er 1,88 % (i sør), og ved tverslag 69 7,21 % (mot nord). Dannelse av pyritt krever marine eller brakkvannforhold, noe som tyder på avsetning nær havet. Studier og modellering av analyseresultater fra SNSG viser ikke en slik markant nord-sør trend, og variasjonen kan derfor være lokal. De runde pyrittaggregater fra tynnslipene viser dannelse i oksygenfattige vannmasser, mens de kantede pyrittkrystaller ble dannet i oksygenfattige organiske bunnsedimenter. Fraværet av bioturbasjon underbygger dette. Det overliggende torvlaget (i modelleringen kalt Oevre Sveafløts) ble igjen stedvis oversvømt, og en ny organisk rik siltstein avsatt. Fall eller stagnasjon av vannivået førte siden til at det også over denne siltsteinen igjen ble dannet torv. Denne siltsteinen splittet da den øvre Sveafløtsen, og opptrer i dag som en ny mellomstein, i modelleringen kalt Mellomstein2, i forekomsten. Sveafløtsen ble tilslutt flømmet, med avsetning av siltsteiner og sandsteiner i et varierende vann- og energinivå.

Avstanden mellom Sveafløtsen og det overliggende bentonittlaget varierer, noe som har sammenheng med topografien og hvor langt bassenginnfyllingen var kommet på avsetningstidspunktet. Bentonitten som stammer fra vulkanutbrudd i nordvest, har svelleegenskaper og kan skape driftsproblemer ved tilgang til vann. Den korteste avstanden ligger i en nord-sør akse ca. 500 m øst for H4 i området DT4-DT10, og viser at bassenginnfyllingen og dermed innsynkingen var kommet lengre i sør, øst og vest ved avsetningstidspunktet. Dette støtter opp om teorien at torvdannelsen skjedde på en hevet sump. Lokalt kan bentonitten være fraværende, trolig skyldes dette erosjon av asken over små lokale høyder, eller at asken falt ned i elver og vann som transporterte asken vekk.

Kull og plantefragmenter med glidespeil opptrer hyppig i de overliggende sandsteinene, og stedvis skiller skarpe erosjonsgrenser silt- og sandsteinene. Dette indikerer små hiatus og variasjoner i vannstanden, samtidig som det var en nærhet til torvdannelsen. Kullfløtsene opptrer i den nedre delen av leddet og blir fraværende lengre oppe der små tynne konglomeratlag blir hyppigere, noe som indikerer et høyere energimiljø. Kullet, med de skarpe skillene mot de omkringliggende sedimentene, representerer terrestriske

avsetningsforhold, mens konglomeratet representerer fluviale sedimenter og strandsedimenter. Noe pyritt forekommer i de nedre delene av leddet, men blir mer fraværende i de øvre delene. Dette kan indikere et høyere ferskvannsinhold og/eller at oksygenivået var høyere. Mot toppen av leddet blir bioturbasjonen hyppigere, noe som også tyder på mere oksygenrike forhold. Mot toppen av leddet blir også sandsteinssekvensene mer massive og tykkere, samtidig som siltsteinen blir tynnere. Dette indikerer mere strandavsetninger i marine forhold. I sum viser dette at leddet er bygd opp av rytmiske suksesjoner bestående av siltsteiner, sandsteiner og kull. Leddet blir gradvis tykkere mot nord, noe som ikke stemmer med beskrivelsen til Dallmann (1999). Dette kan imidlertid skyldes lokale variasjoner i den underliggende topografien til krittavsetningene. Todalen-leddet kan dermed ha fungert som et utjevningsslag. I sum tyder dette på at Todalen-leddet representerer repeterte transgressive og regressive sekvenser i et kyst- og deltasystem som bygde seg ut fra øst-nordøst i en grunn havbukt, der torven først ble avsatt i en lavtliggende sump og senere i en hevet sump. Overordnet skjedde avsetningen i et transgressivt system.

### **5.1.2 Endalen-leddet**

Endalen-leddet starter med en skarp erosjonsgrense over de underliggende silt- og sandsteinene i Todalen-leddet. Leddet består av opptil seks stablede sandsteinspakker av fin til medium kornede sandsteiner. Sandsteinene er godt sorterte, og ble avsatt i et strandmiljø. Nederst i leddet ligger flere klast- og matriksbårete polymikte konglomeratlag. De godt rundede klastene bestående av kvarts, mud og sideritt, ble fraktet inn utenfra, og representerer strandavsetninger. Lagene varierer i tykkelse fra noen få cm til over 30 cm. Oppover i leddet øker bioturbasjonen for igjen å avta mot toppen av leddet. Den økte bioturbasjonen, stedvis fra Ophiomorpha og Terrebelina, tyder på oksygenrike bunnforhold i et marint miljø. Plantefragmenter ligger spredt langs hele leddet, disse ble fraktet ut i bassenget av elver. Dette er en indikasjon på nærheten til land og deltasletten der det fortsatt skjedde torvdannelse. Siderittklaster opptrer jevnlig langs hele leddet, men oftest i området med bioturbasjon. Sideritt dannes ofte av mikroskopiske plankton i varmt vann på bunnen i oksygenfattig vann, noe som ikke samsvarer med den kraftige bioturbasjonen. Klastene ble dermed fraktet til stedet, trolig av is om vinteren. Årer av kalsitt opptrer i den øverste delen, tydelig sekundær og avsatt fra hydrotermale væsker. Leddet avsluttes med en skarp erosjonsgrense mot de overliggende skifrige leirsteinene til basilika-formasjonen. Endalen-leddet representerer derfor et barrieresystem som beskyttet lagunen og kysten innenfor.



## 5.2 Modellering

Modelleringen er i stor grad basert på tidligere loggede kjerner og sliss-prøver. Dette arbeidet har blitt utført av forskjellige personer i SNSG, med forskjellige oppfatninger og tolkninger av litologien. Disse personene har benyttet forskjellige benevninger på den samme litologien, og samtidig samme benevning på forskjellig litologi. Dette ble derfor en feilkilde i modelleringsarbeidet. Ved bruk av informasjon fra andre borehull, logger, analyseresultater og interne rapporter, har derfor forfatteren navnsatt eksisterende litologier på nytt slik at resultatet ble en mere logisk navnsetting ut ifra den geologiske kunnskapen. En slik re-navnsetting kunne også være en feilkilde i det videre modelleringsarbeidet. Den nedre Sveafløtsen, i modelleringen kalt Hovedfløts (HFL), har den største laterale utbredelsen. På grunn av mindre torvdannelse og den innkomne mellomsteinen, i modelleringen kalt Mellomstein1, tynner fløtsen ut mot ytterkantene av det studerte området. Midt i kullfeltet kommer mektigheten til HFL opp i 3,5-4 m. I bunnen av nedre Sveafløtsen ligger det over store områder en svak kullskifer med et høyere uorganisk innhold, noe som kan medføre problemer under produksjonen. Ut mot kantene dekker et nytt kull-lag, i modelleringen kalt Oevre Svea, mellomsteinen. Stedvis opptrer en ny mellomstein inne i den øverste Sveafløtsen, i modelleringen kalt Mellomstein2. I modelleringen får da den oppdelte kullfløtsen benevningene Midtre Svea og Oevre Svea. Da det ble benyttet to forskjellige utgaver av modelleringsverktøyet Leapfrog, er disse diskutert hver for seg. Under modelleringen ble dataene inndelt i to forskjellige områder, hver på sin side av normalforkastningen.

### 5.2.1 Leapfrog Mining

Datagrunnlaget ligger i to forskjellige domener atskilt av normalforkastningen, noe som førte til at litologien og stratigrafien ikke alltid stemmer overens på tvers av normalforkastningen. Grensen mellom kritt og paleogen viser en undulerende overflate i det som i dag fremstår som et "trau" der særlig den østlige randen stiger brattere. Da borehullene bare hadde blitt boret litt ned i kritt-sedimentene, kunne ikke kritt modelleres som et lag og fremstod bare som en flate. I fem store områder og fire mindre, modelleres Sveafløtsen ned i de underliggende kritt-sedimentene. Stratigrafisk kan dette synes å være feil, men tatt i betraktning den korte avstanden mellom krittgrensen og Sveafløtsen kan det være riktig at Sveafløtsen noen steder ble avsatt direkte på kritt-sedimentene, dog kan ikke torven ha erodert ned i kritt. Modelleringen av liggen og hengen til Sveafløtsen samsvarer godt med det geologiske bildet fra litteraturstudiet, der fløtsen i store trekk følger den underliggende kritt-overflaten. Samtidig kiler Sveafløtsen ut utover i randsonen. Mot sørvest og mot nordøst langs normalforkastningen modelleres hengblokka til å ligge stratigrafisk over liggblokka, og

dermed som en reversforkastning. Geologisk sett synes dette å være lite trolig, og årsaken til denne modelleringen ligger i det sparsommelige datagrunnlaget utover i randsonen. Imidlertid så kan nærheten til Billefjordforkastningen i øst ha ført til lokale reaktiveringer av eldre forkastningssoner. Skyveforkastningene som kronologisk skjedde etter normalforkastningene, kan også ha forårsaket lokale bevegelser langs normalforkastningen.

Modelleringen av mellomsteinen ble foretatt på to forskjellige måter, der Mellomstein1 og Mellomstein2 første gangen ble modellert sammen til en mellomstein. Da denne ble modellert inne i Sveafløtsen, kilte den ut mot liggen og hengen flere steder. Ut ifra den geologiske kunnskapen er ikke dette riktig da mellomsteinen burde ha kilt ut inne i selve Sveafløtsen. Under den andre modelleringen ble de to mellomsteinene modellert hver for seg. Også her kilte de to ut mot hengen og liggen, og dannet flere "små hull" uten mellomstein enn den første modelleringen, se *Figur 39*, *Figur 40* og *Figur 41* ovenfor. Under modelleringen hadde det ut ifra geologisk kunnskap og mektigheten til nedre Sveafløts blitt antatt at den nederste mellomsteinen hadde størst utbredelse, og at den øverste mellomsteinen bare ble avsatt over mindre områder. Ved en motsatt tolkning der den øverste mellomsteinen hadde størst utbredelse, kunne en slik modellering gitt et annet resultat. Modelleringen av bentonittlaget viste at overflaten ved avsetningen var blitt mere jevnet ut i forhold til lagene nedenfor. I randsonen er avstanden over 5 m, og selv om laget representerer en diskontinuitetsflate, vil bentonittlaget trolig ikke få innvirkning på stabiliteten til stoller som blir drevet i området. Boltelengdene som benyttes i Svea Nord gruva vil uansett ikke være lange nok til å kunne henge opp denne lagpakken.

### **5.2.2 Leapfrog Geo**

Sju forskjellige analyseresultater ble modellert i dette programmet, der alle er viktige parametere på hver sin måte. Modelleringen viser at foruten om CMRR-verdiene, ligger kullet med de beste egenskapene i en langsgående "øy" i NNW-SSØ retning. Askeinnhold og brennverdi er nært knyttet opp til hverandre, der økning i den første gir nedgang i den andre. Alt kull inneholder i mer eller mindre grad uorganiske forbindelser, men i Sveafløtsen er dette innholdet generelt lavt. Derfor er det utbredelsen av mellomsteinen som i de fleste tilfellene vil bestemme askeinnholdet ved produksjonen. Modelleringen viser at tykkelsen til mellomsteinen øker mot vest ved krysset H3/H4 og sør for Hørganesbreen, se *Figur 46* ovenfor. Dette samsvarer med den geologiske utviklingen der torven ut mot randen av bassenget for en periode druknet, samtidig som torvdannelsen fortsatte i en hevet sump i de sentrale delene av forekomsten. Modelleringen viser at brennverdien til kullet minker raskt i de samme

områdene som mellomsteinen øker og askeinnholdet går opp. Dette var som forventet. Ved nærmere sammenligninger av aske- og svovel-innholdet i spesifikke borehull i datagrunnlaget, viser ikke disse noen klar korrelasjon. Noen steder kunne et høyt askenivå sammenfalle med et høyt svovelinnhold, andre steder det motsatte. Heller ikke en sammenligning av prøver tatt av mellomsteinen viste dette, noe som også XRD-analysene viste. Under modelleringen tar programmet hensyn til data fra de omkringliggende borehullene, og modellerer dermed svovelinnholdet mere globalt. Resultatet blir da et skarpt skille langs H3 og H4 der kullet på vestsiden har et markant høyere svovelinnhold. Dette tyder på mere marine- eller brakkvannsforhold der torven ble flømmet. Pyritten, som bidrar sterkt til svovelinnholdet, opptrer på to forskjellige måter der de runde pyrittaggregatene ble dannet i oksygenfattige vannmasser. De kantete pyrittkrystallene dannes typisk i oksygenfattige sedimenter, noe som er viktig for at torven skal kunne bevares. De kantete pyrittkrystallene som ble observert i tynnslipene fra TV 35 og TV 69 viser oksygenfattige forhold også da mellomsteinen ble avsatt. Fraværet av bioturbasjon i mellomsteinen støtter dette. Fosfor innholdet i kjernen av forekomsten var generelt veldig lavt, men øker raskt mot sørvest og nordøst. I nordøst er allerede feltgrensen nådd, men fosforinnholdet vil få innvirkning til randsonen i sørvest. Fosfor er ofte assosiert med apatitt i sapropelisk kull som avsettes i bunnen og på toppen av mange kullfløtser. Modelleringen viser at det høyeste fosforinnholdet ligger i den nedre halvdel av fløtsen. De flyktige bestanddelene kommer i all hovedsak fra det organiske materialet, men noe kommer også fra mineralmaterialet som finnes i kullet. Modelleringen viser at kullet i randsonen, ut ifra fosforinnholdet, kan benyttes i sementindustrien, som kraftverkskull og til koksproduksjon. Modelleringen av svelleegenskapene til kullet følger det samme mønsteret som hos de andre analyseresultatene i en NNV-SSØ akse. Bare helt mot sør i ytterkanten av randsonen ligger kull med dårlige svelleegenskaper, men disse vil ikke få innvirkningen på kvaliteten i noen stor grad. Bergkvaliteten til fjellet over Sveafløtsen vil ha stor innvirkning på drivemetode og sikringsomfang. I modelleringen ble det bare benyttet data fra hovedstollene, HT3 og HT5, noe også den endelige modellen bærer preg av. Imidlertid så dekker disse dataene randsonen på en god måte. Bergkvaliteten er generelt god langs hele H4 og i den nordlige delen av H3. Fra krysset H3/H2 og sørøstover mot tverslag 17 i H2 synker bergkvaliteten før den igjen blir god. Stoller drevet i disse områdene bør derfor ha en kraftigere sikring enn normalt. CMRR-verdiene er viktige i forbindelse med planlegging av produksjonen, spesielt i nye områder.

### 5.3 Drivemetode

Moderne strossedrift er den mest effektive formen for underjords kullproduksjon, men under gunstige forhold kan også R&P være en effektiv metode. Augermining er en lite utbredt metode som benyttes ved avslutningen av forekomster slik at mest mulig av ressursen blir utnyttet. Kvalitetsmessig er det stor forskjell på om mellomsteinen må tas med i produksjonen eller ikke. Resultatene fra modelleringen viser at mellomsteinen i randsonen blir stadig tykkere ut mot kantene i forekomsten, samtidig blir både den nedre og den øvre Sveafløtsen tynnere. Allerede i en avstand av ca. 200 m fra H2 har mellomsteinen en tykkelse på 0,7-1,0 m, og videre nordover på vestsiden av H3 stiger tykkelsen til 1,0-1,5 m. I de samme områdene har den nedre Sveafløtsen en tykkelse mellom 1,4-2,5 m og den øvre Sveafløtsen en tykkelse mellom 0,5-1 m. Produksjon i disse områdene vil føre til et høyt innhold av uorganisk materiale i form av mellomstein, som må skilles fra salgsproduktet gjennom en kostbar renseprosess. Tykkere mellomstein fører også til at selve produksjonen tar lengre tid og til økt slitasje på produksjonsutstyret. Modelleringen av de andre analyseresultatene viser at kvaliteten til kullet blir dårligere utover i randsonen. Imidlertid så blir ikke disse isolert sett så dårlige at kullet ikke er salgbart, og det er derfor tilstedeværelsen av mellomsteinen som bestemmer produksjonsmetoden og kvaliteten til produksjonen.

En strosse krever oppfarte stoller på tre sider før montering, og har fra den er montert en fast bredde som vanskelig lar seg endre under veis. Før disse stollene etableres er det viktig at bedriften har god kontroll på hvor kullfløtsen er erodert bort av breene, slik at forekomsten utnyttes maksimalt samtidig som dagfjell unngås. Sør for H2 er ikke denne kontrollen god nok i dag. De målte bergspenningene og erfaringer fra Svea nord viser at den beste driveretningen til stollene er langs  $\sigma^1$  (N040-070), og den verste vinkelrett på denne. Ved en strossedrift langs H3 kan det da forventes store problemer i stollene langs strossa. I tillegg vil dalsideeffekten her virke negativt. Normalforkastningen skjærer gjennom randsonen ved siden av H2, noe som avgrenser lengden på strossepanelet. Ved tverslag 17-19 i H2 ble det tidligere drevet stoller til en pumpesynk, noe som vanskeligjør strossedrift langs H2 i liggblokka. Stollene kan fylles med skum for å opprettholde stabiliteten, men dette er kostbart og tidkrevende. Spenningsretningen er litt bedre i H4 med tanke på strossedrift, men økende mellomstein mot vest vanskeligjør en økonomisk og effektiv produksjon med dagens strosseutstyr. Produksjon kun i den nedre Sveafløtsen kan være mulig, men mellomsteinen vil virke som en diskontinuitetsflate mot den overliggende øvre Sveafløtsen. Før en slik beslutning må derfor utstrakte beregninger og numeriske modelleringer utføres. Økt tykkelse

på mellomsteinen vil også medføre problemer under en eventuell R&P drift da denne nedsetter inndriften, fører til økte vedlikeholdskostnader og et dårligere salgsprodukt. R&P drift der hele stollsystemet ligger i den nedre Sveafløtsen vil avdekke store hengflater av mellomstein, og kan dermed være risikabelt med tanke på blokkfall. Et alternativ kan da være og bare drive angrepsstollene i full høyde der også mellomsteinen og den øvre Sveafløtsen tas ut. Splittingen vil da foregå bare i den nedre Sveafløtsen ut fra disse angrepsstollene, noe som vil være kostnadssparende og føre til et bedre salgsprodukt. Beste orientering av disse angrepsstollene vil være langsetter samme orienteringen som største horisontalspenning, (N040-075). Augermining utvinner den delen av en forekomst som ellers ikke ville blitt utvunnet. Produksjonen foregår bare i kull fra allerede etablerte stoller, og fører til liten innblanding av uorganisk materiale. Under gunstige forhold kan 150-200 m dype hull bores, og dermed kan store områder av randsonen utnyttes uten noen form for kostbare oppfaringsarbeider. Da boret i lange hull vil gå letteste vei, holdes det på plass av ligg- og heng-kontakten vertikalt. Lateralt vil det være vanskeligere å styre boret da det ikke har noen form for styring. Dette er en lite benyttet produksjonsmetode i gruver, og kan økonomisk være risikabel. Erfaringer og dokumentasjon fra leverandører og andre gruver med tanke på effektivitet, driftstid på produksjonsutstyret og mest gunstige driveretning på grunn av spenninger, må innhentes før en slik investering gjennomføres.

#### **5.4 Samlet diskusjon**

Modelleringen viser at Sveafløtsen i stor grad følger den underliggende krittoverflaten og bare noen steder ligger inkonformt rett på krittoverflaten. Lavtliggende sumper har stor lateral utbredelse, våt overflate og dermed et høyere innhold av vitrinitt som passer bra med modelleringen og litteraturstudiene. Hverken modelleringen eller informasjon fra gruva viser tegn til elvekanaler som har erodert seg ned i Sveafløtsen, og avsetningsmiljøet lå derfor avskjermet fra disse. Sveafløtsen blir tynnere utover i randsonen samtidig som mellomsteinen blir tykkere, noe som viser en stadig høyere oversvømmelse av Sveafløtsen fra flere kanter. Midt i Svea Nord forekomsten holdt torvdannelsen tritt med oversvømmelsen der torven ble dannet i en hevet sump. Modelleringen av svovelinnholdet bekrefter dette der et høyere svovelinnhold utover i randsonen indikerer mere marine forhold, og lavere svovelverdier i den hevede sumpen indikerer terrestriske forhold der grunnvannsstanden ble holdt oppe av nedbør. Funn av fusain og inertinitt maceraler tyder på tørrere forhold og branner, og viser at grunnvannsstanden varierte. Modelleringen av askeinnholdet og brennverdien viser nær sammenheng til avsetningsmiljøet der mellomsteinen ble avsatt under en transgresjon, der

økende tykkelse av mellomsteinen fører til høyere aske- og lavere brennverdi. Høy brennverdi i midten av forekomsten indikerer lite uorganisk materiale, og avsetning utenfor området der elver og stormer kunne føre med seg klastiske sedimenter. Også den senere torvavsetningen som skjedde på en hevet sump, medførte lave uorganiske verdier og dermed høy brennverdi. Fosfor i kullet er uønsket av stålindustrien da det forårsaker sprøtt stål, og er ofte relatert til avsetningen av apatitt. Modelleringen viser også at fosforinnholdet er høyere i bunnen av Sveafløtsen, noe som sammen med fraværet av røtter i sedimentene under Sveafløtsen viser at den første torven kan være sapropelisk. Kjernen av forekomsten viser lave fosforverdier, noe som stemmer med torvdannelsen på en hevet sump med lite tilførsel av apatitt. Modelleringen viser høyere fosforverdier utover i randsonen, og dermed trolig mere dannelse av apatitt. Dette kullet kan derfor ikke lengre selges til koksproduksjon.

Modelleringen viser at FSI øker svakt opp gjennom Sveafløtsen, noe som tyder på en høyere innkullingsgrad på toppen av fløtsen. Den korte avstanden opp gjennom fløtsen burde ikke innvirke på vitrinitt reflektansen, og endringen i FSI er derfor forårsaket av endringen i maceral-innholdet. Høyere innhold av vitrinitt mot toppen av fløtsen underbygger dette. Kull med høyt innhold av flyktige bestanddeler antennes lett og er svært reaktivt. De flyktige bestanddelene minker med økende innkullingsgrad, og er ønskelig i produksjonen av metallurgisk koks. Modelleringen viser at de flyktige bestanddelene er høyest i kjernen av forekomsten, men denne laterale variasjonen kan ikke forklares ut ifra økende innkullingsgrad da hele Svea Nord forekomsten har blitt begravd til samme dyp. Derfor er det endringene i tykkelsen til mellomsteinen og maceral innholdet som forårsaker variasjonene til de flyktige bestanddelene. Inertinit er overrepresentert i kjernen til forekomsten der torven ble avsatt i en hevet sump, og burde derfor ført til lave verdier av de flyktige bestanddelene. Imidlertid så bidrar uorganisk materiale mindre til de flyktige bestanddelene enn kullet, noe som medfører at de flyktige bestanddelene minker utover i randsonen der tykkelsen til mellomsteinen øker. Modelleringen av CMRR verdiene viser ingen store variasjoner av bergkvaliteten til den umiddelbare hengen til Sveafløtsen. Bare i det sørvestligste området i krysset H2/H3 er bergkvaliteten klassifisert som dårlige. Dette bekreftes av erfaringer fra Svea Nord gruva der det under drivingen av den indre delen av H2 og langs H3 oppstod bergslag og nedfall av stein fra hengen. I deler av HT3 og HT5 er bergkvaliteten svært god, noe som skyldes tilstedeværelse av sandsteiner i hengen. Modelleringen av bentonitten viser at de underliggende avsetningene hadde jevnet ut topografien slik at bentonitten fremstår som et mye jevnere stratigrafi lag. Avsetningen var en kortvarig hendelse der bentonitten la seg som

et teppe over de andre sedimentene, og hadde ingenting med de daværende avsetningsforholdene å gjøre. Avstanden mellom bentonittlaget og den underliggende Sveafløtsen er kortest i nord, og øker mot sør, øst og vest. Dette underbygger teorien om en hevet sump i den sentrale kjernen av forekomsten, og der bassenginnfyllingen var kommet lengre ut på sidene av denne kjernen ved vulkanutbruddet. Driftsmessig så virker laget som en diskontinuitetsflate der leiren har svelleegenskaper i kontakt med vann, noe som kan skape driftsproblemer. Imidlertid så ligger laget i randsonen 5-10 m over Sveafløtsen, og vil normalt ikke påvirke produksjonen.

I randsonen vil det være tilstedeværelsen av mellomsteinen som avgjør brytningsmetode og utstrekning. Modelleringen av mellomsteinen og orienteringen av strossepanelene viser at bruk av nåværende strosseutstyr vil være problematisk. Det kan være mulig med gjenbruk av en eventuell strosse fra Lunckefjell under mellomsteinen, men dette må utredes grundig før en eventuell beslutning tas. Randsonen bør derfor utvinnes ved bruk av R&P der røvingen av pilarene foregår under mellomsteinen. Som et supplement til denne metoden bør augermining utredes.

## 6 Konklusjon

- Todalen-leddet med Sveafløtsen ble avsatt på en kyst- og deltaslette system på østsiden av en grunn havbukt som strakte seg i en nord-sør gående retning. Den underliggende undulerende krittoverflaten førte til avsetninger av torv i små isolerte bassenger.
- Endalen-leddet representerer et barrieresystem som beskyttet kysten innenfor.
- Den nederste torven inneholdt en høyere andel av uorganisk materiale som i dag fremstår som en fettete kullskifer, og de nært underliggende sedimentene mangler røtter. Dette tyder på at den første torven var allohton og/eller sapropelisk.
- Den første torvdannelsen skjedde i lavtliggende sumper som fulgte topografien. Senere fortsatte avsetningen i kjernen av forekomsten på en hevet sump, samtidig som at den første torven utover i randsonen ble oversvømt. En organisk rik, finkornet siltstein ble avsatt, der tykkelsen på siltsteinen, som i dag fremstår som mellomstein, øker utover i randsonen.
- Transgresjonen stoppet etter hvert opp og torven vokste seg igjen utover siltsteinen.
- Denne torven ble igjen stedvis oversvømt og en ny siltstein, Mellomstein2 ble avsatt før ny torvdannelse. Tilslutt ble all torven oversvømt og en organisk rik siltstein avsatt
- I modelleringen ble det antatt at Mellomstein1 hadde større lateral utbredelse enn Mellomstein2. En motsatt tolkning av disse kunne gitt et annet modelleringsresultat.
- Studier og analyser finner ingen tegn til elvekanaler eller store nærliggende sediment kilder som foruten om avsetningen av mellomsteinen påvirket torvdannelsen.
- Alle de modellerte kvalitetsparameterne har like verdier eller disse blir dårligere utover i randsonen i forhold til kjernen i forekomsten som nå er utdrevet.
- Modelleringen viser at det ligger noen feil i datagrunnlaget, spesielt i området sørvest for H2/H3 der borehull 12-1993 og 45-1991 gir en unaturlig utvikling av kullfløtsen. Normalforkastningen kan være ekstrapolert feil, men dette ville ikke gitt slike store høydeforskjeller over så korte avstander.
- Under modelleringen ble det antatt at alle hullene var vertikale, men noen hull har blitt boret på skrå eller har borehullsavvik. Dette gir feil i modelleringen.
- Høyere svovelinnhold utover i randsonen viser mere brakkvann og/eller marin påvirkning. Analyseringen viser et høyere svovelinnhold i mellomsteinen enn i kullet. Ved rensing er det lettere å fjerne svovel i det uorganiske materialet enn i det organiske.



- Funn av fusain og et høyt innhold av inertinitt maceraler, viser at torven i kjernen av Svea Nord-forekomsten regelmessig var tørrlagt og dermed utsatt for nedbrytning og/eller erosjon.
- Askeinnholdet og brennverdien til kullet har en nær sammenheng med tilstedeværelsen av mellomsteinen. Høy brennverdi i kjernen av forekomsten viser lite uorganisk materiale og lavt askeinnhold. På grunn av mellomsteinen utvikler dette seg motsatt utover i randsonen.
- Endringene av FSI verdiene vertikalt og lateralt i kullfløtsen er forårsaket av endringene i maceral innholdet og dermed relatert til avsetningsmaterialet.
- Modelleringen viser at de høyeste verdiene til de flyktige bestanddelene ligger i kullet til kjernen i forekomsten, og minker utover i randsonen. Dette samsvarer med at de laveste verdiene til de flyktige bestanddelene finnes i kull med mye uorganisk materiale.
- Den overliggende bergarten til Sveafløtsen består i all hovedsak av en siltstein som har gode CMRR verdier. Stedvis, spesielt i de østligste delene av HT3 og HT5, består hengen av en sterk finkornet sandstein som gir svært høye CMRR verdier. Området rundt krysset H2/H3 har lave verdier og dårlig bergkvalitet.
- Bentonittlaget er askerester fra vulkanutbrudd på Nord Vest Spitsbergen. I randsonen ligger laget i en så stor avstand fra Sveafløtsen (5-15 m) at det trolig ikke vil innvirke på stabiliteten til stollene som vil bli drevet i området.
- Tykk mellomstein og ugunstig orientering av strossepanelene vanskeliggjør bruk av dagens strosseutstyr i randsonen
- Randsonen bør utvinnes ved bruk av R&P der adgangsstellene til splitteområdene har full høyde. I områder med lite mellomstein tas splittene i full høyde, der mellomsteinen overstiger 0,5-0,7 m foregår splittingen bare under mellomsteinen. Kortere splitt enn normalt må påregnes.
- Augermining kan være et supplement til R&P drift, men en grundig utredning må gjennomføres før det etableres en ny og ukjent drivemetode i SNSG.

## 7 Videre arbeider

De fire første punktene er noe bedriften bør vurdere og de fem siste er akademiske arbeider.

- SNSG bør etablere en standard over hvordan de forskjellige analyseresultatene (spesielt litologi) tolkes og lagres. Disse dataene bør samles i en database og alle data, også slissprøver, må være stedfestet.
- For at bedriften skal få bedre kontroll på utbredelsen av randsonen og spesielt utgående kullfløts ved Høganeshreen, må det utføres flere boringer i området.
- SNSG bør iverksette undersøkelser om det er mulig å utvinne deler av randsonen ved bruk av Augermining med tanke på spenninger og kullmektighet under mellomsteinen. Tema her bør også være investeringskostnader, effektivitet, vanninntrenging og driftskostnader.
- En vurdering bør foretas om det er sikkerhetsmessig forsvarlig og teknisk mulig å bruke en lavere strosseutrustning, eventuelt gjenbruk fra Lunckefjell, under mellomsteinen. Fokus her vil være bergspenninger, spenningsretninger, nødvendige oppfaringsarbeider, blokkfall og styrken til liggbergartene.
- En ny tolkning av mellomsteinene bør utføres der den øverste mellomsteinen har størst lateral utbredelse, og deretter modelleres på nytt. Dette kan gi et bedre geologisk bilde av dannelsen til mellomsteinen.
- Ved bruk av de eksisterende borehullene burde et paleotopografisk kart over krittoverflaten blitt modellert. Dette ville gi en bedre forståelse av hvordan de første sedimentene og torven fra paleogen ble avsatt. Borehullsavvik bør inntas i modellen.
- Hengborehull foretatt ca. 500 m øst for H3 og H4 bør tas inn i modelleringen. Ved å analysere avstanden mellom Sveafløtsen og bentonittlaget kan en bedre forståelse av torvavsetningen til den hevete sumpen oppnås, og dermed hvordan avsetningsmiljøet var i og over Sveafløtsen.
- I Leapfrog Geo ble ikke mellomsteinen modellert overalt, og for å bedre analyseresultatene kan det legges inn en cutoff i modelleringsprogrammet. Da ville alle analyser over en viss verdi, for eksempel verdier som klart kan relateres til mellomsteinen, ikke blir med i modelleringen.
- Under modelleringen kan forskjellige innstillingsparametere i Leapfrog endres slik at modelleringen optimaliseres til et mest realistisk resultat, noe som bør forsøkes. Dette krever imidlertid at operatøren har god og utstrakt kunnskap om Leapfrog, den geologiske utviklingen til Sveafløtsen og kunnskap om kullpetrologi.

## 8 Referanseliste

**Allen, P. A. & Allen, J. R., 2005.** Basin analysis, Principles and Applications, Second Edition, s 155-157 og s 288-291, Blackwell Publishing, 350 Main Street, Malden, MA 02148-5020, USA. 549 pp.

**Balashshov, Y. A., Larionov, A. N., Gannibal, L. F., Sirotkin, A. N., Tebenkov, A. M., Ryùngen, G. I. og Ohta, Y., 1993.** An early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen. *Polar research*, 12, 147-152.

**Calleja, J., 2006.** Rapid Rating Using Coal Mine Roof Rating to Provide Rapid Mine Roof Characterisation from Exploration Drilling. Faculty of Engineering and Information Science, University of Wollongong & the Australian Institute of Mining and Metallurgy, Australia.

**Coal mining and geology, 2013.** Hentet fra <http://coalminingandgeology.com/mining/introduction-of-auger-mining/> den 7.2.2013.

**Colignon M., and Hammer Ø., 2002.** Petrography and sedimentology of the Slottsmøya Member at Janusfjellet, central Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 92, pp 92-101, Oslo 2002.

**Crystallography, 2013.** hentet fra <http://www.crystallography.net/search.html> den 28.2.2013.

**Direktoratet for mineralforvaltning med Bergmesteren for Svalbard, 2012.** Hentet fra <http://www.dirmin.no/svalbard/Norsk/Dokbib%20Svalbard/Utm%C3%A5lskart%20pr.%2001.03.2012.pdf> den 20.10.2012.

**Dallmann W. K., 1999.** Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard, review and recommendations for nomenclature use. Stratigrafisk komite for Svalbard (SKS). Norsk Polarinstittutt, Polarmiljøsentret, 9296 Tromsø, Norge.

**Dallmann, W. K., 2007.** Geology of Svalbard, Norges Geologiske Undersøkelser, Special Publications 10, Geology of the land and sea areas of northern Europe, page 87-89. [http://brage.bibsys.no/npolar/bitstream/URN:NBN:no-bibsys\\_brage\\_8719/1/DallmannNGUSpesPub2007.pdf](http://brage.bibsys.no/npolar/bitstream/URN:NBN:no-bibsys_brage_8719/1/DallmannNGUSpesPub2007.pdf)

**Ellefmo, S., 2012.** Personlig kommunikasjon under veiledning.

**Elvevold, S., Dallmann, W. og Blomier, D., 2007.** Svalbards geologi, 36 pp. Norsk Polarinstittutt, Polarmiljøsentret, 9296 Tromsø, Norge. [http://brage.bibsys.no/npolar/handle/URN:NBN:no-bibsys\\_brage\\_10468](http://brage.bibsys.no/npolar/handle/URN:NBN:no-bibsys_brage_10468)

**Fletcher, J., H., 2012.** Hentet fra <http://www.jhfletcher.com/> den 7.1.2012.

**Follington, I. L., Deeter, R., Share, D., Moolman. C., 2001.** A new underground auger mining system. *The Journal of The South African Institute of Mining and Metallurgy*, January/February 2001.

**Grenard, S., 2002.** Å skape et 3D-bilde av Svea Nord-gruven (Spitsbergen). Upublisert hovedoppgave, NTNU, Trondheim.

**Grundvåg, S. A., og Stemmerik, L., 2013.** *GEO*, 1/2013 s 28-31. GeoPublishing AS, Box 6315 Sluppen, 7491 Trondheim.

- Hansen, J. A., 2004.** Paleogeographic reconstruction of the Firkanten (Paleocene) in the Reindalen area, Spitsbergen. Upublisert masteroppgave, NTNU, Trondheim.
- Harland, W. B., 1997.** The Geology of Svalbard. Geological Society Memoir No 17. The Geological Society Publishing House, Unit 7 Brassmill Enterprise Centre, Brassmill Lane, Bath BA1 3JN, UK. 521 pp.
- Harland, W. B., Pickton, C. A. G., Wright, N. J. R., Croxton, C. A., Smith, D. G., Cutbil, J. L., and Henderson, W. G., 1976.** Some coal-bearing strata in Svalbard. Skrifter nr 164, Norsk Polarinstittutt, Rolfstangveien 12, Snarøya, 1330 Oslo Lufthavn.
- Hjelle, A., 1993.** Svalbards geologi, 163 pp. Norsk Polarinstittutt, Middelthuns gate 29, 0301 Oslo.
- Ingòlfson, O., 2012.** Hentet fra <https://notendur.hi.is/~oi/Historical%20Geology%20pdf/12-Mid-Late%20Ordovicium.pdf> den 16.11.2012.
- Jochmann, M., 2004.** The geology of Ispallen area, Svalbard, with emphasis on the coal bearing Firkanten Formation. Upublisert masteroppgave, UNIS, Longyearbyen and udwig-Maximilians-Universität, Munchen.
- Jochmann, 2010.** Intern rapport fra leteavdelingen i SNSG. "Første boreresultat fra Borbreen (Svea Nord randsonen)". 9.4.2010.
- Johannsson, Æ., 2000.** Rock measurement by overcoring at "Svea Nord" Coal Mine in Svalbard. Upublisert rapport nr. STF 22 F00072, SINTEF, 11 pp.
- Joy, 2012.** Hentet fra <http://www.joy.com/> den 7.1.2012.
- LeapFrog3D, 2012.** Hentet fra <http://www.leapfrog3d.com/products/leapfrog-mining> den 28.11.2012.
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., Braathen, A., 2011.** A transpressional origin for the West Spitsbergen fold-and-thrust belt: Insight from analog modeling. *Tectonics*, Vol. 30.
- Lovdata, 2012.** Hentet fra <http://www.lovdata.no/all/hl-19200209-000.html> den 8.10.2012.
- Lüthje, C., J., 2008.** Transgressive Development of Coal-bearing Coastal Plain to Shallow Marine Setting in a Flexural Compressional Basin, Paleocene, Svalbard, Arctic Norway. Ph.D, University Centre in Svalbard, Department of Arctic Geology. University of Bergen, Department of Earth Science.
- Lüthje, C., J., Milan, J., Hurum, J., 2008.** Article 4, Paleocene tracks of the mammal Pantodont genus *Titanoides* in coal-bearing strata, Svalbard, Arctic Norway.
- Lønne, I. og Stenvold, J., 2001.** Coal-Bearing strata and Coal Exploration in Svalbard. UNIS, Spitsbergen, 2001. AG201, 25 pp.
- MacLeod, N. 2012.** Department of Palaeontology, The Natural History Museum, London, UK. Cretaceous. Hentet fra [http://www.nhm.ac.uk/hosted\\_sites/paleonet/MacLeod/pdfs/cretaceous.pdf](http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/paleonet/MacLeod/pdfs/cretaceous.pdf) den 3.1.2013.
- Major, H. and Nagy, J., 1972.** Geology of Adventdalen map area. Norsk Polarinstittutt Skrifter, 138. 1-58 (with 1:100 000 geological sheet C9G).

**McCabe, P. J., 1984**, "Depositional environments of coal and coal-bearing strata". Alberta Geological Survey, Alberta Research Council 4445 Calgary Trail South, Edmonton, Alberta T6H 5R7, Canada. Sedimentology of coal and coal-bearing Sequences, edited by R. A. Rahmani and R. M. Flores, Blackwell Scientific Publications, Oxford, page 13-42.

**Myrvang, A. 2001**. Bergmekanikk, Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU Trondheim.

**Mørk, M.,B., 2013**. Personlig kommunikasjon, februar 2013.

**Nakrem, H. A. og Hurum, J. H., Geologisk Museum UIO, 2012**, hentet fra [http://skiensatlas.net/images/svalex\\_paleontologi.pdf](http://skiensatlas.net/images/svalex_paleontologi.pdf) den 6.11.2012.

**Naturhistorisk Museum, Oslo, 2012**. Hentet fra <http://www.nhm.uio.no/forskning/prosjekter/spor/> den 2.11.2012.

**NGU, 2012**. Hentet fra <http://www.ngu.no/no/Aktuelt/2008/Avslorer-70-millioner-ar-gammelt-havniva/> den 20.11.2012.

**NIOSH, 2013**. National Institute for Occupational Safety and Health, US. Hentet fra <http://www.cdc.gov/niosh/mining/works/coverSheet1812.html> den 14.2.2013.

**Nilssen, P., 2012**. Personlig kommunikasjon.

**Norsk Polarinstitutt, 2012**. Geologisk tidsskala, Norsk Polarinstitutt, Longyearbyen. Hentet fra <http://geonet.npolar.no/items-Svalbard/timetable.html> den 9.10.2012.

**Norsk Polarinstitutt, 2012**. Svalbards geologiske utvikling, Dallmann W. K., Norsk Polarinstitutt, Longyearbyen, hentet fra [http://geonet.npolar.no/items-Svalbard/Svalbard\\_utvikling.html](http://geonet.npolar.no/items-Svalbard/Svalbard_utvikling.html) den 9.10.2012.

**Norsk Polarinstitutt, 2012**. Geologisk oversiktskart, 1:3 000 000. Hentet fra [http://geonet.npolar.no/items-maps/Map\\_Sv\\_geol.html](http://geonet.npolar.no/items-maps/Map_Sv_geol.html) den 15.10.2012.

**Norsk Polarinstitutt, 2013**. Topografisk oversiktskart. Hentet fra <http://svalbardkartet.npolar.no/Viewer.html?Viewer=Svalbardkartet> den 11.2.2013.

**NTNU, 2009a**. Forelesning i TGB4125, Mineralogi og Petrografi.

**NTNU, 2009**. Forelesning i TGB4215, Geografiske informasjonssystemer for mineralressursforvaltning.

**NTNU, 2012**. Hentet fra <http://www.ntnu.no/adm/it/brukerstotte/programvare/MicroStation/> den 28.11.2012.

**Orheim, A., Bieg, G., Brekke, T., Horseide, V., Stenvold, J., 2006**. "Petrography and geochemical affinities of Spitsbergen Paleocene coals, Norway". International Journal of Coal Geology 70, (2007) page 116-136.

**Orheim, A., Bieg, G., Brekke, T., Stenvold, J., 2006a**. "Composition and characterisation of Tertiary coals in Spitsbergen, Norway. Improving the exploration play models". Upublisert artikkel som dannet grunnlaget for artikkelen " Petrography and geochemical affinities of Spitsbergen Paleocene coals,

Norway." og til foredrag på Internasjonal Geologi Kongress (IGC) på Lillestrøm 5-14.8.2008. Tilsendt forfatteren pr mail fra Alv Orheim 10.3.2012.

**Orheim, A., 2007.** Fast grunn, om bergverksordningen på Svalbard. Store Norske, Longyearbyen-Svea 2007. 189 pp.

**Peucat, J. J., Ohta, Y., Gee, D. G. og Bernard-Griffiths, J. 1989.** U-Pb, Sr and Nd evidence for Grenvillian and latest Proterozoic tectonothermal activity in the Spitsbergen Caledonides, Arctic Ocean. *Lithos*, 22, page 275-285.

**Ramberg, I. B., Bryhni, I., og Nøttvedt, A., 2006.** Landet blir til, Norges geologi. 609 pp. Norsk Geologisk Forening, (NGF) c/o NGU, 7491 Trondheim.

**Schweitzer, H., J., 1980.** Environment and climate in the Early Tertiary of Spitsbergen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1980, 30: page 297-311.

**SNSG, 2009.** "Håndbok for drift med MB 670 i Svea Nord". Internt lærebok fra SNSG. 37 pp.

**SNSG, 2012.** "Lærebok for strossedrift i Svea Nord. Intern lærebok fra SNSG". 53 pp.

**SNSG, 2012.** Bedriftsnytt nr 4 2012. hentet fra <http://img9.custompublish.com/getfile.php/1121945.1589.bsewprcvbt/Bedriftsnytt+nr+4+2010.pdf?ret urn=www.snsk.no> den 28.11.2012.

**SNSK, 1991.** Store Norske 75 år, jubileumsskrift Store Norske Spitsbergen Kulkompani A/S, 1916-1991. Eget forlag, Longyearbyen 1991.

**SNSK, 2001.** Konsekvensutredning for Svea Nord, Green Network Development A/S. Hentet fra <http://www.snsk.no/publikasjoner-og-rapporter.154113.no.html> den 7.1.2012.

**SNSK, 2011.** Årsberetning og regnskap 2011, 83 pp. Store Norske Spitsbergen Kullkompani (SNSK), Longyearbyen.

**Statens Kartverk, 2013.** Hentet fra <http://www.statkart.no/IPS/filestore/cd2003/std/koord/koord.htm> den 13.2.2013.

**Statens Kartverk, 2013a.** Hentet fra <http://www.kartverket.no/Documents/Nautiske%20publikasjoner/Produktkatalog-sjokart-nautiske-publikasjoner-2013.pdf> den 15.6.2013.

**Steel R.J., Gjelberg J., Helland-Hansen W., Kleinspehn K., Nøttvedt A. & Rye Larsen M. 1985.** The Tertiary strike-slip basins and orogenic belt of Spitsbergen. *SEPM Special Publication* 37. Page 339–360. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

**Stenvold, J., 2000.** Tektonikk I Svea Nord-området, Svalbard. Hovedoppgave i ressursgeologi, NTNU, Trondheim.

**Suàrez-Ruiz, I., and Crelling, J., C., 2008.** Applied Coal Petrology, "The Role of Petrology in Coal Utilization." Elsevier, Burlington, USA. 388 pp.

**Sysselmannen, 2012.** Hentet fra <http://www.sysselmannen.no/Toppmeny/Om-Svalbard/Lover-og-forskrifter/> den 21.11.2012.

**Sørensen, B., E., 2013.** Førsteammuniensis ved NTNU, Trondheim, pers. komm.

**Thomas, L., 2002.** Coal Geology. John Wiley & sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England. 384 pp.

**Thornhill, M., 2011.** Forelesning i TGB4145, Geologiske Analysemetoder, NTNU, Trondheim. Vårsemesteret 2011.

**Universitetet i Bremen, 2012.** Geology of Svalbard. Hentet fra <http://www.geo.uni-bremen.de/geochronologie/Anna%20Svalbard/Svalbard%20geology.html> den 15.10.2012.

**Universitetet i Oslo, UiO, 2012.** Hentet fra <http://nhm2.uio.no/geomus/leksi/m/Milankovitch-sykler.htm> den 14.11.2012.

**Velve, H., 2012.** Upublisert oppgave i spesialpensum geologi, Kullkvalitet avhengig av avsetningsmiljø og geologisk utvikling, 25.4.2012, NTNU, Trondheim.

**Voest-Alpine Bergtechnik, 2012.** Hentet fra [http://www.smc.sandvik.com/sandvik/3981/Internet/Global/AT02003.nsf/7ca8cd558b939dbfc125693700332c1e/2958b2c2b1f4b369c1256bb1004a62e8/\\$FILE/ABM25.pdf](http://www.smc.sandvik.com/sandvik/3981/Internet/Global/AT02003.nsf/7ca8cd558b939dbfc125693700332c1e/2958b2c2b1f4b369c1256bb1004a62e8/$FILE/ABM25.pdf) den 7.1.2013.

**Vågnes, E. og Amundsen, H. E. F., 1992.** Late Cenozoic uplift and volcanism of Spitsbergen caused by mantle convection? *Geology*, 21. Page 251-254.

## 9 Vedlegg

### 9.1 Figurliste

- Figur 1: Figuren til venstre viser randsonen avgrenset i grønt. De hvite strekene fremstiller gruvekartet slik det planlegges våren 2013, og de små grønne trekantene viser store pilarer som ble satt igjen under demonteringen av hvert strossepanel. De viktigste stollene i gruva er avmerket, figur fra MicroStation. Figuren til høyre viser hvordan en ressurs stadig blir mindre etter som økt kunnskap om geologi, økonomi og tilgjengelighet blir større, etter (NTNU, 2009). ..... 3
- Figur 2: Geologisk kart over Svalbard. Kenozoiske bergarter, som hovedsakelig ligger i det sentrale tertiære bassenget (CTB), er markert med gult. I tillegg finnes mindre områder med paleogene bergarter i en grabenstruktur i Forlandssundet, ved Ny Ålesund, et lite område på Calypsostranda ved Bellsund og et lite område ved Sørkapp, se blå piler. I tillegg ligger det vulkanske avsetninger over devonske avsetninger på Andree Land, se rød pil. Plasseringen av Svea og Longyearbyen er vist med svart pil, etter (Norsk Polarinstitut, 2012). ..... 7
- Figur 3: (a) Figuren viser Svalbards plassering nordøst for Grønland i paleocen/eocen. Vest Spitsbergen folde- og skyvebelte (VSFSB) er markert med skravert område, og påtegnete piler viser den dekstrale platebevegelsen. SFZ=Senja Fracture Zone, VVP=Vestbakken Volcanic province, NGS=Norwegian-Greenland Sea, HFFZ=Harder Fjord Fault Zone, TLFZ=Trolle Land Fault Zone. (b) Forenklet tektonisk kart som viser de fire hovedsonene til VSFSB, se tegnforklaringen. BH=Brøggerhalvøya, OL=Oscar II Land, NL=Nordenskiölds Land, FG=Forlandsundet Graben, SEDL=Svartfjella-Eidembukta-Daumandsodden Lineament, BG=Bellsund Graben, IYF=Isfjorden-Ymerbukta fault, COB=continent-ocean-boundary. Linje 2 og 3 er tverrsnitt vist i *Figur 4* under, etter (Leever et al., 2011). ..... 9
- Figur 4: Øverst (linje 2 i *Figur 3*) vises tverrsnittet over hele Svalbard, ingen vertikal overdrivelse. (I) viser en fortynnet skorpe, ved (II) er skorpen fortykket på grunn av kollisjonen og ved (III) viser skorpen normal tykkelse. Nederst viser figuren et generalisert tverrsnitt (linje 3 i *Figur 3*) av Vest Spitsbergen Folde og Skyvedekke (VSFSD). Skyvedekke er inndelt i fire forskjellige strukturelle soner. D=devon, Ca=karbon, Cp=karbon/perm, skravert felt=permiske evaporitter, Tr=trias, JC=jura/kritt, T=tertiær, FG=forlandsundet graben, SEDL=Svartfjella-Eidembukta-Daudmannsodden lineamentet, BFZ=Billefjorden forkastningssone og LFZ= Lomfjorden forkastningssone, etter (Leveer et al., 2011). ..... 10
- Figur 5: Bildet viser fjellet Firkanten som ligger på nordsiden av Van Keulenfjorden sør på det sentrale Spitsbergen, og er typelokaliteten for Firkanten-formasjonen. Den hvite sandsteinen opp mot toppen tilhører Endalen-leddet, se rød pil. Det går tydelig frem av bildet at de sedimentære lagene her dipper mot øst og litt mot nord. Bak Firkanten på høyre side skimtes litt av toppen av Kolthoffberget, typelokaliteten til Kolthoffberget-leddet, se grønn pil. Bildet er tatt mot øst fra Ullaberget. Håvard Velve, 2012. .... 15
- Figur 6: Figuren viser avsetningene og de forskjellige formasjonene og leddene fra paleocen og eocen. T=Todalen-leddet, E=Endalen-leddet, K=Kolthoffberget-leddet, F-U=fining upwards og C-U=coarsing upwards. Noen av navnene på figuren er senere blitt endret av Stratigrafisk Komite for Svalbard (SKS). Gilsonryggen-formasjonen er blitt til et ledd, og et nytt navn, Frysjaodden-formasjonen er innført. Dette er et bevis på en dynamisk utvikling ettersom mere kunnskap hentes inn. Venstre kant representerer NNØ og høyre kant SSV, etter (Steel et al., 1985). ..... 22
- Figur 7: Figuren viser kull vinduet, området der hastigheten til den organiske produksjonen er i balanse med hastigheten til dannelsen av nytt akkumulasjonsrom. Drukning av det organiske



materialet forårsakes av transgresjon, mens blotting forårsakes av regresjon. Sannsynligheten for bevaring av organisk materiale er svært dårlig ved regresjon, mens den er moderat ved transgresjon. Det svarte området representerer ren kulldannelse, mens de grå områdene representerer organisk rike klastiske sedimenter, etter (Lüthje, 2008). ..... 28

Figur 8: Figuren viser hvordan innkullingsgraden og dermed også vitrinitt reflektans øker. Sveafløtsen har vitrinitt reflektans ~0,9 %, og Longyearfløtsen som ligger stratigrafisk ca. 40 m ovenfor, ~0,7 %. Til sammenligning er sonene hvor flytende hydrokarboner dannes inntegnet. Til høyre i figuren er det avmerket analysemetoder som SNSG sjelden benytter, etter (Suárez-Ruiz I., 2009)..... 29

Figur 9: Figuren viser Seylor's kullkart, og viser forholdet mellom elementære komposisjoner som H, C og O, flyktige bestanddeler, fuktighetsinnhold, brennverdi og FSI, etter (Thomas, 2002)..... 32

Figur 10: Figuren til venstre viser hvordan de forskjellige fuktighetsterminologiene blir bestemt. I litteraturen og i forskjellige land benyttes forskjellig terminologi ved beskrivelsen av fuktigheten. Til høyre karakteristiske profiler av "kokskakene" som dannes under oppvarming i fravær av luft. FSI kommer frem med forskjellige verdier etter utseende til profilet, etter (Thomas, 2002)..... 33

Figur 11: Figuren oppe til venstre viser en Continous Miner fra Joy Machinery som benyttes i Gruve 7. Maskinene som benyttes i Svea Nord er litt høyere, men prinsipielt lik maskinen over. Kullet graves løs ved hjelp av trommelen fremme og lastes over på en scuttlecar i bakkant av maskinen. Oppe til høyre er et foto av en slik scuttlecar fra Joy. Kullet lastes på scuttlecaren på høyre side og lastes av på venstre side ved hjelp av en convoyerkjede. Dette skjer i materen som er vist nede til høyre, i dette tilfellet en mater fra Joy. Nede til venstre er det et foto av en hengbolterigg fra J. H. Fletcher & Co. Som midlertidig sikring for operatørene settes en TRS opp mot hengflaten inntil boltene er innsatt. Denne bolteriggen kan også benyttes til sikring av sidepallene. Bolteriggen er her fotografert forfra. Det hvite på bildet er kalksteinsmel som er spredd i stollen som beskyttelse mot brann og kullstøveksplasjon, etter (Joy, 2012) og (Fletcher, 2012). ..... 35

Figur 12: ABM 25 som i dag benyttes i Svea Nord. Kullet graves ut av trommelen i forkant og lastes over i en scuttlecar i bakkant. Kraftige sylindre låser fast maskinen fast mellom heng og ligg, disse virker da samtidig som en midlertidig sikring av hegen inntil denne er sikret ved hjelp av limte bolter og netting. Ved hjelp av fire bolteaggregater sikres hengen og sidepallene samtidig som kuttingen foregår. Selve kutthodet kan via to kraftige sylindre presses horisontalt inn i stoffen når maskinen står i ro. Dermed kan kullet frigjøres samtidig som sikringen utføres, etter (Voest-Alpine Bergtechnik, 2012)..... 37

Figur 13: Figuren viser en strosseustrustning med stageladeren i forkant midt på bildet. Til høyre vises omlastingspunktet mellom stageladeren og beltetransportøren (beltet er ikke vist). Øverst på bilde ligger strosseconvoyeren der kuttmaskinen kjører frem og tilbake på. Kuttmaskinen med de to tromlene er vist midt på bildet. Lengst bak vises stemplene som holder fjellet oppe inntil utrustningen har passert området. På bildet er det bare vist ca. 25 av de normalt ca. 150 stemplene. Baken til strossa til høyre (tailgate), og pallene på strossa til venstre (maingate), etter (Joy, 2012)..... 38

Figur 14: Bildene viser augermining i et dagbrudd, maskinen til venstre er forholdsvis liten med en borhodediameter på ca. 1 m. Til høyre sees resultatet etter boringen, etter ("Coal mining and geology"). ..... 39

Figur 15: Bildet viser prototypen BryDet BUA 600 undergrunns auger maskin fra 2001. Maskinen er todelt der en unit borer hullene, og den andre uniten trekker skruen tilbake samtidig som et nytt hull bores. Utrustningen trekkes da sideveis inntil utdragerdelen kan kobles til. Dermed "lagres" skruene inne i det forrige hullet inntil de skal brukes i neste hull. Til høyre midt på bildet vises borhodet, og til venstre midt på bildet vises motoren som trekker skruen tilbake etter at hullet er ferdig boret. Denne

maskinen er beregnet for bruk i inntil 80 m dype hull. Skisse på dette sees i <i>Figur 16</i> nedenfor, etter (Follington et. Al., 2001). .....	39
<i>Figur 16</i> : Prinsippskisse over underjords augermining. Samtidig som tilbaketrekking og demontering av skruen i et ferdig boret hull foregår, forflyttes maskinen sideveis og starter boringen til et nytt hull. Kullet fraktes videre med shuttlecarer eller ved hjelp av et take-up system direkte over på beltet, etter (Follington et. Al., 2001). .....	40
<i>Figur 17</i> : Til venstre oversiktsbilde over det regionale spenningsbilde på Svalbard forårsaket av spredningen mellom Svalbard og Grønland. Rektangel viser utsnittet til høyre som er et mere detaljert kart over Sveaområdet med Svea Vest gruva nederst i blått, tunnelen opp til Svea Nord i rødt og Svea Nord i grønt. De røde pilene viser største horisontalspenning, etter (til venstre Norsk Polarinstittutt, 2013 og til høyre SNSG, 2013).....	43
<i>Figur 18</i> : Bildet viser boreplassen, her på Lunckefjell. Boreriggen er plassert inne i den blå brakken, oppholdsrom og lager i de grønne. De 6 m lange borstengene står oppreist ved siden av boretårnet. Dampen fra snøtiningen sees tydelig i forkant av de grønne brakkene. Transporten foregår ved hjelp av snøscooter, tråkkemaskin og helikopter. H. Velve, 2007. ....	45
<i>Figur 19</i> : Figuren viser prinsippet bak diffraksjonen til røntgenstråler i et krystallgitter. De innkomne strålene blir reflektert ut igjen med samme vinkel, uavhengig av hvilket lag de treffer i krystallgitteret. En diffraktert stråle kan defineres ved at den er bygd opp av et stort antall spredte røntgenstråler som gjensidig forsterker hverandre. Forsterkningen oppstår når $n\lambda = 2d \sin\theta$ der $\lambda$ = bølgelengden til røntgenstrålen, $d$ er avstanden mellom planene i krystallgitteret og $\theta$ = vinkelen til den innkomne røntgenstrålen. Diffraksjonen krever at avstanden mellom atomlagene tilnærmet er lik bølgelengden til strålingen, og at avstanden i krystallgitteret er veldig regulært. Hvis ikke vinkelen til forekomsten tilfredsstiller Bragg' s lov, vil destruktiv interferens oppstå slik at det ikke blir refleksjon, etter (Thornhill, 2011). .....	47
<i>Figur 20</i> : Bildet til venstre viser grovknuseren "Fly Press Rock Crusher". Her ble prøven mekanisk knust ned ved hjelp av at stempelet ble skrudd ned gjentatte ganger inntil prøvene kunne knuses videre ned i maskinen til høyre på figuren. Maskinen til høyre er en "Siebtechnik skivesvingmølle" der prøvene ble nedknust slik at det ikke var mulig å kjenne korn mellom fingrene. Erfaringsmessig har denne kornstørrelsen gitt det beste resultatet. Foto H. Velve. ....	55
<i>Figur 21</i> : Bildet viser skålene av agat som knuser ned prøvene før de kunne brukes i XRD-analysen. Materialet ble plassert mellom ringene til venstre, og lokket til høyre påsatt. Deretter førte gravitasjonskraften til at prøven ble nedknust til ønsket størrelse. Foto H. Velve.....	56
<i>Figur 22</i> : Bilde viser de to pulverpillene 120735 og 120736 klar til XRD-analyse. Legg spesielt merke til det brune prøvematerialet som indikerer innhold av organisk materiale. Foto H. Velve. ....	57
<i>Figur 23</i> : Bildet til venstre viser Bruker AXS D8 Advance XRD som NTNU bruker. Pulverpillene settes inn i beholderne midt på bildet, og analysen kjøres deretter automatisk. Bilde til høyre viser arbeidet med identifiseringen av mineralene. Toppene i forskjellig farge viser mengden av de forskjellige mineralene. Foto H. Velve. ....	57
<i>Figur 24</i> : I midten av bildet vises Grønfjorden-laget, et klastbåret, polymikt konglomeratlag, (blå pil). Til høyre for konglomeratlaget avsluttes Carolinefjellet-formasjonen, som fortsetter nedover i den nederste kjernen på bildet. Formasjonen bestod av en svært finkorna sandstein som viste bølget lagning. Over konglomeratlaget lå Todalen-leddet som i starten viste en mediumkornet sandstein som gradvis ble finere. Flaserlagning, ofte med slickensides som vist i den øverste kjernen, var typisk for denne delen av leddet. Foto H. Velve.....	71

Figur 25: Bildet viser rester fra et skallfragment eller en brachiopod ved 327,3 m som ligger i den finkorna massive sandsteinen. Testing med fortynnet saltsyre gav utslag. Foto H. Velve. ....	73
Figur 26: Bildet viser kryss-sjiktet leirdraperinger som var typiske for Todalen-leddet, og indikerte tydelig at avsetningsforholdene var tidevannspåvirket. Foto H. Velve. ....	74
Figur 27: Treklossene på bildet viser hvor kullet opprinnelig lå i kjernen. Under SNSG' s logging ble kullet tatt ut og sendt til analyse. Prøvelengde og nummer er påskrevet. Den brune siltsteinen under papirlappen ligger stratigrafisk under kull fløtsen, mens den organisk rike siltsteinen ved siden av tomrestokken ligger over kullfløtsen. Foto H. Velve. ....	76
Figur 28: Bildet viser et oppknust, litifisert bentonittlag mellom 78 og 66 cm på tomrestokken. Foto H. Velve.....	77
Figur 29: Bildet viser grensen (blå pil) mellom tidlig kritt til høyre og Todalen-leddet til venstre. Den grovere sandsteinen har erodert seg ned i den finere siltsteinen. Legg merke til det organiske innholdet i sandsteinen. Foto H. Velve. ....	79
Figur 30: Bildet viser grensen ved 403,3 m (blå pil) mellom Todalen-leddet (til venstre) og Endalen-leddet (til høyre). Den lyse sandsteinen i det overliggende Endalen-leddet skiller seg markant ut fra den gulere, mere heterolittiske sandsteinen i Todalen-leddet. Foto H. Velve. ....	80
Figur 31: Bildet viser et fossil som lå inne i et polymikt konglomeratet. Dette fossilet ble fraktet til stedet sammen med de andre klastene, og tolket til å være en Bivalvie Mollusca. Foto H. Velve .....	81
Figur 32: Bildet viser kjerne 6-2012. Grensen mellom Firkanten-formasjonen og Basilika-formasjonen er godt synlig ved 330,13 m (blå pil). Grensen fremstår veldig markert både ved forskjellig farge og litologi mellom sandsteinen i det underliggende Endalen-leddet, og den overliggende skifrige, mørke sandholdige siltsteinen til Basilika-formasjonen, etter (SNSG, 2012).....	82
Figur 33: Bildet til venstre viser tynnslip nr. 120735, og til høyre 120736. Begge tynnslipene viser tydelig den finkorna sedimentære lagdelingen. Tynnslipet til venstre viser flere sprekker som ble dannet under prepareringen. Stratigrafisk viser begge bildene riktig vei opp. Bildet til høyre kan imidlertid vise en rotstruktur i midten, men dette betinger da at prøven er blitt feilmerket ved prøvetakingen eller snudd opp-ned under prepareringen. Begge bildene er tatt mot en lyskilde for bedre å kunne se strukturene. Foto H. Velve.....	83
Figur 34: Bildet viser tynnslip nr. 120735 ved 10x forstørrelse og ved bruk av pålys. Målestokk nede i høyre hjørne, 100 µm. Idiomorfe (Euhedrale) og elongerte korn var godt synlig. Kornene var overveiende matriksbåret. De hvite kornene var pyritt, og ofte anrikt langs lagdelingen. Det grå feltet i midten var epoksy og stammet fra prepareringen. Foto H. Velve.....	84
Figur 35: Bildet viser tynnslip nr. 120736 ved 10X forstørrelse. De grå beltene i midten var organisk materialet der det hadde anrikt seg litt pyritt. Kornene var tydelig matriksbåret, dårlig sortert og dårlig rundet. De største kornene målte 0,05 mm. Målestokk 100 µm. Foto H. Velve. ....	86
Figur 36: Bildet til venstre viser kantede pyrittkrystaller som ligger anrikt langs det organiske materialet. Dette viser at de organiske rike sedimentene var oksygenfattige, noe som bidro til bevaring av det organiske materialet. Bildet til høyre viser runde pyrittaggregater, et tegn på oksygenfattige vannmasser ved avsetningstidspunktet. Begge bildene er tatt i pålys-mikroskop ved 50x forstørrelse. Foto H. Velve. ....	86
Figur 37: Figuren viser hvor de to prøvene ble tatt i Svea Nord. Rød pil viser prøve nr. 120735 ved TV35, og oransje pil viser prøve nr. 120736 ved TV69. Grå farge på kartet viser drevne stoller og rød farge viser planlagte stoller ved tegnetidspunktet. Grønn linje viser normalforkastningen som krysser hovedstollen mellom TV25 og TV26. Hovedstollsystemet er markert med H1-H8. Nord i Y-retningen og øst i X-retningen. Figur fra MicroStation.....	89

Figur 38: Figuren viser hvor utvalgte snitt i modelleringen er foretatt. Lyseblå snitt er tatt i H5, rød langs H4, grønn langs H3, lilla langs H2, gul langs H1 og oransje langs HT5. Det mørkeblå snittet ble tatt gjennom borehullene 45-1991 og 12-1993. Figur fra MicroStation. ....	90
Figur 39: Figuren viser utbredelsen av mellomsteinen i Sveafløtsen. Kartet til venstre viser både liggen og hengen til mellomsteinen, i midten liggen i grønn farge og til høyre hengen i oransje farge. På figurene er både Mellomstein1 og Mellomstein2 modellert sammen. Normalforkastningen som krysser H2, HT3 og HT5 er ikke tegnet på figuren, men kommer frem av bruddet i litologien. Gruvekartet i lilla og den antatt eroderte kontaktsonen til Sveafløtsen i hvitt. ....	92
Figur 40: Figurene viser bare den nederste mellomsteinen, Mellomstein1. Til venstre både liggen i grønn farge og hengen i oransje farge. I midten bare kontaktflaten mellom den nedre Sveafløtsen (HFL) og liggen til mellomsteinen. Til høyre kontaktflaten mellom hengen til mellomsteinen og liggen til midtre Sveafløts/øvre Sveafløts. Lilla streker viser oppfarte stoller, og hvit linje antatt utgående av kullfløtsen i dagen og under breene. ....	92
Figur 41: Figurene viser bare den øverste mellomsteinen, Mellomstein2. I liggblokka er det for lite med analyseresultater til at programmet kan modellere mellomsteinen. Liggkontakten til Mellomstein2 i grønt og hengkontakten i oransje. ....	93
Figur 42: Figuren viser med den stiplede gule linjen hvor snittet i <i>Figur 43</i> nedenfor ligger. Borehullet 3-2012 med grønn pil viser en "topografisk høyde" sammen med borehull 12-1993 nærmere normalforkastningen, vist med rød pil. Fargene på figuren er tonet ned slik at det er mulig å se litt i dybden. Skalering av Z-aksen er 15 ganger. Fargekode til de forskjellige litologiene oppe i venstre hjørne. ....	93
Figur 43: Figuren viser hvordan kullfløtsen i oransje oppfører seg med samme trend som krittoverflaten i rosa. Bentonittlaget i blått viser imidlertid en flatt liggende trend. Mellomsteinen viser ingen utbredelse over de to "topografiske" høydene. Området der fløtsen mangler samsvarer med erosjonen til Høganesbreen. Normalforkastningen kommer frem som et sprang i fløtshøyden. Snittet er tatt langs den stiplede linjen vist i <i>Figur 42</i> , og skalering av Z-aksen er 15 ganger. ....	94
Figur 44: Figuren viser et utsnitt av kullfløtsen like ved normalforkastningen. Borehull 12-1993 ligger stratigrafisk 17,25 m høyere enn borehull 45-1991. Borehull 13-1991 ligger jevnt på samme høyde som mange av de andre borehullene i nærheten. Borehull 3-2012 utgjør imidlertid en annen topografisk høyde. Skalering Z-aksen 15 ganger og samme fargekode på de forskjellige lagene som i <i>Figur 42</i> ovenfor. ....	95
Figur 45: Figuren viser at Sveafløtsen (oransje farge) på grunn av ekstrapolering krysser bentonittlaget (blå farge). Ut ifra data som ikke er lagt inn i modellen, stemmer ikke dette. ....	95
Figur 46: Figuren viser askeinnholdet i Sveafløtsen. Til venstre alle verdiene samlet, i midten er askeinnhold under 5 % i mørkeblått, 5-10 % i lyseblått og 10-15 % i lysegrønt. Til høyre har askeinnhold 15-20 % grønn farge, 20-30 % gul farge og over 30 % oransje farge. Normalforkastningen kommer frem i nedre kant. Utvalgte snitt er vist i vedlegg. ....	96
Figur 47: Figuren viser brennverdien til kullet i Sveafløtsen. Rød farge viser brennverdi under 6000 kcal/kg, oransje farge 6000-6500 kcal/kg, lysegrønn farge 6500-7000 kcal/kg, grønn farge 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Da modelleringen foregikk innenfor hver sin unit, ble det et skarpt skille ved normalforkastningen. ....	97
Figur 48: Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen. Mørkeblå farge viser svovelinnhold under 0,4 %, lyseblå farge 0,4-0,7, grønn farge 0,7-1,2, oransje farge 1,2-1,9 og rød farge over 1,9. For utvalgte snitt, se under vedlegg. ....	98

Figur 49: Figuren viser innholdet av fosfor i Sveafløtsen. Mørkeblå farge viser fosforinnhold under 0,01 %, lyseblå farge 0,01-0,025 %, grønn farge 0,025-0,075 %, oransje farge 0,075-0,1 % og rød farge over 0,1 %. Datagrunnlaget ut mot sidene av forekomsten er lite, og analyseresultatene blir der ekstrapolert. Det laveste innholdet av fosfor viser en klar langstrakt trend i NNV-SSØ retning. ....	98
Figur 50: Figuren viser svelleegenskapene, Free Swelling Index (FSI), til kullet i Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier under 2, grønn farge 2-6, lyseblå farge 2-7,5 og mørkeblå farge over 7,5. ....	99
Figur 51: Figuren viser innholdet av flyktige bestanddeler i Sveafløtsen. Grønn farge viser verdier under 25, gul farge 25-30, oransje farge 30-35 og rød farge verdier over 35. ....	100
Figur 52: Figuren viser CMRR verdiene til de nærmeste 15 m av hengen til Sveafløtsen. Modelleringen viser tydelig at datagrunnlaget kommer fra hovedstollsystemet, HT3 og HT5. Oransje farge viser verdier under 45, gul 45-50, grønn farge 50-65 og blå farge viser verdier over 65. ....	101
Figur 53: Utmålskart over den sentrale delen av Svalbard. Som det fremgår av kartet så er SNSK og SNSG de største utmålshaverne på Svalbard. Det russiske gruveselskapet Trust Arktikugol som driver kullvirksomhet i Barentsburg, har små mindre utmålsrettigheter i Isfjordenområdet og i Kaldbukta i Van Mijenfjorden. Kartet var ajour i mars 2012, etter (Direktoratet for mineralforvaltning med Bergmesteren for Svalbard, 2012). ....	135
Figur 54: Geologisk tidstabell for Svalbard, etter (Norsk Polarinstittutt, 2012). ....	136
Figur 55: Litostratigrafisk oversikt over kenozoikum forskjellige steder på Svalbard. Sedimenter avsatt senere enn tidlig oligocen er fraværende i Sentralbassenget, enten er det ikke avsatt noe eller så er de blitt erodert vekk. De forskjellige formasjonene er nærmere beskrevet i kapittelet 2.2.2 Sentrale Tertiære Basseng (CTB), etter (Dallmann, 1999). ....	137
Figur 56: Blotninger fra pre-vedian perioden med særlig vekt på proterozoikum. Disse dekker store områder vest for Liefdefjorden på Nordvest Spitsbergen, Ny Friesland og det nordlige Nordaustlandet. Fet stiplet linje markerer grensene til hovedterrengene, etter (Harland 1997). ....	138
Figur 57: Pre-vedian aulakogen modell som viser fordelingen til Grønland, Barents og Baltica Kraton. Svalbard fremstår som tre terrenger, etter (Harland 1997). ....	141
Figur 58: Kart som viser blotninger fra vendian-perioden (650-543 Ma). Perioden kalles også for ediacaran-perioden. Disse finnes langs en smal stripe på Ny Friesland og langs ei breiere stripe langs vestkysten fra Ny Ålesund i nord til Hornsund område i sør, etter (Harland, 1997). ....	143
Figur 59: Kartet viser blotninger fra kambrium og ordovicium. Disse finnes foruten noen veldig små områder i Hinlopenstredet, langs den sørlige vestkysten av Spitsbergen, etter (Harland 1997). ....	145
Figur 60: Figuren til venstre viser de fire terrengenes plassering gjennom kambrium og ordovicium. Det vestre terrenget (1) ligger vest for den Kaledonske fjellkjeden, Bjørnøya (4) nært fronten, mens det sentrale terrenget (2) og det østre terrenget (3), ligger et stykke østenfor. For lettere å kunne gjenkjenne situasjonen, er kystlinjene tegnet som dagens. Den senere kaledonske fronten og kystlinjen til lapetushavet er tegnet inn med stiplede linjer. Figuren til høyre viser hvordan den Kaledonske fjellkjededannelsen påvirket de fire terrengene i starten av silur. Små piler indikerer omtrentlig retning på den tektoniske konvergensen i silur. EGP = East Greenland Province, NEGP = Northeast Greenland Province ENGP = East North Greenland Province og NGPP = North Greenland Pearya Province, etter (Harland 1997). ....	147
Figur 61: Kartet viser blotninger, tektonisme, metamorfisme og foldinger fra silur. Disse er for det meste lokalisert i nord, samt noe foldevirksomhet langs vestkysten. En liten silursk blotning vises også ved Siktefjellet på Nordvest-Spitsbergen, etter (Harland 1997). ....	148
Figur 62: Devonavsetningene er for det meste konsentrert til det nordlige sentrale terrenget i en grabenstruktur. Denne lå beskyttet under senere erosjon og er derfor bevart. I tillegg ligger det noen	

spredte avsetninger på Ny Friesland og langs vestkysten på Sørkapp Land. De nummererte stedene er lokaliteter med magmatiske bergarter. Stiplede linjer indikerer dagens isutbredelse, og kryssene på Nordaustlandet indikerer steder der isotopiske aldre er tolket i teksten nedenfor, etter (Harland 1997).....	151
Figur 63: Karbonske og permiske avsetninger (her vist sammen) ligger som et belte tvers over hele det sentrale Spitsbergen. I tillegg finnes disse i et belte langs vestkysten, sør for Lomfjorden på Ny Friesland og langs vestkysten på Nordaustlandet. Stiplede linjer markerer dagens isutbredelse, mens sirkler med kryss inni markerer hvor det er boret etter olje og gass, etter (Harland 1997).....	155
Figur 64: Figurene viser utviklingen av sedimentavsetningen fra seint i devon og et stykke ut i karbon. I starten ble Hørbyebre-formasjonen avsatt i fra øst, senere oppstod kilden i vest og Orustdalen- og Vegard-formasjonene ble avsatt mot sørøst. Numrene på kartet markerer hvor formasjonene ble avsatt. Figur c) viser tektonisk utvikling og bassengutviklingen langs den røde linjen i figur a), etter (Harland, 1997).....	158
Figur 65: Figuren til venstre viser tidlig bashkarian litofacies. (1) Petrellskaret-formasjonen (Fm), (2) Brøggertinden Fm, (3) viser ingen eller lite oppløft, (4) Ebbadalen Fm, (5) viser periodisk oppløft, (6) Hyrnefjellet Fm, (7) Landnørdrungsvika Fm på Bjørnøya. Figuren til høyre viser moskavian litofacies. (1) Tarnkanten FM, (2) Scheteligfjellet Fm, (3) viser oppløft, (4) Minkinfjellet Fm, (5) Malte Brunfjellet Fm, (6) Idunfjellet Fm, (7) High & Hyrnefjellet Fm, (8) Kapp Kåre Fm på Bjørnøya, etter (Harland, 1997).....	160
Figur 66: Figuren oppe til venstre viser hvordan gzelian litofacies ble avsatt sist i karbon. Figuren oppe til høyre viser asselian litofacies og den nederste figuren til venstre viser tidlig artinskian litofacies. Figuren nede til høyre viser avsetninger fra Tempelfjorden-gruppen som ble avsatt i ufimian, etter (Harland, 1997).....	161
Figur 67: Triasavsetningene ligger også som et belte tvers over det sentrale Spitsbergen og langs fjellkjeden i vest. I tillegg dekker disse det meste av øyene i øst. Numrene viser til en rekke geografiske steder, etter (Harland, 1997). .....	164
Figur 68: De øvre mesozoiske avsetningene fra jura og kritt ligger hovedsakelig på hver sin side av Sentralbassenget. I tillegg ligger noen spredte avsetninger på øyene i øst sammen med lava fra kritt, etter (Harland 1997).....	167
Figur 69: Avsetningene fra paleogen ligger konsentrert i det Sentrale Tertiærbassenget (CTB) i sør på sentral Spitsbergen. I noen få mindre bassenger langs vestkysten, fra Ny Ålesund i nord til Sørkapp i sør, er det også bevart avsetninger fra paleogen. Skrå skraverte områder viser deformerte bergarter i folde- og skyvebeltet i vest og langs de store forkastningssonene i øst, etter (Harland 1997).....	173
Figur 70: Tektonisk kart over Svalbard. Av kartet kommer de tre terrengene (her kalt provinser) tydelig frem, etter (Norsk Polarinstitutt 2012). .....	174
Figur 71: Platå lavaer fra neogen er bevart noen spredte steder, hovedsakelig i nord. Varme kilder (markert med en rund sirkel) ligger som et belte langs vestkysten, mens gass og olje (rund sirkel med prikk inni) siver ut langs det samme belte som trias og jurabergartene fulgte tvers over det sentrale Spitsbergen. Olje siver ut av bakken på Barentsøya (markert med svart sirkel), etter (Harland 1997). .....	175
Figur 72: Dagens breutbredelse vises i svart og hvitt, hvorav de svarte er surgende breer og de hvite er mere stabile. Surgende breer ender som oftest i havet der de lettere kan skli ut. Disse breene fører til kraftig erosjon under fremstøtet, etter (Harland 1997). .....	176
Figur 73: Svalbards geologiske utvikling 500 – 350 Ma. Figur a) viser perioden kambrium og tidlig ordovicium (500-470 Ma) og hadde trolig eksistert slik i flere hundre millioner år. De skraverte	

områdene inneholder opptil 20 km tykke sedimenter, og er vanligvis kjent som den kaledonske geosynklinalen. Loddrette streker representerer fjellkjeder, og blanke områder kontinentale områder. Figur b) viser sen ordovicium til silur (470-400 Ma) og de kaledonske bevegelsene som deformerer de sedimentære og vulkanske bergartene i geosynklinalen. Loddrette streker viser den Kaledonske fjellkjeden. c) Viser situasjonen i midtre devon (ca. 360 Ma). I nord var kompresjonen avsluttet, men noe plutonisme fortsatte. Oppløftet resulterte i erosjon og avsetning av "Old Red Sandstone" i traue mellom opphøyde fjell (loddrette streker). Disse er relatert til forkastningssoner der det senere oppstod sidelengse bevegelser. Figur d) viser situasjonen i sein devon og tidlig karbon (ca. 350 Ma). Over en periode som ikke er helt kartlagt, foregikk en serie med parallelle, sinistrale og horisontale forkastningsbevegelser. Disse er kartlagt over store områder, helt fra Newfoundland i sørvest gjennom Skottland og opp til Svalbard i nordøst. Dette resulterte i at det østre Newfoundland, Europa og Svalbard beveget seg nordover i forhold til Amerika og Grønland. Samtidig skjedde det en rotasjon av landområdene. I forbindelse med strike-slip bevegelsene oppstod også en mindre kompresjon, kjent som den Svalbardianske foldingen. De vertikale strekene viser Inuit fjellkjeden som ble dannet i sein devon eller tidlig karbon, etter (Harland 1997). ..... 177

Figur 74: Svalbards geologiske utvikling 210 Ma og frem til i dag. Den sideveise forskyvningen fremstilt i d) ovenfor, resulterte i situasjonen vist i figur e) i midtre karbon (ca. 325 Ma). Gjennom paleozoikum og mesozoikum var forholdene i dagens Arktis forholdsvis stabile med avsetning av sedimentære bergarter på Barentssokkelen, tidvis avbrutt av oppløft og erosjon, spesielt mot slutten av krittiden. Det skraverte området viser kompresjonen som skjedde gjennom sein karbon og perm. Figur f) viser situasjonen i tidlig paleogen (ca. 50 Ma). Figur g) viser situasjonen i øvre paleogen (30-25 Ma). Spredningen av kontinentene og dannelsen av ny havbunn fortsatte gjennom hele paleogen og neogen. Den Britiske-Arktiske vulkanske aktiviteten fortsatte også gjennom perioden, noe som førte til dannelsen av Island, Færøyene og Jan Mayen. Figur h) viser dagens situasjon med plassering av kontinenter og hav. Det Nord-Canadiske arktiske bassenget er eldst, mens det Nordeuropeiske bassenget og Atlanterhav-bassenget er fra sein mesozoikum og kenozoikum. Korte stiplede linjer indikerer dagens spredningsrygger der den vulkanske aktiviteten foregår, etter (Harland 1997)..... 178

Figur 75: Figuren viser Svalbards forflytning relativt til Grønland langs Hornsund Fracture Zone (også kalt De Geer sonen) fra sein kritt til oligocen 80-36 Ma. Diagonal skygge viser overlapping og fjellkjedekollisjon, mens mørke prikker viser åpning av grabener. Pilene viser den dekstrale bevegelsen til de forskjellige landmassene. Ved kron 25 var den kompressive bevegelsen størst, etter (Harland, 1997)..... 179

Figur 76: Gruvekart over Svea Nord i blått, og borehullsplassering i gult. Enkle tall 1-151 viser hvor de forskjellige slissprøvene ble tatt. Stedene hvor de to prøvene til tynnslipene og XRD-analysen er markert i oransje. Ellipsene i rødt viser borehullsplasseringen til de loggede kjernene som er vist nedenfor. Målestokk nede til høyre billedkant..... 180

Figur 77: Loggen viser intervallet 277,5 m til 293 m der grensen mellom Firkanten-formasjonen og Basilika-formasjonen ligger ved 277,5 m. Den øverste delen av Endalen-leddet viser en massiv sandstein som stedvis er kraftig bioturbert. Se 4.1.1 for nærmere beskrivelse av kjernen. .... 181

Figur 78: Loggen viser intervallet 293,0 m til 308,5 m. Sandsteinen viser kraftig bioturbasjon, mange klaster og noe kull og plantefragmenter. .... 182

Figur 79: Loggen viser intervallet 308,5 m til 324 m der den massive sandsteinen er typisk for Endalen-leddet. Intervallet mellom 308,5 m og 324,0 m viser ingen bioturbasjon og to tynne konglomeratlag. .... 183

Figur 80: loggen viser intervallet 324 til 339,5 m. Den øverste delen av loggen viser den massive sandsteinen som lengre nede går over i vekslende silt- og sandsteiner. Plantefragmenter opptrer stedvis og viser at terrestrisk materiale ble fraktet ut i bassenget. Kjernetap i intervallet 338 m til 338,35 m.....	184
Figur 81: loggen viser intervallet 339,5 m til 355 m. Vekslende sandsteiner og små tynne siltsteinslag øverst, mens det lengre ned ligger flere konglomeratlag.....	185
Figur 82: Loggen viser intervallet 355 m til 370,5 m. Konglomeratlagene fortsetter øverst, men går over i en mere massiv sandstein nederst i Endalen-leddet. Grensen mot Todalen-leddet ligger på 369,9 m, der sandsteinen i Endalen-leddet har erodert seg ned i siltsteinen. ....	186
Figur 83: Loggen viser intervallet 370,5 m til 386 m. Øverst i Todalen-leddet ligger et 60 cm tykk kull-lag, muligens fra Askeladden eller Svarteper fløtsen. Mellom 380,7 m og 381,6 m ligger et 90 cm tykt kull-lag, trolig fra Longyearfløtsen. Øvre Sveafløtsen ligger i intervallet 384,85 m til 385,42 m. Under kullet ligger 43 cm med mellomstein før nedre Sveafløtsen. ....	187
Figur 84: Loggen viser intervallet 386 m til bunnen av kjernen ved 401,1 m. Nedre Sveafløtsen opptrer i en tykkelse av 2,05 m, under denne ligger en kullskifer før sandsteinen igjen overtar. Grensen mellom paleocen og kritt ligger ved 391,82 m. Grensen er markert ved at det ligger et konglomeratlag, Grønfjorden-laget. Øverste delen av kritt viser bølget lagning som nedover går over i linselagning.....	188
Figur 85: Loggen viser intervallet 242 m til 253 m til kjerne 4-2012. Grensen mellom Firkanten-formasjonen og den overliggende Basilika-formasjonen ligger ved 242,35 m. Den øverste delen av Firkanten-formasjonen, Endalen-leddet, viser en massiv sandsteinskropp som tidvis er kraftig bioturbert og som inneholder pyritt. For nærmere beskrivelse, se 4.1.2.....	189
Figur 86: Loggen viser intervallet 253 m til 268,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen med kraftig bioturbasjon. Ved 265,5 m ligger et 15 cm tykt klastbåret konglomerat. Dette laget markerer et distinkt skille til en nedenforliggende heterolittisk sandstein med bølget lagning. ....	190
Figur 87: Loggen viser intervallet 268,5 m til 284 m. Øverst fortsetter den heterolittiske sandsteinen før den brått går over i en massiv sandstein igjen. Sandsteinen blir noen steder avbrutt av tynne siltige lag.....	191
Figur 88: Loggen viser intervallet 284 m til 299,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen fra Endalen-leddet ned til 288,6 m der Todalen-leddet med sine vekslende sand- og siltsteiner starter. Konglomeratlag og glidespeil opptrer med varierende avstand.....	192
Figur 89: Loggen viser intervallet 299,5 m til 325 m. Sandsteinspakker avbrutt av tynne siltsteinslag og konglomeratlag fortsetter nedover i kjernen. Mellom 310,27 m og 310,32 m opptrer ett tynt kull-lag, trolig fra Longyearfløtsen. ....	193
Figur 90: Kjernen viser intervallet 315 m til 330,5 m. Øverste delen viser en tykk sandsteinspakke med traukryss-sjikting før en siltsteinspakke med linselagning opptrer. Deretter ligger to små kull-lag før et 40 cm tykt kull-lag, trolig fra Todalenfløtsen. Deretter følger en 3 m tykk siltsteinspakke.....	194
Figur 91: Loggen viser intervallet 330,5 m til bunnen av kjernen ved 345,9 m. 1,1 m med kull fra øvre Sveafløtsen opptrer mellom 331,6 m og 332,7 m. Deretter følger 1,71 m med mellomstein før et nytt 1,09 m tykt kull-lag fra nedre Sveafløtsen. Mot toppen av dette kull-laget ligger et 3 cm tykt siltsteinlag. Under kullet ligger en siltholdig sandstein som går over i en heterolittisk sandstein. Grensen mellom Todalen-leddet og kritt ligger ved 345,9 m. ....	195
Figur 92: Loggen viser intervallet 455 m til 470,5 m der grensen mellom Endalen-leddet og Todalen-leddet ligger på 456 m. Øverst ligger en 3,5 m tykk sandsteinspakke før gjentatte konglomeratlag	



opptrer. En skarp erosjonsgrense ligger inne i den underliggende sandsteinspakken før nye konglomeratlag opptrer. For nærmere beskrivelse, se 4.1.3.....	196
Figur 93: Loggen viser intervallet 470,5 m til 486 m. De vekslende konglomeratlagene fortsetter ned gjennom kjernen, der sandsteinen går gradvis over i en siltstein. Et tynt kull-lag opptrer mellom 478,87 m og 478,99 m. Deretter følger sand- og siltsteiner før et nytt 34 cm tykt kull-lag opptrer ved 485,66 m.....	197
Figur 94: Loggen viser intervallet 486 m til 501,5 m. Sand- og siltsteinene fortsetter nedover til 494,93 m der et 2 cm tynt kull-lag bryter lagrekken. Dette kan stratigrafisk være øvre Sveafløtsen. Deretter følger 1, 2 m med siltstein før et nytt 1,06 m tykt kull-lag fra nedre Sveafløtsen inntreter. Under kullet fortsetter siltsteinen før denne går over i en sandstein med traukryss sjikting. ....	198
Figur 95: Loggen viser intervallet 501,5 m til 516,8 m. Den traukryss-sjiktete sandsteinen fortsetter ned til 510 m der et konglomeratlag fra Grønfjorden-laget opptrer. Dette markerer grensen mellom paleocen og kritt. Den øverste delen av kritt viser en sandsteinspakke inneholdende kalsittklaster og glidespeil.....	199
Figur 96: Loggen viser intervallet 229 m til 336,5 m i borehull 6-2012. Grensen mellom Basilika-formasjonen og den underliggende Firkanten-formasjonen ligger ved 330,13 m. Firkanten-formasjonen starter med Endalen-leddet som består av massive sandsteinspakker. For en mere detaljert beskrivelse av loggen, se 4.1.4. ....	200
Figur 97: Loggen viser intervallet 336,5 m til 352 m med massive bioturberte sandsteiner som stedvis er splittet av tynne siltsteinslag. Kull og plantefragmenter opptrer sporadisk.....	201
Figur 98: Loggen viser intervallet 352 m til 367,5 m. Den massive sandsteinen blir stedvis brutt av tynne konglomeratlag. Plantefragmenter, pyritt og noen kalsittklaster opptrer sporadisk.....	202
Figur 99: Loggen viser intervallet 367,5 m til 383 m. Ved 370,25 m blir den massive sandsteinspakken fra Endalen-leddet avbrutt av et klast- og matriksbåret polymikt konglomeratlag. Sandsteinen viser lite eller ingen bioturbasjon. ....	203
Figur 100: Loggen viser intervallet 383 m til 398,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen og blir lengre nede bare avbrutt av et konglomeratlag og traukryss sjikting. Kalsittklaster og kullfragmenter opptrer sporadisk. ....	204
Figur 101: Loggen viser intervallet 398,5 m til 414 m. Sandsteinen fortsetter sammen med den sporadiske traukryss sjiktingen og konglomeratlagene ned til grensen mellom Endalen-leddet og Todalen-leddet ved 403,3 m. Sandsteinen fortsetter i den øverste delen av Todalen-leddet, også her avbrutt av traukryss sjikting. ....	205
Figur 102: Loggen viser intervallet 414 m til 439,5 m. Lengre nede i Todalen-leddet blir sandsteinen mere avbrutt av siltholdig sandsteiner og siltsteiner. Tynne bentonittlag opptrer jevnlig. Ved 425,15 m opptrer et 67 cm tykt kull-lag fra Todalenfløtsen. Deretter fortsetter siltsteinen, stedvis svakt bioturbert. ....	206
Figur 103: Loggen viser intervallet 429,5 m til 445 m. Ved 431,7 m ligger et 23 cm tykt kull-lag fra øvre Svea fløtsen, deretter 57 cm med siltholdig mellomstein. Deretter kommer ytterligere 64 cm fra øvre Svea fløtsen. En ny siltholdig mellomstein, 83 cm tykk, ligger stratigrafisk over det 18 cm tykke kull-laget fra midtre Svea fløtsen. Siltsteinen som skiller midtre fra nedre Sveafløtsen er bare 10 cm tykk. Nedre Sveafløtsen er i denne kjernen 1,61 m tykk. Under kullet ligger en siltholdig sandstein med traukryss sjikting som ender ved grensen til kritt ved 441,77 m. den øverste delen av kritt viser en siltstein med bølget lagning, som gradvis går over i linselagning. ....	207
Figur 104: Et eksempel på hvordan identifiseringen av mineralene forgår ved gjennomlysingsmikroskop. Under polarisert lys undersøkes det først om det er opake mineraler tilstede, samt de	

spesielle egenskapene til mineralene. Deretter undersøkes tynnslipet med analysatoren inne (kryssede niccols). Tilslutt bestemmes optisk fortegn og aksevinkel. NTNU, 2009a. ....	208
Figur 105: Figuren viser analyseresultat fra prøvenr. 120735. Den nederste grå linja er analysen for muskovitt 1M. Analyseresultat øverst i venstre hjørne. ....	209
Figur 106: Figuren viser analyseresultatene fra prøvenr. 120736. Strekene nederst indikerer hvor toppene til hvert mineral befinner seg. Analyseresultat øverst i venstre hjørne. ....	210
Figur 107: Figuren viser i rosa grensen kritt-paleogen, Sveafløtsen i oransje og bentonittlaget i blått. Totalt med mellomstein viser Sveafløtsen en tykkelse på ca. 4 m i området. Mellomsteinen i grønt varierer i området mellom 1-2 m, og kiler ut mot hengen til høyre i bildet og mot liggen til venstre (mot sørvest). Årsaken til dette er at mengden med tilgjengelige data er lite. Bentonitten viser en mektighet fra 0,2 m i sørvest til 0,04 m i nordøst. Skalering Z-akse 1:10. ....	211
Figur 108: Figuren viser askeinnholdet. Blå farge viser askeinnhold 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10. ....	211
Figur 109: Figuren viser brennverdien til Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier fra 6000-6500 kcal/kg, grønn farge 6500-7000 kcal/kg, lysegrønn 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Skalering Z-aksen 1:10. ....	212
Figur 110: Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen. Lyseblå farge viser verdier 0,4-0,7 %, grønn farge 0,7-1,2 %, oransje farge 1,2-1,9 % og rød farge over 1,9 %. Skalering Z-aksen 1:10. ....	212
Figur 111: Figuren viser askeinnholdet der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Som det går frem av figuren øker askeinnholdet mot nordøst i forhold til snitt A-A'. Skalering Z-aksen 1:10. ....	213
Figur 112: Figuren viser grensen kritt/paleogen i rosa nederst. Legg merke til den stedvis korte avstanden opp til Sveafløtsen. Normalforkastningen som krysser H2 ved tverslag 25 er vist i hvitt. Forkastningen på figuren ligger imidlertid ca. 1000 m sørvest for tverslag 25 i H2. Tykkelsen til Sveafløtsen varierer fra i underkant av 3 m mot forkastningen sør til i overkant av 4 m midt på figuren. Fløtsen tynner ut igjen mot nord til ca. 2 m. Mellomsteinen, som her er modellert sammen, varierer langs snittet fra 1,5 m nærmest forkastningen i sør, i underkant av 0,5 m midt i figuren for igjen å øke til ca. 1 m i nord. Bentonitten i blått ligger varierende høyde over Sveafløtsen med en tykkelse fra 0,6 m i sør til under 0,3 m i nord. I området hvor bentonitten er veldig nærme Sveafløtsen, er tykkelsen til bentonittlaget bare 0,05 m. Skalering av Z-aksen 1:15. ....	213
Figur 113: Figuren viser grensen kritt-paleogen i rosa, Sveafløtsen i oransje, Mellomstein 1 i grønt, Mellomstein2 i rødt og bentonittlaget i blått. Midt på figuren skjærer Sveafløtsen seg ned i kritt-sedimentene og Mellomstein2 ligger stratigrafisk under Mellomstein1. De to mellomsteinene er her modellert hver for seg, og Leapfrog modellerer mellomsteinen inn og ut av Sveafløtsen. Fordi mellomsteinen ble modellert inne i Sveafløtsen, kiler den ut mot hengen og liggen til Sveafløtsen. Toppen og fordypningen til Sveafløtsen nær forkastningen skyldes borehullene 12-1993 og 45-1991. Ved normalforkastninga ligger hengblokka over liggblokka. Bentonittlaget ligger i varierende avstand over Sveafløtsen, men er mye jevnere enn Sveafløtsen. Skalering Z-akse 1:15. ....	214
Figur 114: Figur over askeinnholdet der oransje farge viser verdier over 30 %, gul farge 20-30 %, grønn farge 15-20 %, lysegrønn farge 10-15 % og blå farge 5-10 %. Borehull 12-1993 kommer tydelig frem, og ved normalforkastningen ligger hengblokka stratigrafisk over liggblokka. ....	214
Figur 115: Figuren viser svovelinnholdet der rød farge viser verdier over 1,9 %, oransje farge 1,2-1,9 %, grønn farge 0,7-1,2 % og blå farge under 0,7 %. Legg merke til forskyvningen langs normalforkastningen som viser oppløft for unit2 og sprang nedover for unit1. Dette er motsatt retning i forhold til bevegelsen i H2. Skalering av Z-aksen er 1:10. ....	215

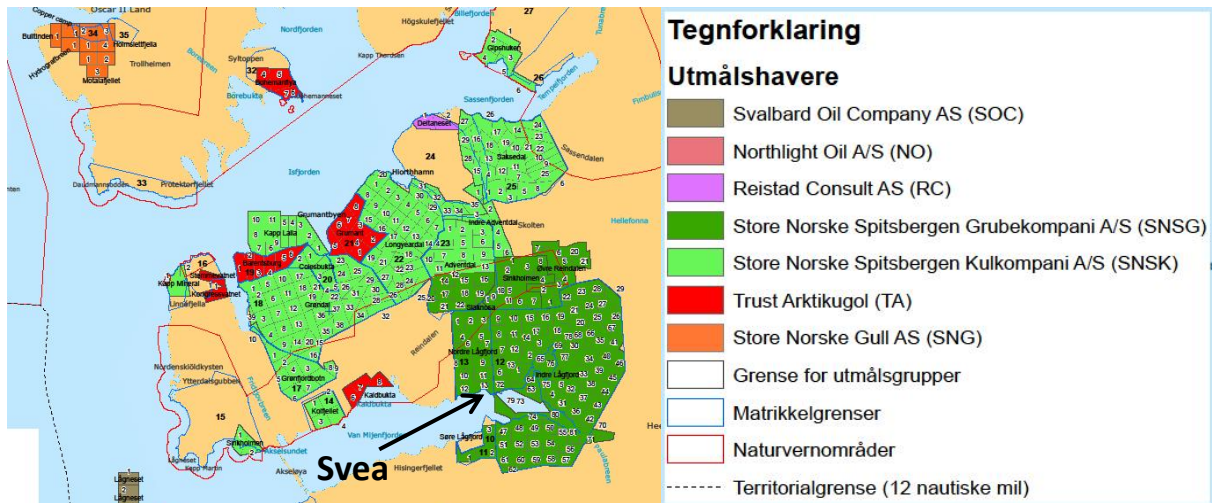
Figur 116: Figuren viser den samme trenden som snittet 200 m nærmere H4. Borehullene 12-1993 og 45-1991 preger også her modelleringen ved siden av normalforkastningen. Grensen kritt-paleogen i rosa, Sveafløtsen i oransje, Mellomstein1 i grønt, Mellomstein2 i rødt og bentonitten i blått. Legg merke til hvor mye flatere bentonittlaget er i forhold til lagene under. Skalering av Z-aksen 1:10... 215	215
Figur 117: Figuren viser Sveafløtsen i oransje der denne går under grensen mellom kritt og paleogen ca. 375 m vest for DT4. I følge modelleringsprogrammet har kullet erodert ned i kritt, noe som er feil. Også her modelleres mellomsteinen inn og ut av Sveafløtsen, og Mellomstein2 i rødt ligger stedvis under Mellomstein1. Sør for normalforkastningen faller Sveafløtsen og kritt grensen markant. I liggblokka inneholder ikke Sveafløtsen mellomstein. Skalering av Z-aksen 1:15. .... 216	216
Figur 118: Figuren viser askeinnholdet som varierer veldig mye langs H3. Gul farge viser verdier 20-30 %, grønn farge 15-20 %, lysegrønn farge 10-15 % og blå farge 5-10 %. Modelleringen viser at Sveafløtsen er mye flatere i dette området. Skalering av Z-aksen 1:15. .... 216	216
Figur 119: Figuren viser at den samme geologiske utviklingen som i H3 fortsetter mot vest. Sveafløtsen kutter seg ned i kritt sedimentene ca. 550 m vest for DT4. Nærmere normalforkastningen påvirkes også dette snittet av borehullene 12-1993 og 45-1991. Skalering av Z-aksen 1:15..... 216	216
Figur 120: Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen snitt G-G' tatt 200 m vest for H3. Unit1 (liggblokk) til høyre for normalforkastningen og unit2 (hengblokk) til venstre. Legg merke til hvordan kullfløtsen opptrer ved siden av normalforkastningen. Dette er nærmere diskutert i kapitlene 4.4 og 5.2. Grønn farge viser verdier 0,7-1,2 %, oransje farge 1,2-1,9 % og rød farge over 1,9 %. Skalering av Z-verdien er 1:10. .... 217	217
Figur 121: Figuren viser brennverdien der rød farge representerer verdier under 6000 kcal/kg, oransje farge 6000-6500 kcal/kg, grønn farge 6500-7000 kcal/kg, lysegrønn farge 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Brennverdien har en nær sammenheng med askeinnholdet og dermed mellomsteinen. Skalering av Z-aksen er 1:10. .... 217	217
Figur 122: Figuren viser at tykkelsen til mellomsteinen fortsetter å øke lengre mot vest. Hengblokka er igjen kommet stratigrafisk høyere enn liggblokka. Også her viser modelleringen at bentonittlaget ble jevnere avsatt enn lagene under. Skalering av Z-aksen 1:15. .... 218	218
Figur 123: Modelleringen viser at Sveafløtsen kutter ned i kritt sedimentene på sørsiden av normalforkastningen. I liggblokka opptrer Mellomstein1 bare i et kort intervall mens Mellomstein2 er fraværende. Dette kan være forårsaket av det sparsommelige datagrunnlaget i området. Liggblokka inneholder ikke noen data om bentonitt, mens den i hengblokka er modellert som et plan. Skalering av Z-aksen 1:10..... 218	218
Figur 124: Også her kutter Sveafløtsen seg ned i kritt sedimentene i sør, og samtidig inneholder Sveafløtsen lite mellomstein i liggblokka. Hengblokka inneholder stedvis Mellomstein1 og små mengder av Mellomstein2. Bentonittlaget ligger mye jevnere enn den underliggende Sveafløtsen i hengblokka. Skalering av Z-aksen 1:10..... 218	218
Figur 125: Figuren viser askeinnholdet der lysegrønn farge representerer verdier 10-15 %, grønn farge 15-20 %, gul farge 20-30 % og oransje farge over 30 %. Den svarte stripen i Sveafløtsen viser mellomsteinen modellert i Leapfrog Geo, noe forskjellig fra den som ble modellert ved hjelp av Leapfrog Mining i <i>Figur 124</i> ovenfor. Skalering av Z-aksen er 1:10. .... 219	219
Figur 126: Figuren viser fosforinnholdet som øker mot nordvest i hengblokka. Blå farge viser verdier fra 0,01-0,025 %, grønn farge 0,025-0,075 %, 0,075-0,1 % og rød farge over 0,1 %. Skalering av Z-aksen er 1:10. .... 219	219
Figur 127: Figuren viser CMRR verdier der gul farge viser verdier 45-50 og grønn farge 50-60. Ingen skalering av Z-aksen. .... 219	219

Figur 128: Helt til høyre går Sveafløtsen ut i dagen ved Høganesbreen der programmet modellerer Sveafløtsen ned i kritt sedimentene. Normalforkastninga skjærer snittet ved tverslag 2 i HT3. Videre mot nord i hengblokka følger ikke Mellomstein1 helt Sveafløtsen. Skalering av Z-aksen er 1:10. ....	220
Figur 129: Figuren fra Leapfrog Geo viser askeinnholdet i Sveafløtsen der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 %, gul farge 20-30 % og oransje farge viser verdier over 30 %. De to modelleringsverktøyene Mining og Geo modellerer Sveafløtsen likt. Den svarte stripa i Sveafløtsen i liggblokka fremstiller mellomsteinen. De laveste askeverdiene ligger like ved og nordover fra normalforkastningen som skjærer snittet ved tverslag 2 i HT3. Skalering av Z-aksen er 1:15.....	220
Figur 130: Figuren viser svelleegenskapene (FSI) til kullet i Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier under 2, grønn farge 2-6 og blå farge 6-7,5. Som det går frem av figuren varierer FSI lite over store områder, se målestokk nede til høyre. Skalering Z-aksen 1:15. ....	220
Figur 131: Modelleringen viser stor forskjell i spranghøyden til krittgrensen og Sveafløtsen, noe som ikke er riktig. Mellomstein1 kiler ut i hengblokka ved normalforkastningen og Mellomstein2 er fraværende. Bentonittlaget viser en mye jevnere overflate enn Sveafløtsen og grensen mellom kritt-paleogen. Skalering Z-aksen 1:10.....	221
Figur 132: Figuren viser at askeinnholdet varierer over korte avstander i liggblokka, mens variasjonen ikke er like stor i hengblokka. Blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10. ....	221
Figur 133: Figuren viser at de flyktige bestanddelene varierer lite langs snittet. Området nord for normalforkastningen er i all hovedsak utdrevet og det interessante området i randsonen ligger til høyre på figuren. Gul farge viser verdier 25-30 %, oransje farge 30-35 % og mørk oransje farge viser verdier over 35 %. Skalering Z-aksen 1:10. ....	221
Figur 134: Normalforkastningen skjærer HT5 mellom tverslag fem og seks. Mellomstein1 med grønn farge i liggblokka til høyre kiler ut mellom ligg og heng over en kort avstand, mens den følger Sveafløtsen i hengblokka til venstre. Mellomstein2 i rødt kutter Mellomstein1 i hengblokka, noe også bentonittlaget gjør. Skalering Z-aksen 1:10. ....	222
Figur 135: Figuren viser askenivået der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10. Den svarte streken inne i Sveafløtsen i liggblokka er de to mellomsteinene som Leapfrog Geo har modellert sammen. Skalering Z-aksen 1:10. ....	222
Figur 136: Figuren viser svovelinnholdet der blå farge viser verdier 0,4-0,7 %, grønn farge 0,7-1,2 % og oransje farge 1,2-1,9 %. Skalering Z-aksen 1:10.....	223
Figur 137: Figuren viser hvordan Leapfrog Mining på grunn av ulikt datagrunnlag modellerer de to forskjellige domeneene forskjellig. Tykkelsen til Sveafløtsen i oransje farge er i liggblokka 7,5 m og i hengblokka 3,5 m. Mellomstein1 i hengblokka er 0,8 m ved normalforkastningen og bentonittlaget som stratigrafisk er modellert under Sveafløtsen er 0,7 m. Skalering Z-aksen er 1:10. ....	223
Figur 138: Figuren viser brennverdien der oransje farge viser verdier 6000-6500 kgC/kg, grønn farge 6500-7000 kgC/kg, lysegrønn farge 7000-7500 kgC/kg og blå farge over 7500 kgC/kg. Den svarte stripen i Sveafløtsen representerer mellomsteinen. Skalering Z-aksen 1:10. ....	224
Figur 139: Figuren viser et eksempel på et splittekart, her fra området DT-6 i gruve 7. De planlagte splittene er vist i grønt, mens allerede utdrevet område er vist i svart. Før splittingen begynner nummeres splittene i hvilken rekkefølge disse skal kuttes i. Før arbeidet startes, deltar alle involverte på et møte der planen gjennomgås. Som det fremgår av figuren, møtes to forskjellige splitteområder	

ved de nederste grønne splittene. De 20 første og det siste splittet er nummerert. Metoden er veldig fleksibel med tanke på geografi og geologi, etter (SNSG, 2013)..... 225

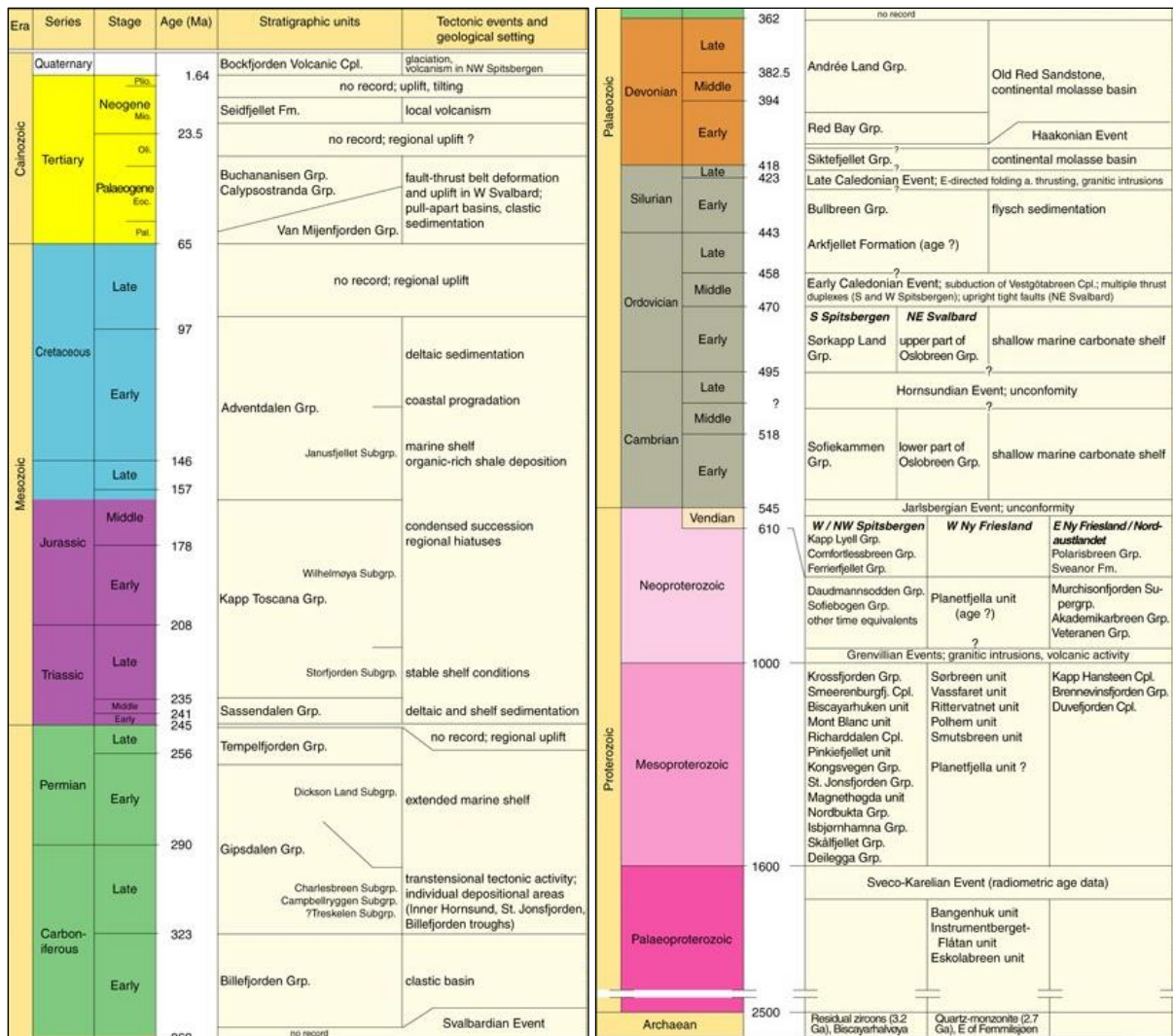
## 9.2 Kart, geologisk tidtabell og litostratigrafi

### Oversikt over utmålsinnehavere på Svalbard



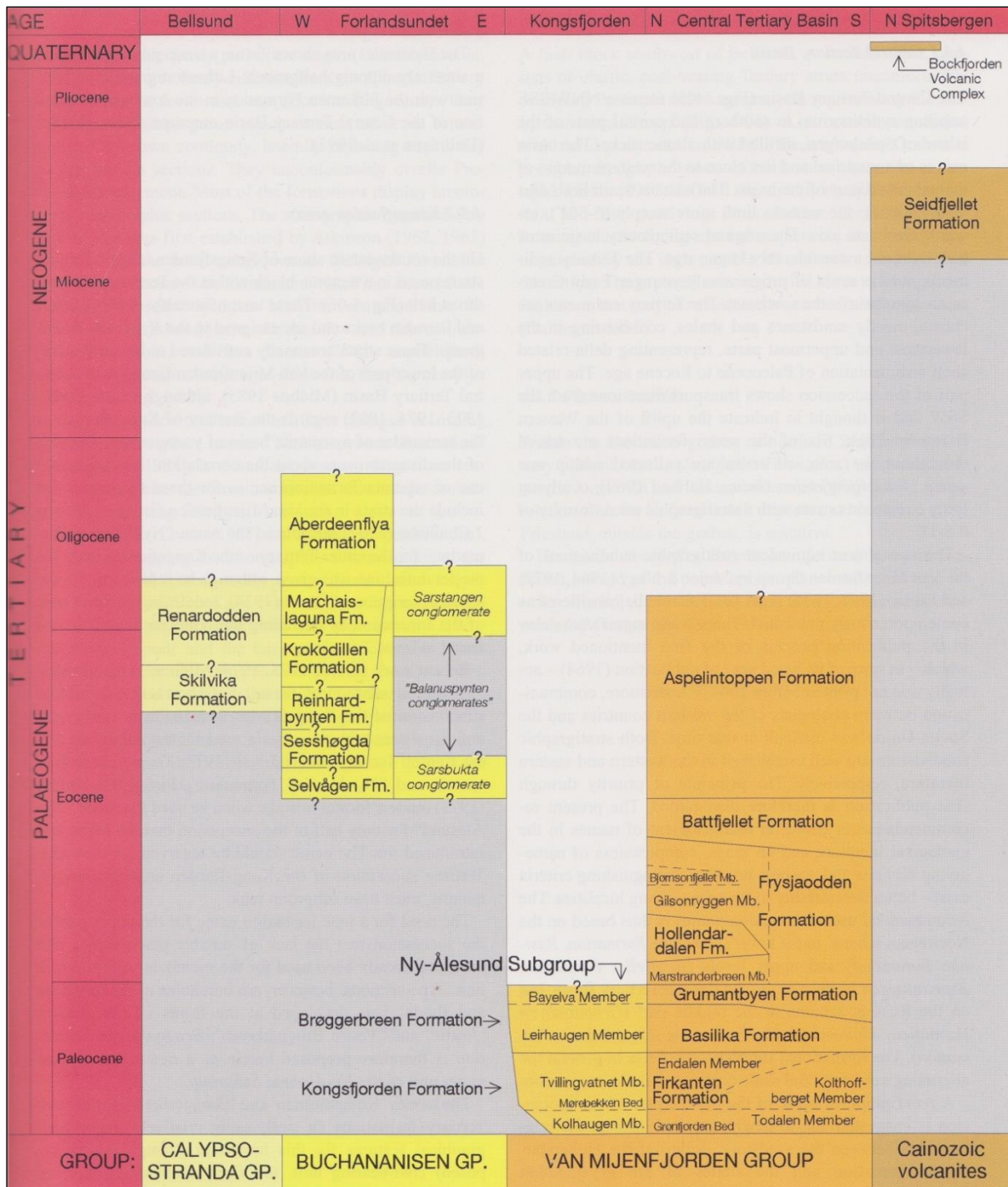
Figur 53: Utmålskart over den sentrale delen av Svalbard. Som det fremgår av kartet så er SNSK og SNSG de største utmålsnaverne på Svalbard. Det russiske gruveselskapet Trust Arktikugol som driver kullvirksomhet i Barentsburg, har små mindre utmålsrettigheter i Isfjordenområdet og i Kaldbukta i Van Mijenfjorden. Kartet var ajour i mars 2012, etter (Direktoratet for mineralforvaltning med Bergmesteren for Svalbard, 2012).

# Geologisk tidstabell for Svalbard



Figur 54: Geologisk tidstabell for Svalbard, etter (Norsk Polarinstitutt, 2012).

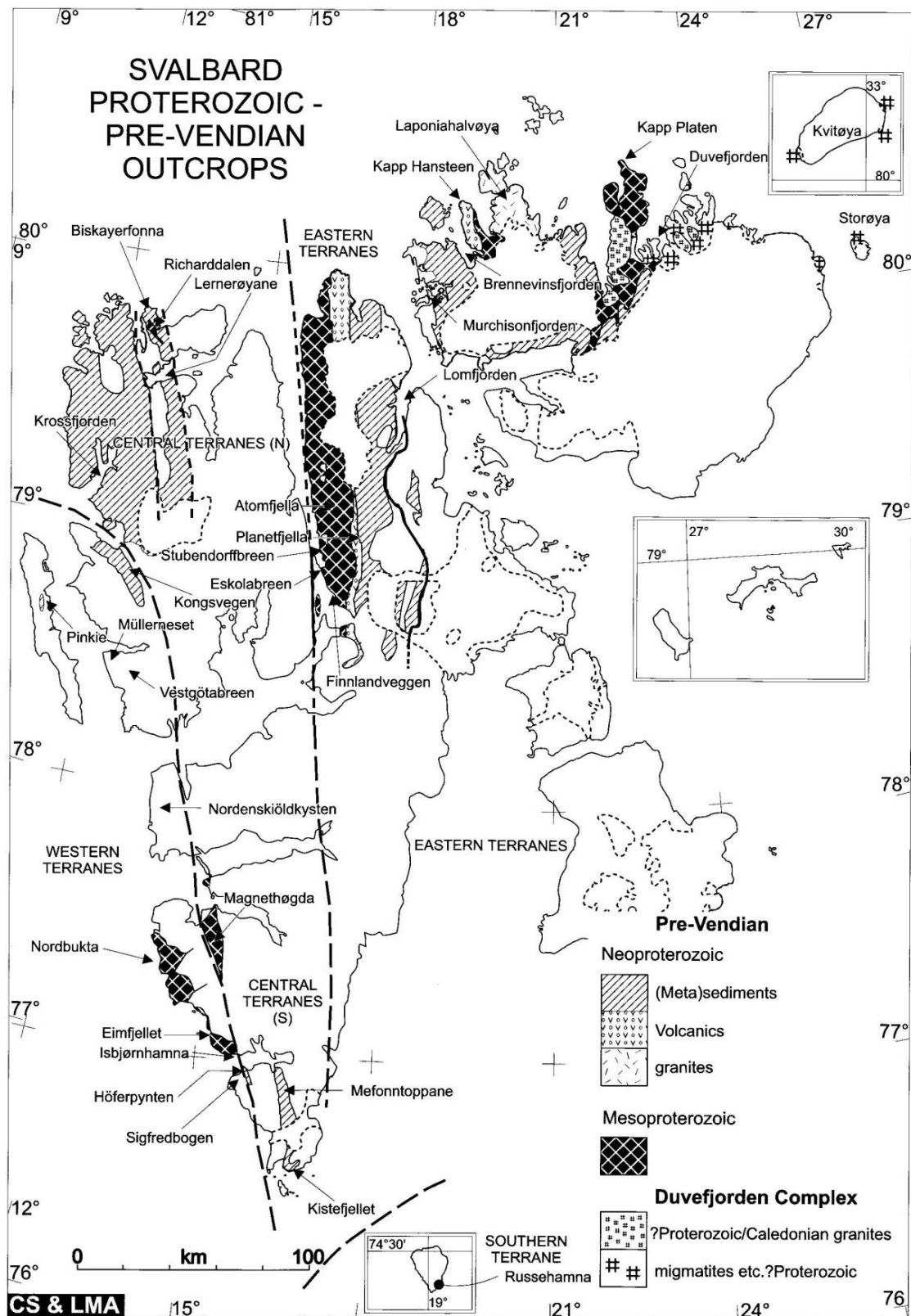
## Litostratigrafisk oversikt over kenozoikum



Figur 55: Litostratigrafisk oversikt over kenozoikum forskjellige steder på Svalbard. Sedimenter avsatt senere enn tidlig oligocen er fraværende i Sentralbassenget, enten er det ikke avsatt noe eller så er de blitt erodert vekk. De forskjellige formasjonene er nærmere beskrevet i kapittelet 2.2.2 Sentrale Tertiære Basseng (CTB), etter (Dallmann, 1999).



### 9.3 Svalbards geologiske utvikling Proterozoikum og pre-vendian



Figur 56: Blotninger fra pre-vendian perioden med særlig vekt på proterozoikum. Disse dekker store områder vest for Liefdefjorden på Nordvest Spitsbergen, Ny Friesland og det nordlige Nordaustlandet. Fet stiplet linje markerer grensene til hovedterrengene, etter (Harland 1997).

Tre ulike modeller er utviklet for å forklare at det eksisterte en subduksjonssone med bergartsrester fra et verdenshav mellom to så like kontinentale fragmenter.

-Bergartene på Svalbard representerer fortsettelsen av kaledonidene på nordøst Grønland som fortsetter ut i havet, men som senere ble revet i stykker ved sidelengsforkastninger i devontiden.

-Et opprinnelig kontinent delte seg langs en rift som utviklet seg til et havbasseng som siden lukket seg ved subduksjon.

-Kontinentet ble oppdelt i blokker som beveget seg sidelengs i forhold til hverandre nær den antatte subduksjonssonen. Her var det en sidelengs forskyvning på ca. 1000 km. Dette er modellen som ligger til grunn for Harland (1997) sin terrengmodell, og denne er nærmere beskrevet nedenfor.

Svalbard er i dag bygd opp av tre provinser, også kalt terreng. I amerikansk og engelskspråklig litteratur er disse beskrevet som "terrane", en term brukt på bergarter og grupper av bergarter. Termen brukes også om et område som skiller seg ut fra de omkringliggende bergartene. Terrengene skilles av to store sinistrale forkastningssoner, se *Figur 56* over. Disse provinsene er alloktone terrenger som i sen proterozoikum tilhørte følgende Grønlandske og Canadiske provinser (Harland, 1997), se *Figur 57* under. I tillegg regnes Bjørnøya i sør som et eget terreng.

-En sentral Øst Grønland provins som samlet det sentrale Øst Grønlandske terreng og Øst Svalbard terreng. Øst Svalbard terreng med Ny Friesland og Nordaustlandet, er i vest avgrenset av Billefjord forkastningssonen. Ny Friesland deles videre inn i to sub-terreng avdelt av Lomfjorden forkastningen. De eldste bergartene som er funnet er gneiser fra den sørlige delen av Ny Friesland. Disse er av Balashov et al. (1993) ved hjelp av U-Pb metoden datert til 2420 Ma. De fleste av gneisene har imidlertid en alder på 1750 Ma (Ramberg et al., 2006).

-En Nord-Øst Grønland provins som samlet det Nord-Grønlandske terreng og det sentrale Svalbardterreng. Det sentrale terrenget deles videre opp i minst tre sub-terreng. Et nordlig sentralt sub-terreng med Andrè Land terreng som er av devonsk strata, det nordvestlige sub-terreng som er oppdelt i det vestre-nordvestre terreng (Albert I Land) og Biscayerfonna-Holtedahlfonna sub-terreng (Haakon VII Land). Et fjerde prekambrisk sub-terreng ligger sør for Sentralbassenget og vises øst for Hansbreen i det sørlige Spitsbergen (nordre Wedel

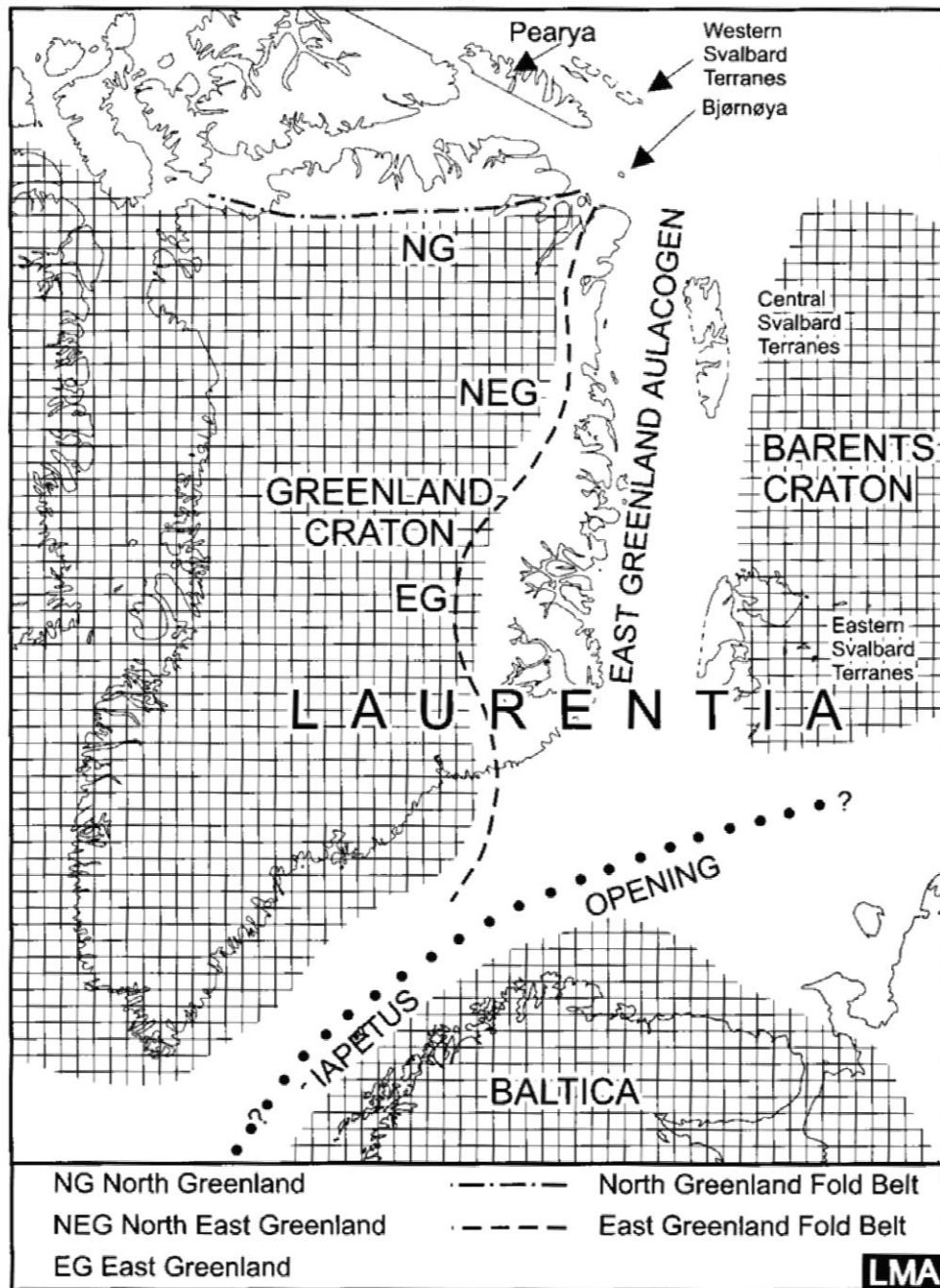
Jarlsberg Land og Sørkapp Land). Det nordlige terreng er eldre enn det sørlige, og det er følgelig ingen korrelasjon mellom disse terrengene. De eldste bergarter er fra det nordre sentrale terreng, og er ved hjelp av U-Pb metoden av Peucat et al. (1989) datert fra  $3234 \pm 43$  Ma til  $965 \pm 1$  Ma. Hjelle (1993) skriver om zirkon krystaller med samme alder. Harland (1997) refererer også til samme alder av zirkon krystaller funnet på Biscayerhalvøya i udeformert granitt. I dette terrenget opptrer et stort antall kaledonske granitter, og nordøst for Austfjorden er det lokalt funnet mylonitter, mafiske og ultramafiske bergarter i smale skjærsoner som er dannet i dypere deler av jordskorpa. Disse er senere brakt til overflaten, og i dag utgjør de sammen med gneisene underlaget for devonavsetningene (Ramberg et al., 2006).

-En Nord Grønlandsk-Pearya provins som samlet Pearya i Ellesmere Island, terreng i Nord Grønland og Svalbard vestre terreng. Vestre Svalbardterreng består i nord av Prins Karls Forland og Oscar II Land, og det vestre Wedel Jarlsberg Land i sør. Balashov et al. (1993) har rapportert om bergarter opp til 1100-1200 Ma fra dette området. Den nordlige delen består sammen med sein-prekambriske deler av en to til fem km bred og 50 km lang sone med omdannede oseanske karbonatbergarter (flysch), eklogitter, serpentinitter og blåskifre. Adskilt av skyveforkastninger og skjærsoner opptrer bergartene i skyvedekker. Dette er bergarter som typisk opptrer i subduksjonssoner, og radiometriske aldersbestemmelser av størkningsbergartene i skjærsonen viser en midt-ordovicisk (tidlig-kaledonsk) alder på subduksjonen, mens karbonatbergartene er deformert i midtsilurisk (sein-kaledonsk) tid (Ramberg et al., 2006).

-Bjørnøya regnes for å tilhøre et fjerde terreng, det sørlige grunnfjells terreng. Dette ligger 300 km sør for Hornsund, og ordovisisk facies og konodont fauna antyder en nært affinitet til sekvensen i de mest nord-østlige delene av Nord Grønland og inne i det kaledonske beltet (Harland, 1997).

I tillegg til disse opererer Harland (1997) med mange deknings terreng (cover terrane) som er post Devonske sekvenser og fremstår som bassenger og plattformer. Disse er Sentralbassenget terreng, Nordre basseng terreng, Vestre foldebeltet basseng terreng (nordre og sentrale), Søndre basseng terreng, Nordaustlandet plattform terreng, Olav V Land plattform terreng, Barentsøya og Edgeøya plattform terreng, Kong Karls Land plattform terreng, Hopon plattform terreng og Bjørnøya plattform terreng.

Opptreden av før-devonske bergarter langs nordkysten av Spitsbergen og på Nordaustlandet skyldes en generell heving av jordskorpa. Dette kan ha vært knyttet til en polar oppdoming før dannelsen av polbassenget (Ramberg et al., 2006).



Figur 57: Pre-vendian aulakogen modell som viser fordelingen til Grønland, Barents og Baltica Kraton. Svalbard fremstår som tre terrenger, etter (Harland 1997).

Dallmann (1999) deler også Pre-Old Red bergartene inn i tre forskjellige tektonostratigrafiske «grunnfjell provinser» der den sedimentære lagningen, strukturen og tektonotermiske utviklingen er forskjellig fra hverandre. For det meste har disse grunnfjellsbergartene

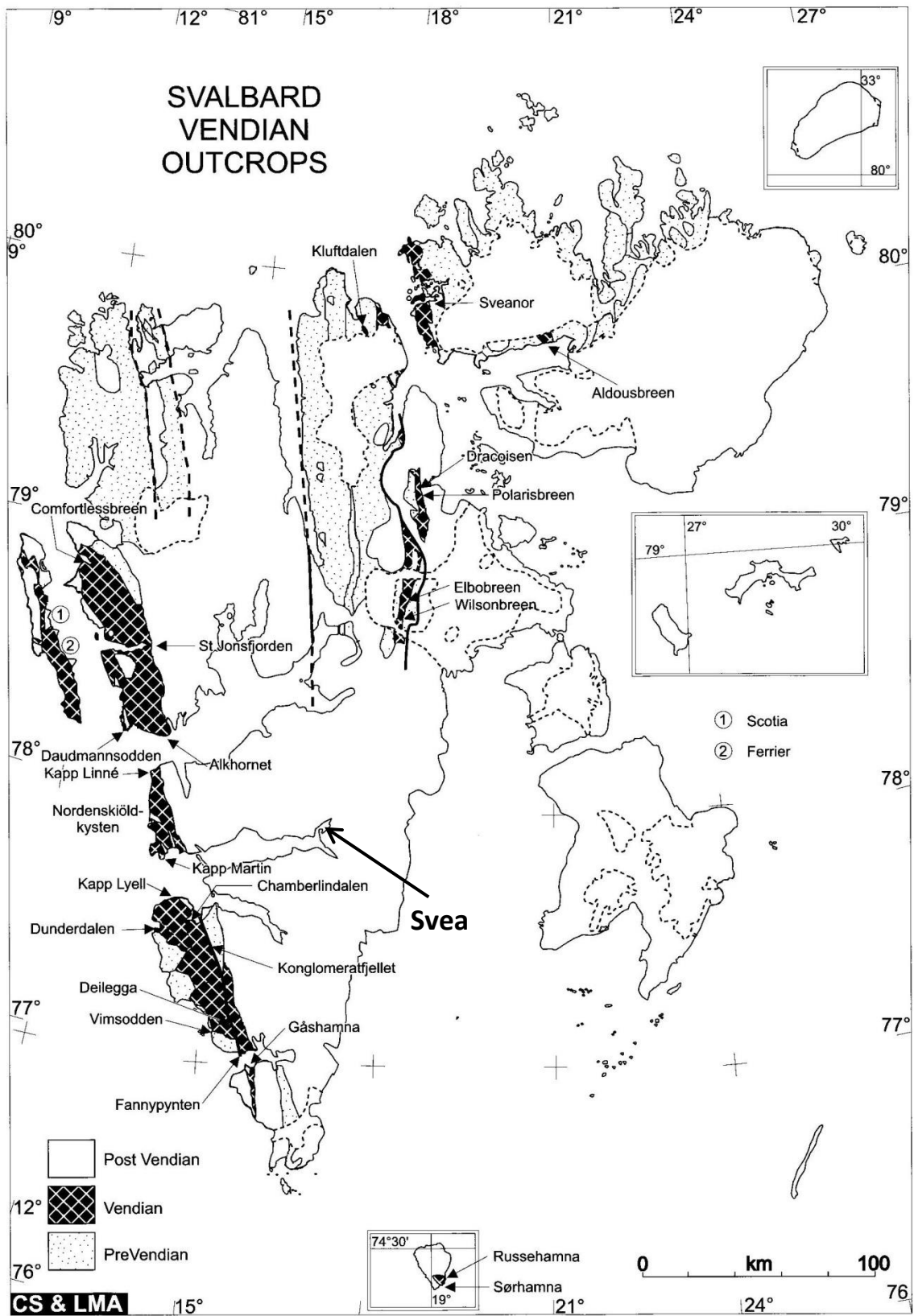
gjennomgått sterke bevegelser og forandringer da de ble forskjøvet, foldet og til dels kjemisk omvandlet under høy temperatur og høyt trykk dypt nede i jordskorpen (Norsk Polarinstitut, 2012).

De prekambriske bergartene finnes i dag igjen langs den vestlige delen av øygruppen, og i nordøst på Ny Friesland og Noraustlandet. Den kjente svenske polarforskeren Adolf Erik Nordenskiöld (1832-1901) kalte disse bergartene i et fellesbegrep som Hecla Hoek oppkalt etter fjellet Heclahuken på Nordøst Spitsbergen. Etter hvert ble dette fellesbetegnelsen for alle bergarter på Svalbard eldre enn devon.

For ca. 1200 – 950 Ma år siden fantes det på Nordaustlandet et sedimentærbasseng hvor lavaer strømmet ut, slik at det er en veksling av sedimentære (1150-1000 Ma) og vulkanske (960 Ma) bergarter. Dette hendte altså før Grenvillehendelsen som svarer til den Svekonorvegiske dannelsen i Norge. Under Grenvillehendelsen ble bergartene foldet og intrudert av granitter med en alder på ca. 950 Ma (Ramberg et al., 2006). Etter dette fulgte heving av landet, og erosjon førte til at Grenvillefjellkjeden ble erodert ned.

På Ny Friesland vises ikke noe spor fra denne hendelsen i dag. Komplekset ble trolig dannet i kaledonsk tid, og består av sedimentære bergarter som veksler med flak med granittisk gneis. De fleste gneisene har en alder på 1750 Ma, og dolerittganger i komplekset er datert til ca. 1300 Ma. I nordvest finnes det mellomproterozoiske bergarter som består av migmatitter, skifer og marmor. Disse er intrudert av granittiske plutoner med en alder på ca. 960 Ma, altså ved samme tidspunkt som den vulkanske aktiviteten på Nordaustlandet. Det finnes her områder som er påvirket av Grenvillehendelsen, men som er overleiret av seinproterozoiske sedimenter. Bergartene her er sterkt påvirket av den kaledonske deformasjonen, og de prekambriske bergartene er en del av det tertiære folde- og skyvebeltet.

# Vendian

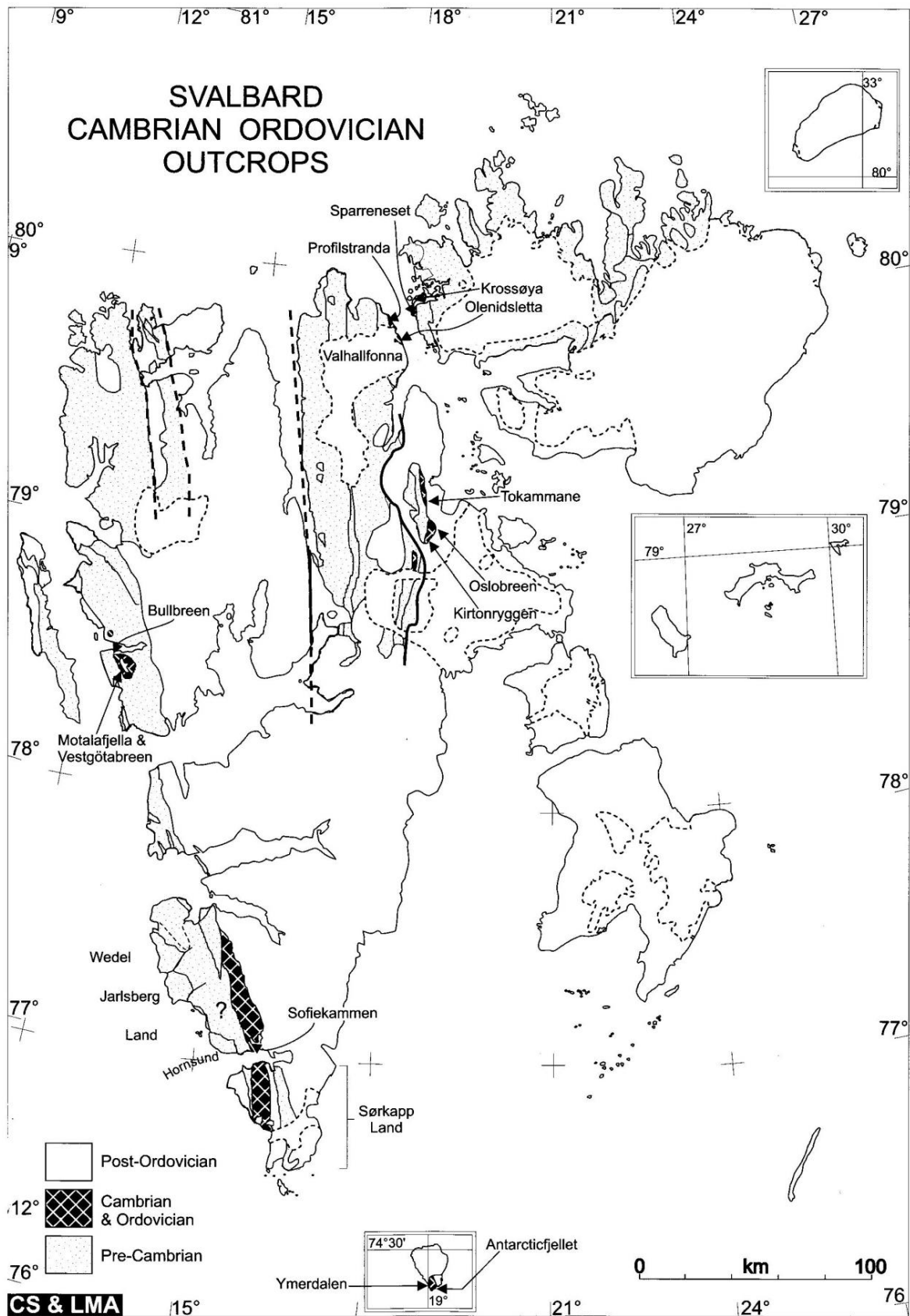


Figur 58: Kart som viser blotninger fra vendian-perioden (650-543 Ma). Perioden kalles også for ediacaran-perioden. Disse finnes langs en smal stripe på Ny Friesland og langs ei breiere stripe langs vestkysten fra Ny Ålesund i nord til Hornsund område i sør, etter (Harland, 1997).

I slutten av proterozoikum var Spitsbergen og Nordaustlandet trolig en del av kontinentet Laurentia der lagene var avsatt i et basseng som sank dypt ned i jordskorpa under splittelsen av Rodinia. Dette bassenget lå trolig inntil nordsiden av Grønland eller utenfor det nåværende Øst-Grønland.

Den neoproterozoiske lagpakken med grunnfjellet består for det meste av metamorfe skifere, marmor, kvartsitt, konglomerater, sandsteiner og omdannede gneiser, og er flere tusen meter tykk. Noen størkningsbergarter, som for eksempel granitt, trengte inn i jordskorpen under hevingen av den Kaledonske fjellkjeden, og Svalbards høyeste fjell Newtontoppen er et resultat av denne inntrengingen. De sterkeste omdannede bergartene finnes på nordsiden av Nordaustlandet og på Nordvest Spitsbergen. To store distinkte glasiøse perioder med en vesentlig interglasiøse mellomperiode preger Varanger epoken, og disse avsetningene brukes i dag til korrelering. De verdenskjente ca. 630 Ma gamle istidsavsetningene ble raskt etterfulgt av kalksteinsavsetninger, noe som tyder på et raskt klimaskifte. Da Svalbard på denne tiden lå rundt ekvator var glasiasjonen følgelig global, noe som også er kjent som "snowball earth". Alderen til disse glasiogene sedimentene er bekreftet biostratigrafisk (Harland, 1997 og Ramberg et al., 2006). Langs nord og øst kysten av Grønland finnes de samme typer avsetninger, noe som støtter teorien om at Svalbard stammer fra Laurentia. Kambrisk og ordovicisk biostratigrafi tyder på at det eksisterte et hav mellom Baltica og Laurentia. Dette havet, Iapetushavet, ble lukket under den kaledonske fjellkjededannelsen. Ingenting tyder på at dette havet skilte Grønland fra Svalbard, men foreløpig finnes det få data om dannelsen til Iapetushavet (Harland, 1997).

## Paleozoikum - kambrium og ordovicium



Figur 59: Kartet viser blotninger fra kambrium og ordovicium. Disse finnes foruten noen veldig små områder i Hinlopenstredet, langs den sørlige vestkysten av Spitsbergen, etter (Harland 1997).



Den kambriske og ordoviciske historien på Svalbard er godt dokumentert gjennom tidlig kambrisk og en rekke ordoviciske faunaer. De er ikke så utstrakte som vendian faunaen, og finnes i fire forskjellige områder (Harland, 1997):

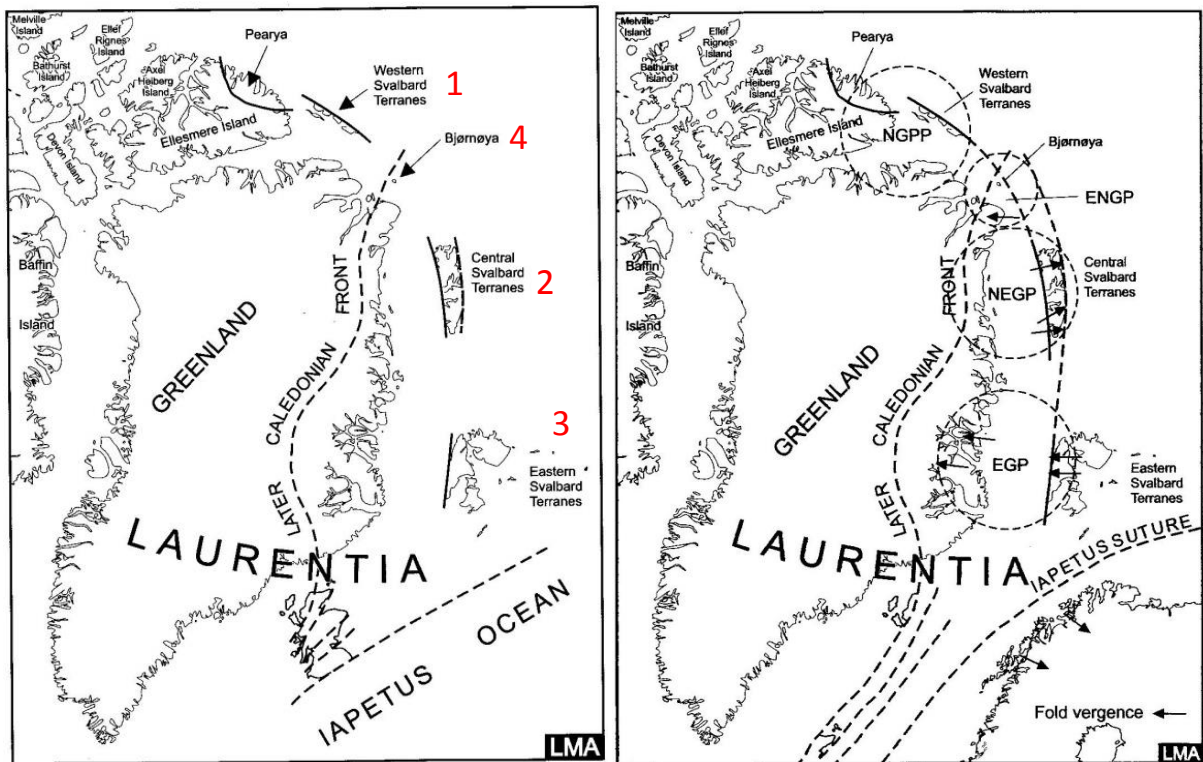
-Hornsundsgeosynklinalen på Sør Spitsbergen på Wedel Jarlsberg Land og Sørkapp Land som inneholder mere variabel facies og tektonisk kompliserte strata, inneholder også strata fra tidlig kambrium og tidlig ordovicium.

-Bare lett deformerte lag fra spesielt rike tidlig- til midt-ordoviciske fauna i den yngste Hecla Hoek Gruppen på Nordøstre Svalbard på Ny Friesland, og på motsatt kystside på Nordaustlandet.

-Langs Vestre Svalbard på Oscar II Land mangler lag fra kambrium og tidlig ordovicium, og markerer en distinkt midt ordovicisk termisk-tektonisk hendelse som følges av lag fra sein ordovicium og tidlig silur.

-Bjørnøya suksesjonen avslører en markert hiatus mellom lag fra vendian og tidlig- og midt ordovicium.

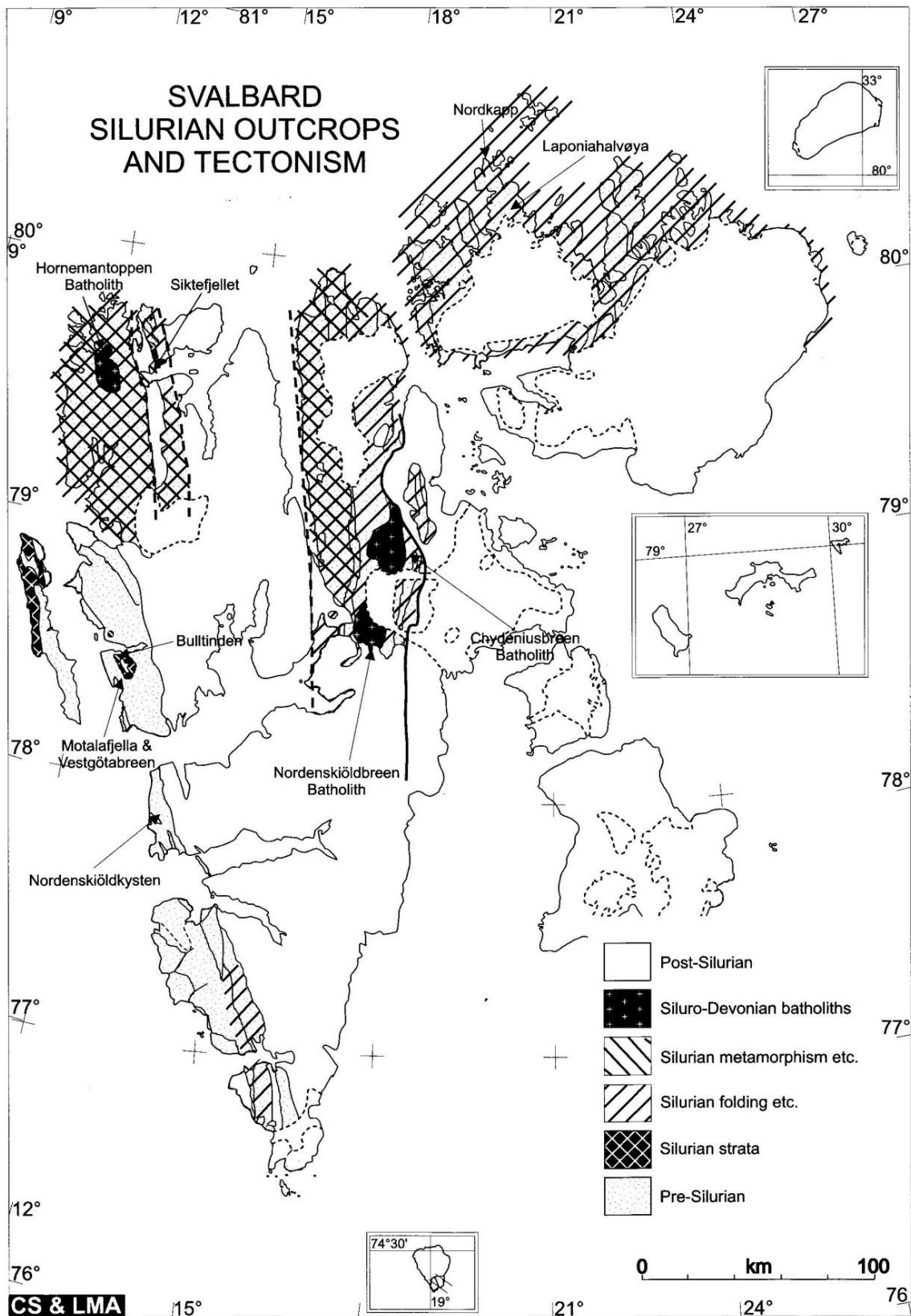
Disse områdene gjenspeiler de fire terrengene som er beskrevet under proterozoikum ovenfor, noe som tyder på at Svalbard fortsatt ikke var samlet i tidlig paleozoikum. Det vestre terrenget gjennomgikk en dyp tektogenese gjennom tidlig og midtre ordovicium, muligens ved dannelsen av en subduksjonssone. Denne tektoniske sekvensen ligner mere på den som skjedde på Queen Elizabeth Island, som er et resultat av den Ellesmeriske fjellkjededannelsen, heller enn den kaledonske fjellkjededannelsen. Det sentrale terrenget har en uforstyrret sedimentering gjennom vendian og tidlig karbon, fulgt av sein ordovicium og tidlig silursk tektogenese tilhørende den kaledonske hendelsen. Terrenget har mye likhet med det kaledonske Øst-Grønlandske foldebeltet, og representerer den manglende delen av Nordøst-Grønlands Kaledonske fjellkjeden (Harland, 1997). Det østre terrenget skiller seg ikke så mye fra det sentrale terrenget, og tilhørte den Øst-Grønlandske provinsen som det har sterkt affinitet til både i sein prekambrium og tidlig paleozoikum. Bjørnøya terrenget skiller seg fra de andre terrengene, og var sannsynligvis en del av det Laurentiske kratonet ved Nord-Grønland inntil en tidlig rifting skilte dem, se *Figur 60* nedenfor.



Figur 60: Figuren til venstre viser de fire terrengenes plassering gjennom kambrium og ordovicium. Det vestre terrenget (1) ligger vest for den Kaledonske fjellkjeden, Bjørnøya (4) nært fronten, mens det sentrale terrenget (2) og det østre terrenget (3), ligger et stykke østenfor. For lettere å kunne gjenkjenne situasjonen, er kystlinjene tegnet som dagens. Den senere kaledonske fronten og kystlinjen til Iapetushavet er tegnet inn med stiplede linjer. Figuren til høyre viser hvordan den Kaledonske fjellkjededannelsen påvirket de fire terrengene i starten av silur. Små piler indikerer omtrentlig retning på den tektoniske konvergensen i silur. EGP = East Greenland Province, NEGP = Northeast Greenland Province ENGP = East North Greenland Province og NGPP = North Greenland Pearya Province, etter (Harland 1997).

Etter de første sandsteinsavsetningene var det hovedsakelig stabile forhold der det stort sett bare ble avsatt karbonatbergarter som kalksteiner (ofte oolittisk, onkolittisk og stromatolittisk), og dolomitter som resultat av dolomittisering. Silisifisering av fossiler og bånd av chert er også karakteristisk. Klassifiseringen og korreleringen av disse bergartslagene er foretatt med bakgrunn av fossiler. I et intervall på 20-25 millioner år gjennom midtre og sein kambrium er det ikke funnet fossiler, noe som lenge har forundret geologene. Det er ikke funnet noen kjente inkonformiteter eller indikasjoner på sedimentære brudd i avsetningene (Harland, 1997). Seint i ordovicium var det en stor iskappe rundt sydpolen over det daværende vestre Gondwanaland. Dette førte til et fall i det globale havnivået på mellom 50 og 100 meter (Ingðlfson, 2012).

# Silur



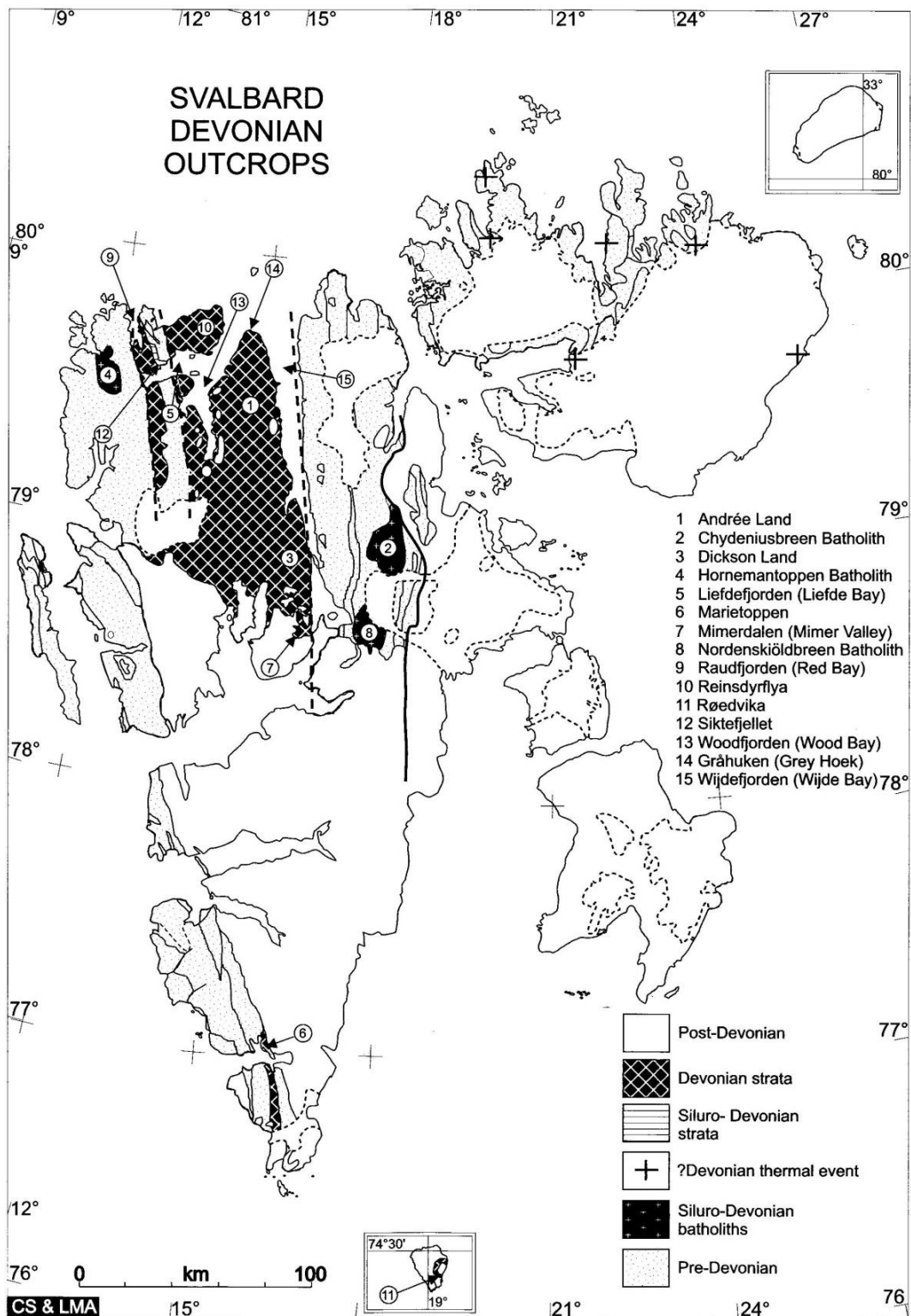
Figur 61: Kartet viser blotninger, tektonisme, metamorfisme og foldinger fra silur. Disse er for det meste lokalisert i nord, samt noe foldevirkosmhet langs vestkysten. En liten silursk blotning vises også ved Siktefjellet på Nordvest-Spitsbergen, etter (Harland 1997).

Oppsprekningen av Rodinia mot slutten av prekambrium dannet blant annet Iapetushavet som skilte Baltica og Laurentia. Gjennom kambrium fortsatte denne riftingen før havet begynte å lukke seg igjen i ordovicium. Lukningen ble avsluttet i silur med dannelsen av den Kaledonske fjellkjeden der kollisjonen mellom Laurentia og Baltica gjennom silur og tidlig devon skapte et nytt kontinent, Laurussia. Bergartenes fossilinnhold, kjemiske sammensetning, omvandlingsalder og størkningsalder på granittintrusjonene, viser at Svalbard har mye til felles med den Kaledonske fjellkjeden på Grønland. Dette viser igjen at Svalbard stammer fra den Laurentiske siden av kollisjonssonen (Harland, 1997). De tre Svalbard-provinsene kan derfor ha blitt revet løs fra Nordøst Grønland i forbindelse med kollisjonen mellom Laurentia og Baltica for ca. 430 Ma (Ramberg et al., 2006). Dette støttes av funn av ca. 420 Ma gamle udeformerte granitter som kan ha blitt dannet i nærheten av øybuer. Generelt er det funnet veldig lite avsetninger fra silurtiden på Svalbard, og da bare i tre forskjellige områder: Nord for Liefdefjorden i Siktetfjellet Gruppen, på Prins Karls Forland i Grampian gruppen og på Oscar II Land i Bullbreen Gruppen.

I det vestre terreng sør for Kongsfjorden er det ikke funnet noe bevis for noen termisk aktivitet i silur, og terrenget ble dermed ikke påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen. Imidlertid så har dette terrenget gjennomgått en tidlig til midt ordovicisk tektogenese. Fra sein ordovicium og tidlig silur er det funnet bevarte løsmateriale og turbiditt avsetninger som strømmet vestover fra den kaledonske fronten, der de eroderte dekkene avanserte over de ordoviciske karbonatene. Derimot er det nord for Kongsfjorden, i det sentrale terrenget, funnet metamorfose bergarter i Krossfjorden Gruppen, både i det vestre nordvestre terrenget og i Biscayerfonna terrenget. Det metamorfe klimakset her skjedde trolig i midt silur. Pre-devonsk vergens viser en østlig retning, mens senere vergens i devon er mot vest. Øst for Billefjorden forkastningssonen er det klare midtre til sein-siluriske tektoniske termale avtrykk. Den hovedsiluriske kollisjonen genererte vestlig vergens liggende folder, dekker og overskyvninger. Skandinaviske bevis tyder på at Baltica ble underskjøvet Laurentia med åpenbar østlig vergens i Norge Disse ble fulgt av en sur vulkansk fase i seineste silur og tidlig devon. Den silurske tektonismen strakte seg videre østover mot Ny Friesland og Vestre Nordaustlandet, men med lite eller ingen isotopisk registreringer lengst i øst (Harland, 1997). Det konvergerende regimet mellom Laurentia og Baltica ble sakte omdannet til en skrå kompresjon, noe som er godt illustrert av transpressive strukturer på Vestre Ny Friesland. Resultatet ble en sinistral skjæring i de tidlig kompressive strukturene som ledet til en nord-sør elongasjon. De skrå transpresjonsbevegelsene endret seg fra en dominerende kompressiv

komponent til en dominerende strike-slip komponent, med dannelse av markerte mylonitt og skjærsoner i det vestlige Ny Friesland. Disse sinistrale bevegelsene var ikke så markert hverken øst for Veteranenlinja i det østlige Ny Friesland eller på Nordaustlandet. Skjærspenningene som ble overført over Veteranlinja kan ha åpnet opp for de diapiriske batolittene på Ny Friesland. Horisontalforkastningene i slutten av silurperioden foregikk trolig i distinkte forkastningssoner. Disse strike-slip bevegelsene fortsatte videre inn i devon med rask erosjon av fjellkjeden, noe som resulterte i skjærstrukturer med sprø brudd. En videre avkjøling av batolittene fortsatte i devon. Det Nordvestre Svalbard terrenget ble forflyttet en mye kortere distanse enn de andre terrengene, ikke desto mindre er sinistrale bevegelser påvist både i deformasjonsstrukturer og i en èchelon granittlinser inne i metasedimenter tilhørende Kongsfjorden-gruppen (Harland, 1997).

## Devon



Figur 62: Devonavsetningene er for det meste konsentrert til det nordlige sentrale terrenget i en grabenstruktur. Denne lå beskyttet under senere erosjon og er derfor bevart. I tillegg ligger det noen spredte avsetninger på Ny Friesland og langs vestkysten på Sørkapp Land. De nummererte stedene er lokaliteter med magmatiske bergarter. Stiplede linjer indikerer dagens isutbredelse, og kryssene på Nordaustlandet indikerer steder der isotopiske aldre er tolket i teksten nedenfor, etter (Harland 1997).

I løpet av paleozoikum, og relatert til McClinton, Kaledonsk og Ellesmerian fjellkjededannelsene, førte sinistrale strike-slip bevegelser de tre provinsene sammen. I løpet av sen devon ble de tre terrengene sammenkoblet, og dannet således et nytt sammensatt Svalbard terreng. På Svalbard er det bare funnet devonske bergarter på Bjørnøya og det sentrale terrenget, og dermed relatert til det Nordøstre Grøndlandske terrenget, se *Figur 62* over. Den skarpe østre grensen til devonavsetningene har ført til en argumentasjon om at avsetningsområdet var en graben eller en halvgraben, men senere forskning (Harland 1997), viser at bassenget opprinnelig strakte seg lengre øst. Avgrensningen kom først ved at devonbassenget og Ny Frislandfjellkjeden ble sammenstilt ved strike-slip bevegelser i sein devon.

Hovedelementene til denne forflytningen er forskyvninger av jordoverflaten i forhold til jordas rotasjonsakse, (og dermed også i forhold til nord og sydpolen), og kontinentalforskyvningen som er drevet av varme strømminger i den dypere mantelen. Men for 400 Ma siden var ikke Svalbard det det er i dag. Mange av dagens bergarter var ikke dannet, samtidig som at mange av de bergartene vi ser i dag da lå dypt begravd (Dallmann, 1999 og Norsk Polarinstitut, 2012). De geografiske forholdene har blitt endret på grunn av tektoniske prosesser som innsynking og heving, avsetning og erosjon. I sein devon var fremdeles Nord Amerika, Grønland og Baltica samlet i kontinentet Laurasia, og fortsatt adskilt fra det sørlige Gondwanalandet.

I løpet av devon opplevde Svalbard avsetninger av store tykkelser av Old Red molasse, som er en tykk lagpakke av elv, delta og grunnmarine grove sandsteiner og konglomerater som ble skyllet ut foran den nylig reiste Kaledonske fjellkjeden og avsatt på elvesletter og i havet. Så snart den kaledonske fjellkjeden ble bygget opp, startet også nedbrytningen (Harland, 1997). Innimellom ble det avsatt mindre mengder leirstein og karbonatbergarter. Jernforbindelser, som gir den rustfargede fargen, tyder på et tørt ørkenklima. Disse ørkensedimentene er hovedsakelig bevart i nedforkastede skorpe blokker i den nordre delen av Svalbard (Dallmann, 2007 og Elvevold et al., 2007). Disse forkastningsblokkene er i dag avgrenset på begge sider av de nordvestre og østre grunnfjell provinsene, se *Figur 70* under. Også øst for Billefjordforkastningen ble det avsatt sedimenter i devon, men disse sedimentene ble ved den sideveise forskyvningen av terrengene i slutten av devon, samt ved senere bevegelser i karbon, skjøvet nordover og ut i det arktiske hav (Hjelle, 1993 og Harland, 1997). De eldste devonbergartene finnes i Raudfjorden og ved Monaccobreen i nordvest, der gråe og purpurrøde konglomerater ble avsatt i elvevifter. Den yngste delen av devon finnes i nord, og

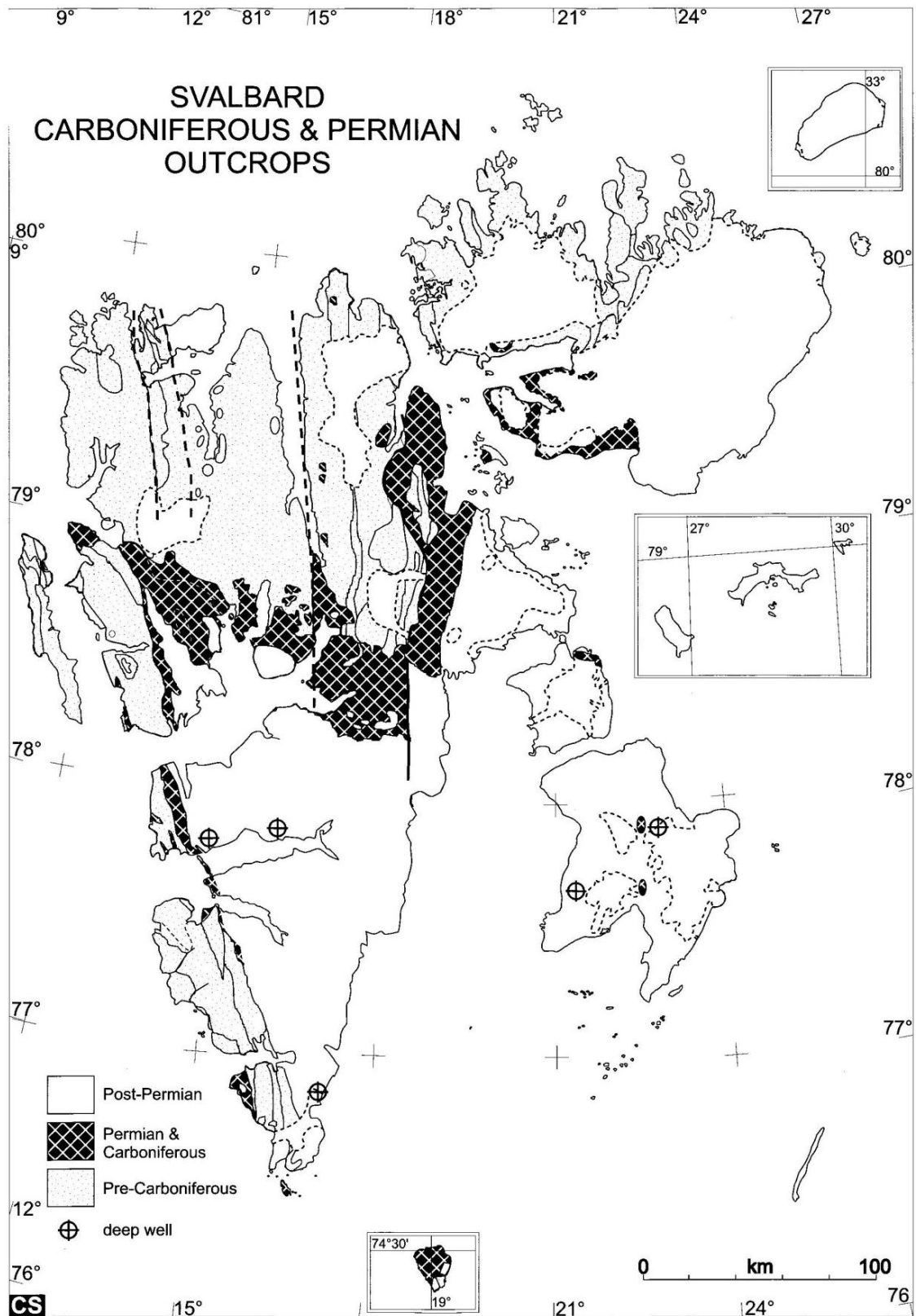
den Svalbardianske fasen i sen devon forårsaket sammentrekkingsbevegelser, spesielt i den nordlige delen, og regnes for å være post-molasse stadiet til den kaledonske fjellkjeden (Dallmann, 2007). Den kan da kanskje relateres til det Nord-Grønlandske Ellesmerian foldebelteformasjonen i Canadisk arktis og nordre del av Grønland (Dallmann, 1999).

"Old Red Sandstone" lagrekken deles stratigrafisk opp i tre, der Siktetfjellgruppen er den eldste. Avsetningen av denne kan allerede ha startet seint i silur. Disse bergartene som består av grove usorterte polymikte konglomerater, opptrer bare i et meget begrenset traumråde ved Liefdefjorden og Raudfjorden. Kildebergarten var grunnfjellet og de overliggende grågrønne sandsteinene i sør (Harland, 1997). Inn mot senteret av den tiltende blokken (halvgrabenen) som utgjorde bassenget, ble det også fylt inn sedimenter både fra øst og vest. Etter hvert som det smale trauet ble bredere erstattet elveavsetninger de første rasmassene, og tykkelsen på denne gruppen utgjør noen hundre meter. Den tektoniske Haakonske fasen medførte at gruppen kuttet av en tydelig vinkeldiskordans. Over denne vinkeldiskordansen begynner Red Bay-gruppen med sine konglomerater, og som videre ender opp i grågrønne sandsteiner. Denne gruppen er mye tykkere enn den under, opptil 5000-6000 meter er anslått (Ramberg et al., 2006). Disse to gruppene utgjør hele devon lagpakken vest for Breibogen forkastningssonen. Øst for denne forkastningssonen ligger den rundt 4000 meter tykke Andrè Land-gruppen, der den tidlig devonske Wood Bay formasjonen utgjør størsteparten av området. Denne har fargerike, rødbrune sandsteiner og leirskifre. Fra vest fylte små meandrerende elver sedimenter inn mot øst, mens det fra øst kom forgrenede elver og fylte inn sedimenter mot nord og nordvest. Over Wood Bay formasjonen ligger den gråaktige Grey Hoek- og Wijde Bay-formasjonen som ble avsatt i mellom devon. Disse hadde en paleo-strømningsretning fra sør mot nord og nordvest. Ved Billefjorden helt i sør, overlages Wood Bay-formasjonen vinkeldiskordant av den sein devonske Mimerdal-formasjonen (Harland, 1997). I den øvre delen av denne finnes grove konglomerater som kanskje kan knyttes til forskyvninger langs Billefjordforkastningen ved starten av den Svalbardiske fjellkjededannelsen. Fra Gråhuken i nord gjennom det sentrale Andrè Land og sørover til det nordlige Dickson Land, ligger devonlagene til dels tett foldet med vestover-rettede overskyvninger og nord-sør gående foldeakser. Disse deformasjonene har i sin helhet påvirket de yngste devon bergartene, men ikke de overliggende bergartene fra karbon. Dette viser at deformasjonen skjedde i slutten av devon (Ramberg et al., 2006). Den Ellesmeriske fjellkjededannelsen på nordøst Grønland og Ellesmere Island, tilsvarer denne knaingen av devonlagrekken på Svalbard. Mye av deformasjonen i devon er lokalisert til soner langs de



dype forkastningene som begrenser devonavsetningene. Vertikalbevegelser og overskyvninger førte blant annet til at grunnfjellet på Ny-Friesland ble skjøvet vestover og hevet med minst fem km. Samtidig flyttet det nordøstlige terrenget seg mot nord langs Billefjordforkastningen (Harland, 1997). Mot vest var det bevegelser langs Raufjordforkastningen og Breibogenforkastningen. Disse forkastningene har også vært aktive både før og etter devon. Ved sørsiden av det Sentrale Tertiærbassenget (CTB), dukker Andrée Land-gruppen opp igjen. Devon er regnet som fiskenes tidsalder, og også på Svalbard er det mange steder i lagrekken funnet nydelige fossiler som har gjort det mulig å foreta en grov inndeling av Svalbards devon lagrekke (Ramberg et al., 2006). Bevaringspotensialet for planter er mindre da disse består av bløtere materiale enn fiskene, og forutsetningen er at plantematerialet ble fraktet ut i vann med en rask begravning. Likevel finnes det kull på Bjørnøya fra denne perioden, som også er noe av de eldste kullene i verden (Harland, 1997). Grensen til karbon gjenkjennes lett ved en inkonformitet og biostratigrafisk hiatus.

## Karbon og Perm



Figur 63: Karbonske og permiske avsetninger (her vist sammen) ligger som et belte tvers over hele det sentrale Spitsbergen. I tillegg finnes disse i et belte langs vestkysten, sør for Lomfjorden på Ny Friesland og langs vestkysten på Nordaustlandet. Stiplede linjer markerer dagens isutbredelse, mens sirkler med kryss inni markerer hvor det er boret etter olje og gass, etter (Harland 1997).

Gjennom karbon bevegde Laurasia seg videre nordover, og en begynnende sidelengs-bevegelse og oppsprekking startet mellom Grønland og Norge. I løpet av karbon utviklet Svalbard seg fra forkastningsblokk tektonisme med forskjellig sedimentering til en økende stabil sokkel, som bortsett fra i det sørlige Spitsbergen opplevde en overveiende innsynkning. De Uralske, Ellesmeriske og Varisciske fjellkjededannelsene viser liten påvirkning på Svalbard gjennom denne perioden. Langs gamle tektoniske linjer, oppstod hoved forkastnings-bevegelsene i bashkirian og moscovian. I tillegg til strekking, var det betydelige sidelengsforskyvninger langs de etablerte forkastningene. Dette førte til dannelse av traue og halvgrabener med en syn-tektonisk sedimentær avsetning (Dallmann, 2007). I tidlig karbon var bassengene større, og særlig langs vestkysten av Spitsbergen og på Bjørnøya sank noen av bassengene dypt inn. Disse bassengene forekommer typisk langs en gammel forkastningssone, den såkalte Paleo-Hornsundforkastningssonen. Den representerer den gamle plategrensen mellom Grønland og Baltica, og er forløperen til den yngre og viktige Hornsundforkastningssonen. Her skled Grønland og Svalbard fra hverandre i kenozoikum. Riftbassengene i midt karbon var smalere, men med stor innsynkning (Ramberg et al., 2006).

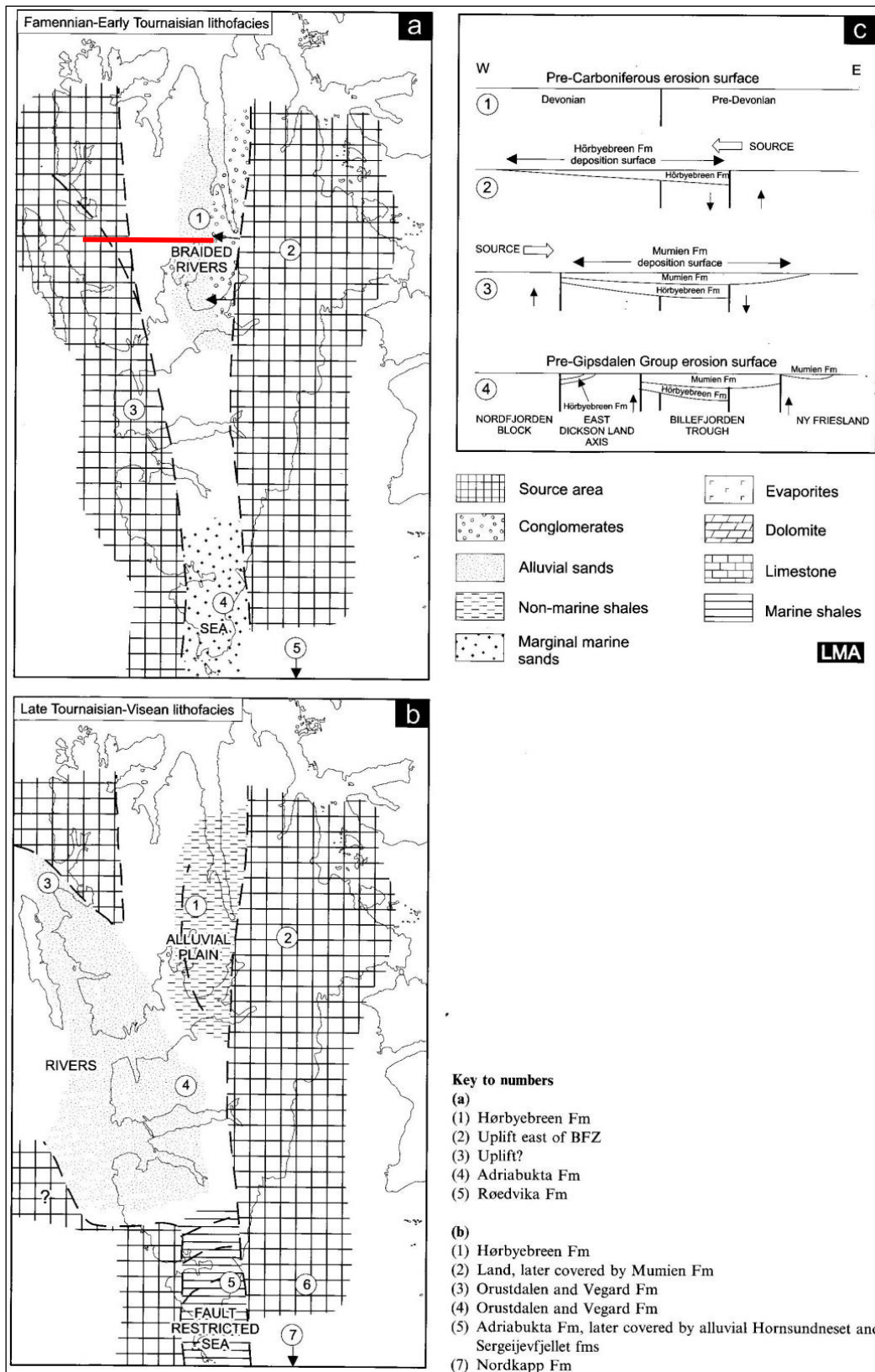
Senere i karbon førte avtakende tektoniske bevegelser til at Svalbard utviklet seg til en karbonatplattform med episoder av evaporitt dannelser (Dallmann, 1999 og Norsk Polarinstittutt, 2012). Etter hvert ble den kaledonske fjellkjeden brutt ned, og perioder med havoverdekning og dannelse av marine avsetningsbergarter ble avbrutt av kortere intervaller hvor landet midlertidig ble hevet opp av havet. Disse forholdene varte gjennom tidlig perm. Senere i perm oppstod en fornyet klastisk tilførsel med en påfølgende hiatus ved æra-grensen (Dallmann, 2007). De bevarte bergartslagene viser tydelig endringen i avsetningssyklusene, da relieffet, geografien og klimaet hele tiden ble endret. Også gjennom karbon og perm beveget Svalbard seg videre nordover fra ca. 15°N til ca. 40°N, og passerte flere forskjellige klimasoner, fra den tropiske gjennom den tørre og til den tempererte (Harland, 1997). Tørt og varmt klima førte til utfelling av sulfatsalter. Spesielt i nordlige og østlige deler av Isfjorden viser tydelige lagdelte fossilrike kalk og dolomitt bergarter med mellomlag av anhydritt og gips fra denne perioden. Samtidig med at Svalbard forflyttet seg nordover, kolliderte Laurasia og Gondwanaland i sør og dannet superkontinentet Pangea. Dette førte til at de globale sirkulasjonsmønstrene endret seg, og den tørre klimasonen ekspanderte kraftig over hele det sentrale Pangeakontinentet (Ramberg et al., 2006). Nedisinger av Gondwanalandet i sør førte til raske havnivåendringer, samtidig som kontinentale platebevegelser førte til mer langvarige regionale og globale endringer i havnivået. Generelt var det gjennom hele karbon og perm en

langsom havnivåstigning, men mot slutten av perm skjedde et stort globalt fall i havnivået til at store områder av tidligere grunnhav ble tørrlagt.

Allerede i slutten av devon hadde det utviklet seg skoger, og disse fortsatte sin utvikling gjennom karbon. Store mengder organisk materiale ble avsatt som torv og senere begravd i tidlig karbon, noe som hang sammen med de tropiske forholdene som eksisterte på denne tiden. Kull fra denne perioden er karakterisert av et høyt vitrinitt-innhold. Etter dannelsen av superkontinentet Pangea ble forholdene mye tørrere, og det ble hovedsakelig bare dannet torv langs ekvator og lengre sør. De store karsporeplantene og skogene i nord døde ut, og ble erstattet av bartrær og ginkgotrær. Kull dannet i denne tørre og kalde perioden er karakterisert av et høyt innhold av inertinitt (Velve, 2012).

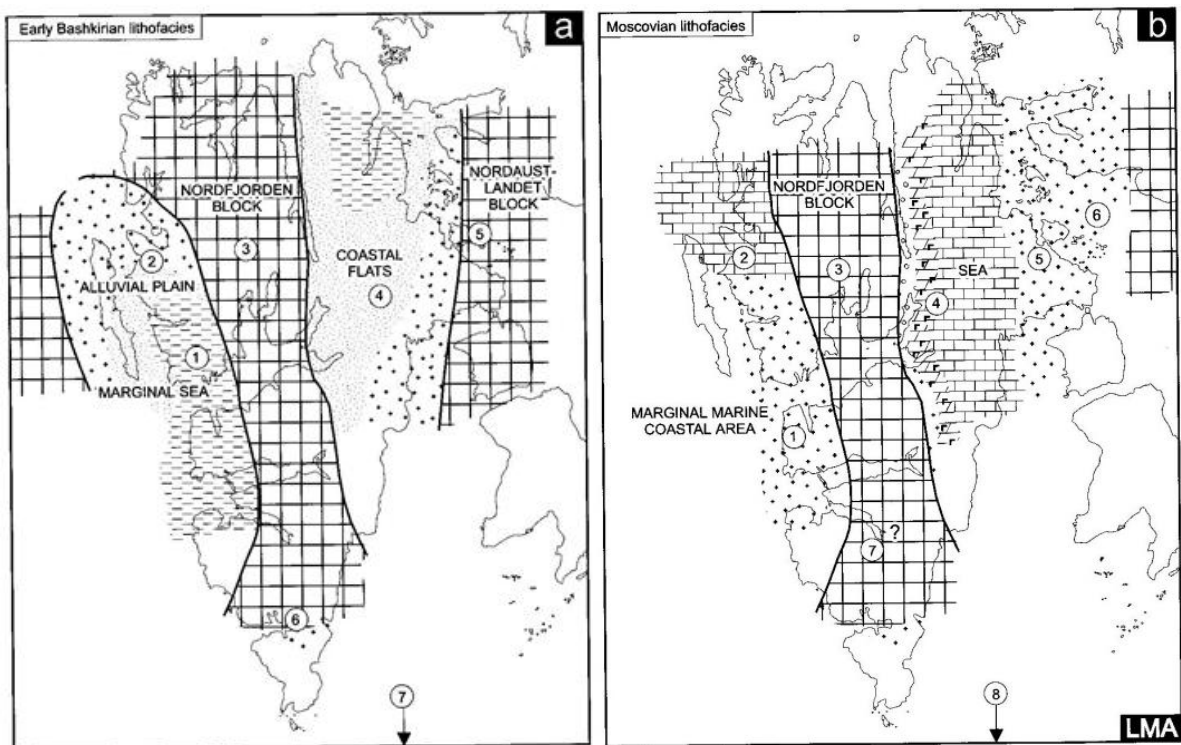
Bergartene avsatt i karbon og perm inndeles grovt inn i fire lagserier (Ramberg et al., 2006).

-Tidligkarbonske sandsteiner, slamsteiner og kull som ble dannet under fuktige og varme forhold i den tropiske klimazonen nær ekvator. Disse ble avsatt i elver og sumper i smale riftbassenger og brede depresjoner. Stratigrafisk har disse lagene, som hovedsakelig er kontinentale, fått navnet Billefjordgruppen etter Billefjorden der de er særdeles godt blottlagt (Dallmann, 2007). Denne gruppen dekker avsetningene som skjedde gjennom en lang periode på ca. 45 millioner år fra sein famenian, og opp til og med serpukovian alder. Bevegelser langs Paleo-Hornsundforkastningen gav opphav til smale bassenger, og store kjegleformede vifter bygde seg ut østover, se *Figur 64* under. Ute i bassengene oppstod det fuktige sletter med innsjøer, sumpområder, flomsletter og elver. Torv ble dannet i sumpene, og noe av dette finnes i dag igjen som kull. På Svalbard er disse avsetningene kjent som Adriabuktformasjonen. Som en mulig reservoarbergart for gass er Billefjordgruppen den mest interessante av de seinpaleocoiske lagrekkene (Dallmann, 2007). Lengre øst og på sentral Spitsbergen var forkastningsaktiviteten mindre, noe som førte til dannelse av bredere depresjoner og tynnere avleiringer. I de østligste bassengene var det store flomsletter med sakteflytende elver. Slam ble avsatt på slettene, mens elvekanalene ble oppfylt av sand. Disse avsetningene kalles for Hørbyebre-formasjonen. Marine avsetninger fra tidligkarbon er ikke funnet på Svalbard, men trolig var det et åpent hav på østsiden av Svalbard.



Figur 64: Figurene viser utviklingen av sedimentavsetningen fra seint i devon og et stykke ut i karbon. I starten ble Hørbye- og Røedvika-formasjonene avsatt i fra øst, senere oppstod kilden i vest og Orustdalen- og Vegard-formasjonene ble avsatt mot sørøst. Numrene på kartet markerer hvor formasjonene ble avsatt. Figur c) viser tektonisk utvikling og bassengutviklingen langs den røde linjen i figur a), etter (Harland, 1997).

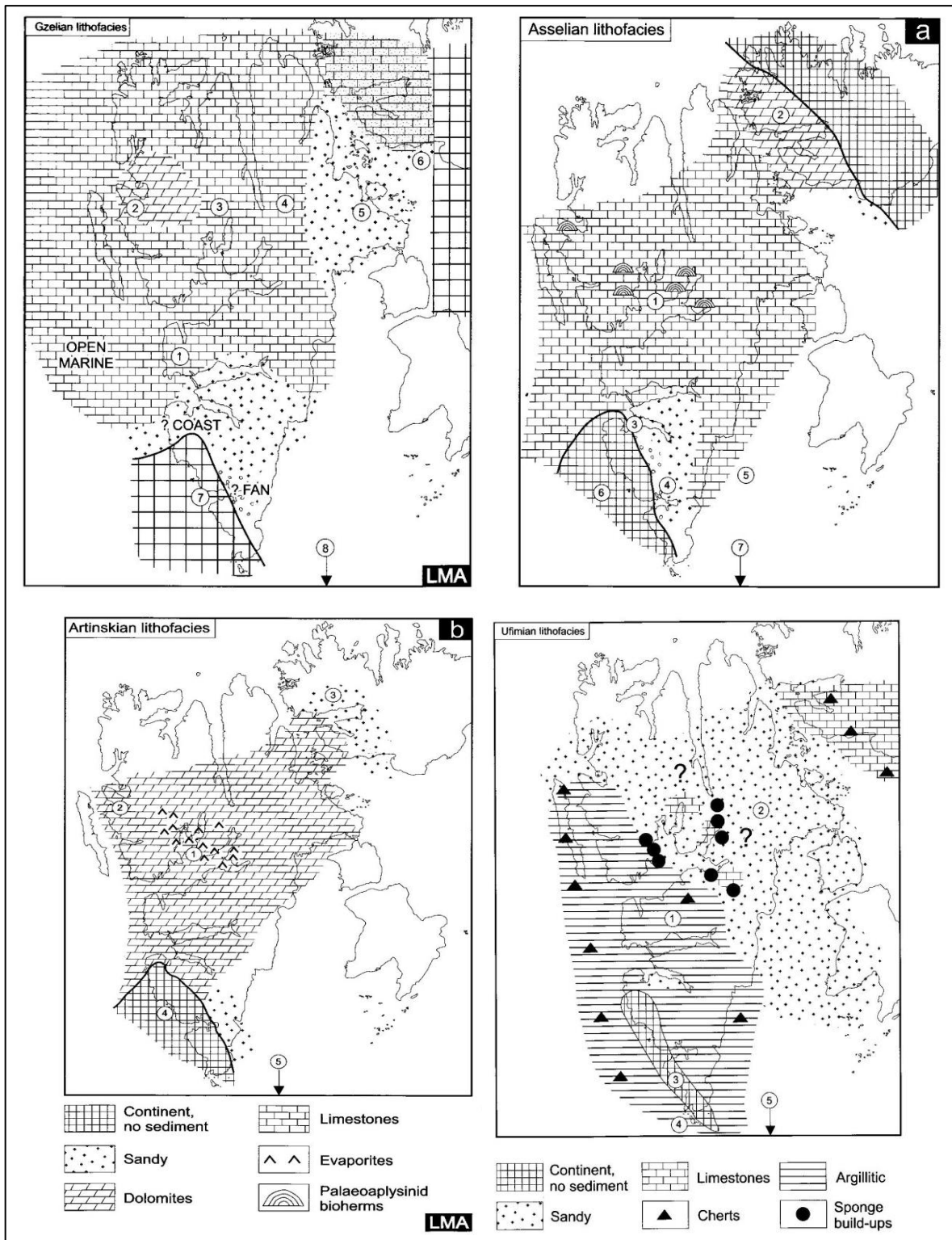
-Midtkarbonske røde slam- og sandsteiner, evaporittlag og kalksteiner ble avsatt i smale riftbassenger, og tilhører det som blir benevnt som nedre Gipsdalen-gruppen (Harland, 1997). Disse bergartene ble avsatt gjennom bashkirian til kasimovian alder, et tidsrom på ca. 14 millioner år. Disse bergartene viser at det var en overgang til et tørrere klima, men fortsatt varmt slik det i dag er i den nordlige tørre klimasonen som for eksempel Persiabukta. Strekkingen var nordvest-sørøst, mens selve riftbassengene har en orientering nord-sør. Disse riftbassengene ble dannet samtidig med oppsprekking og strekking av Sverdrupbassenget i Nord-Canada og Nordkappbassenget i det sørlige Barentshavet. Fra tidlig karbon til midt karbon var klimaendringene svært skarpe, og det kan derfor være et avsetningsbrudd i mellom disse to periodene (Ramberg et al., 2006). Evaporittene består av salt og anhydritt, noe som indikerer tørt og varmt klima. Billefjordgrabenen er et velkjent og mye studert riftbasseng fra midt karbon. Den er egentlig en halvgraben der de kileformede sedimentene er ca. 15 km bred, nesten en km tykk og kalles for Ebbadalen-formasjonen etter en sidedal i Petuniabukta. Formasjonen er en av de best kjente litostratigrafiske enhetene på Svalbard. Vifter og vifte-deltaer bygde seg ut mot øst fra den vestlige forkastningsskrenten, og sentralt i bassenget var det vekselvis tørre kystsletter og store laguner der evaporittene ble avsatt ved fordamping av havvannet. Sykliske avsetninger av gulhvite og gråe anhydrittlag, gråsvart dolomitt og magnesiumholdig karbonatbergarter ble et resultat av fordamping, varierende havnivå og forkastningsaktivitet. Etter hvert førte den regionale innsynkingen til at det ble dannet et stort grunnhav som oversvømte de tidligere landområdene. Dette medførte at det ble avsatt mye mindre klastiske sedimenter, og en vidstrakt karbonatplattform ble dannet (Ramberg et al., 2006). Etersom bassengområdet i Billefjordgrabenen vekselvis ble tørrlagt eller dekket av svært grunt vann, ble lag på lag med anhydritt og dolomitt avsatt. Disse evaporittlagene kalles Minkinfjell-formasjonen, og representerer sabkha-avsetninger (Harland, 1997). Lengre mot øst representerer de tynnere karbonatavsetningene mere åpne marine forhold, der de østligste marine sandsteinene blir viktigst, se *Figur 65* under.



Figur 65: Figuren til venstre viser tidlig bashkarian litofacies. (1) Petrellskaret-formasjonen (Fm), (2) Brøggertinden Fm, (3) viser ingen eller lite oppløft, (4) Ebbadalen Fm, (5) viser periodisk oppløft, (6) Hyrnefjellet Fm, (7) Landnørdrungsvika Fm på Bjørnøya. Figuren til høyre viser moskovian litofacies. (1) Tarnkanten FM, (2) Scheteligfjellet Fm, (3) viser oppløft, (4) Minkinfjellet Fm, (5) Malte Brunfjellet Fm, (6) Idunfjellet Fm, (7) High & Hyrnefjellet Fm, (8) Kapp Kåre Fm på Bjørnøya, etter (Harland, 1997).

-Sein karbonske og tidlig permiske evaporittlag og kalksteiner tilhørende midtre Gipsdalen-gruppen ble avsatt i et stort innlandshav (Dallmann, 2007). Denne avsetningen skjedde over en periode på ca. 20 millioner år fra kasimovian til sakmarian alder. Jordskorpebevegelsene hadde stoppet opp og klimaet var fortsatt tørt og varmt, noe den tidlige omdanningen av de opprinnelige kalksedimentene til dolomitt vitner om. Topografien og relieffet var likevel høyt, og disse ble jevnet ut ved erosjon og innfylling. Over hele området fra arktisk Canada i nordvest til Barentssokkelen i sørøst, skjedde det en regional innsynking (Harland, 1997 og Ramberg, 2006). Unntaket til dette var området knyttet til Paleo-Hornsundforkastningen der det fortsatt var forkastningsaktivitet. På grunn av sammenpressing av underliggende midt karbonske lag, fortsatte innsynkingen i Billefjordgrabenen selv etter at riftingen hadde stoppet opp. Evaporitter og slamavsetninger ble sammenpresset mere enn grus- og sandlagene langs kantene av bassenget. Rytmask sedimentasjon preger lagene fra sein karbon og tidlig perm. Ved høyt havnivå ble det dannet kalksteiner, mens lavt havnivå førte til utfelling av evaporitter, se Figur 66 under. Der plattformene ble helt tørrlagte, kunne det til og med

avsettes jordlag. Disse rytmiske lagene kan følges over store avstander, og hadde trolig sammenheng med den samtidige nedisingen av Gondwanaland.



Figur 66: Figuren oppe til venstre viser hvordan gzelian litofacies ble avsatt sist i karbon. Figuren oppe til høyre viser asselian litofacies og den nederste figuren til venstre viser tidlig artinskian litofacies. Figuren nede til høyre viser avsetninger fra Tempelfjorden-gruppen som ble avsatt i ufimian, etter (Harland, 1997).



Klimaet var subtropisk til tørt, og en plotting av oppbyggingen av Palaeoaplysina og en paleo-kontinental rekonstruksjon, viser at Svalbard på denne tiden lå ca. 20°-40° nord for permtidens ekvator (Harland, 1997). Det meste av Svalbard ble etter hvert oversvømt, og lagdelt kalk og dolomitt ble avsatt. Der havet var grunnere dannet det seg karbonatrev og disse revstrukturene var hovedsakelig dannet av et enkelt kolonidyr, Palaeoaplysina. Tilknytningen til dette fossilet er uklar, men regnes for å tilhøre en utdødd gruppe fossile svamper. Denne lagrekken er kjent som Wordiekammen-formasjonen, og ble avsatt på prekambriske, kaledonske, devonske og tidlig karbonske bergarter (Harland, 1997). For det meste består disse kalksteinene av kalkslam, men grusholdige kalksteiner finnes også rundt lokale høydedrag og grunner. De finkornede karbonatlagene er svært harde, og der de er blottlagte danner de ofte steile klippevegger og fremstår som hatter på toppen av fjellene. Varme saltvannsforhold førte til et yrende dyreliv, og havbunnen krydde av skallbærende dyr som brachiopoder, bryozoer, snegler og koraller. Disse harde delene er blitt bevart, og fremstår i dag som fossiler.

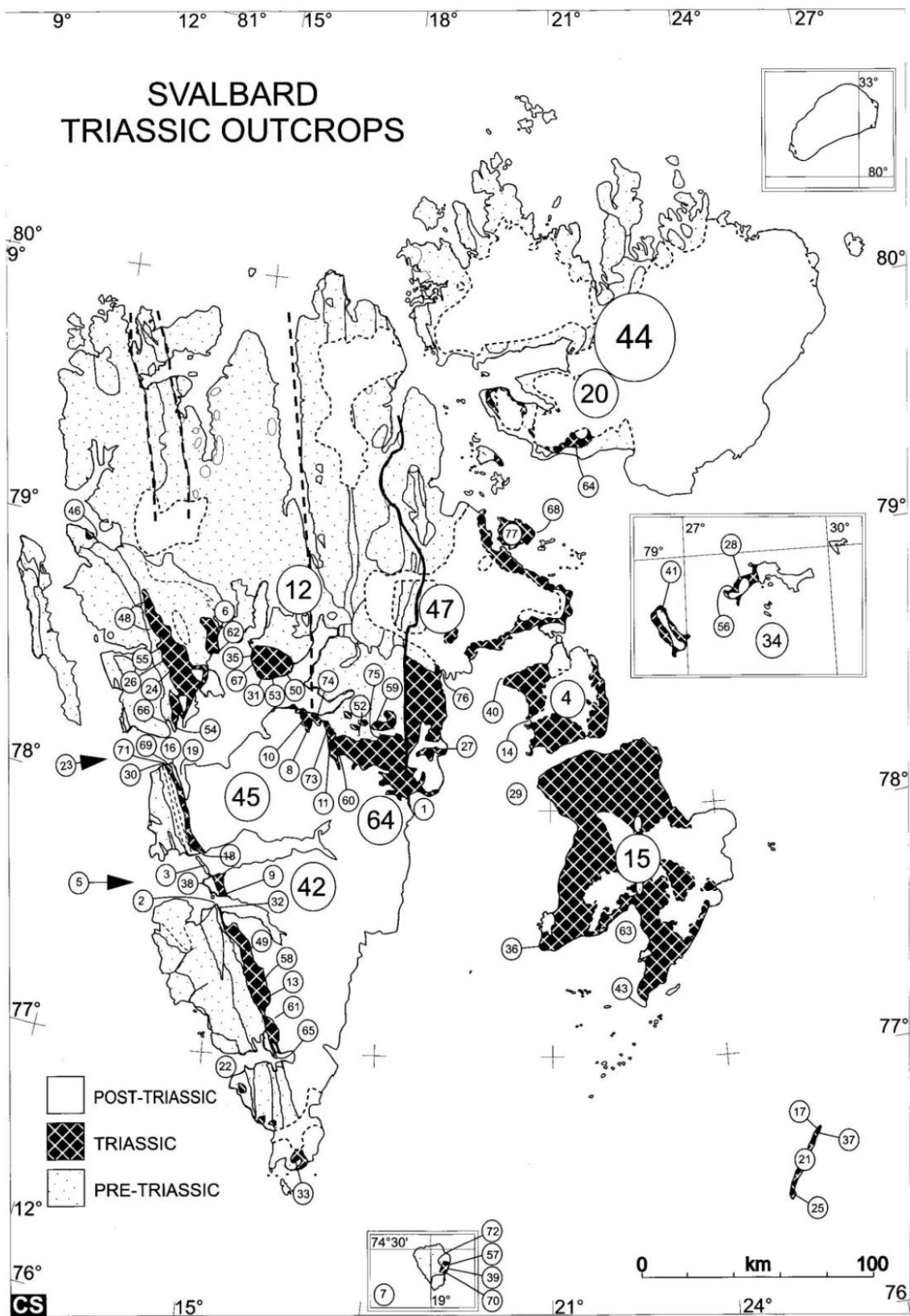
-Senere i tidlig perm sank havnivået på nytt og det gamle grunnhavet ble igjen til sabkha-kystsletter som vekselvis ble oversvømt og tørrlagt. Anhydritt, gips og dolomitt ble lagvis avsatt, og disse bergartene utgjør i dag de mest kjente evaporittforekomstene på Svalbard. Lagserien kalles for Gipshuk-formasjonen, og evaporittene har også gitt navn til fjellet Gipshuken (Ramberg et al., 2006). Denne lagserien ble avsatt gjennom en periode på ca. 20 millioner år fra sakmarian til artinskan alder (Harland, 1997).

-Sein permiske kalk-, slam- og sandsteiner ble avsatt i et dypere og kjøligere hav enn tidligere. Dette henger sammen med at Svalbard nå hadde beveget seg inn i den nordlige tempererte klimasonen der mere nedbør førte til økt erosjon og transport av sedimenter ut i havet. Oppblomstring av kiselsvamper er et karakteristisk trekk ved sein perm, og denne lagserien har fått navnet Tempelfjorden-gruppen etter det majetiske fjellet Tempelet i Tempelfjorden (Dallmann, 2007). Disse lagene er avsatt over en periode på ca. 20 millioner år, fra kungurian til guadelupian alder. Kiselsvampene trivdes i det kalde vannet, og levde på dypere vann enn de kalkdannende organismene. Nedisingen av Gondwanalandet var over, og dette førte til at den rytmiske avsetningen også stoppet opp. Likevel var det langsomme variasjoner i havnivået. Perioder med lavere vannstand førte til at det ble avsatt kalkslam på grunne havdyp langs kysten, mens det i perioder med høyere vannstand ble avsatt slam over karbonatplattformene. Samtidig koloniserte kiselsvampene området (Harland, 1997). Denne lagrekken kalles på Spitsbergen for Kapp Starostin-formasjonen, og nederst i denne finnes det

et 10-20 meter tykt markørlag, Vøring-leddet, med grove, sandige, bioklastiske kalksteiner som er spesielt rik på brachiopoder. Kisellagene er ekstremt harde og motstandsdyktige mot erosjon, og fremstår overalt på land som klipper. Så mye som 60-70 % av slamlagene kan bestå av nåler eller spikler fra svampene, og på grunn av at det bare er en enkeltorganisme som danner disse harde bergartene, fremstår de som unike i jordas geologi. Akseløya i innløpet til Van Mijenfjorden består av vertikalstilte kisellag fra Kapp Starostin-formasjonen, og står som en rygg tvers over innløpet til fjorden (Ramberg et al., 2006). Overgangen fra paleozoikum (jordas oldtid) til mesozoikum (jordas middeltid) markerer et epokeskifte med den største masseutslettelsen jorda har opplevd. Opptil 90 % av livet i havet og 80 % av landlevende dyr og planter døde ut. Årsaken til denne masseutslettelsen har lenge vært diskutert blant geologene. I dag ser det ut til at det er flere årsaker til utslettelsen. Først førte gigantiske flombasaltutstrømninger i Sibir til en dramatisk forverring av klimaet, først kaldere og deretter en oppvarming av havvannet. Denne oppvarmingen førte til at metangass på havbunnen ble sluppet ut i atmosfæren, noe som forsterket den globale oppvarmingen. Til slutt førte et meteorittnedslag utenfor Australia til å forsterke det hele (Ramberg et al., 2006). Den antatte grensen mellom perm og trias på Svalbard er markert med en regional inkonformitet der post Kapp Starostin avsetningene mangler.

Den motstandsdyktige, svakt fargede chert og siliklastiske lagrekken til Kapp Starostin lagrekken skiller seg markant ut mot den myke, mørkere og leirholdige Vardebukta-formasjonen. Den svake vinkel inkonformiteten representerer en hiatus i sein perm heller enn tidlig trias (Harland, 1997).

## Mesozoikum - Trias



Figur 67: Triasavsetningene ligger også som et belte tvers over det sentrale Spitsbergen og langs fjellkjeden i vest. I tillegg dekker disse det meste av øyene i øst. Numrene viser til en rekke geografiske steder, etter (Harland, 1997).

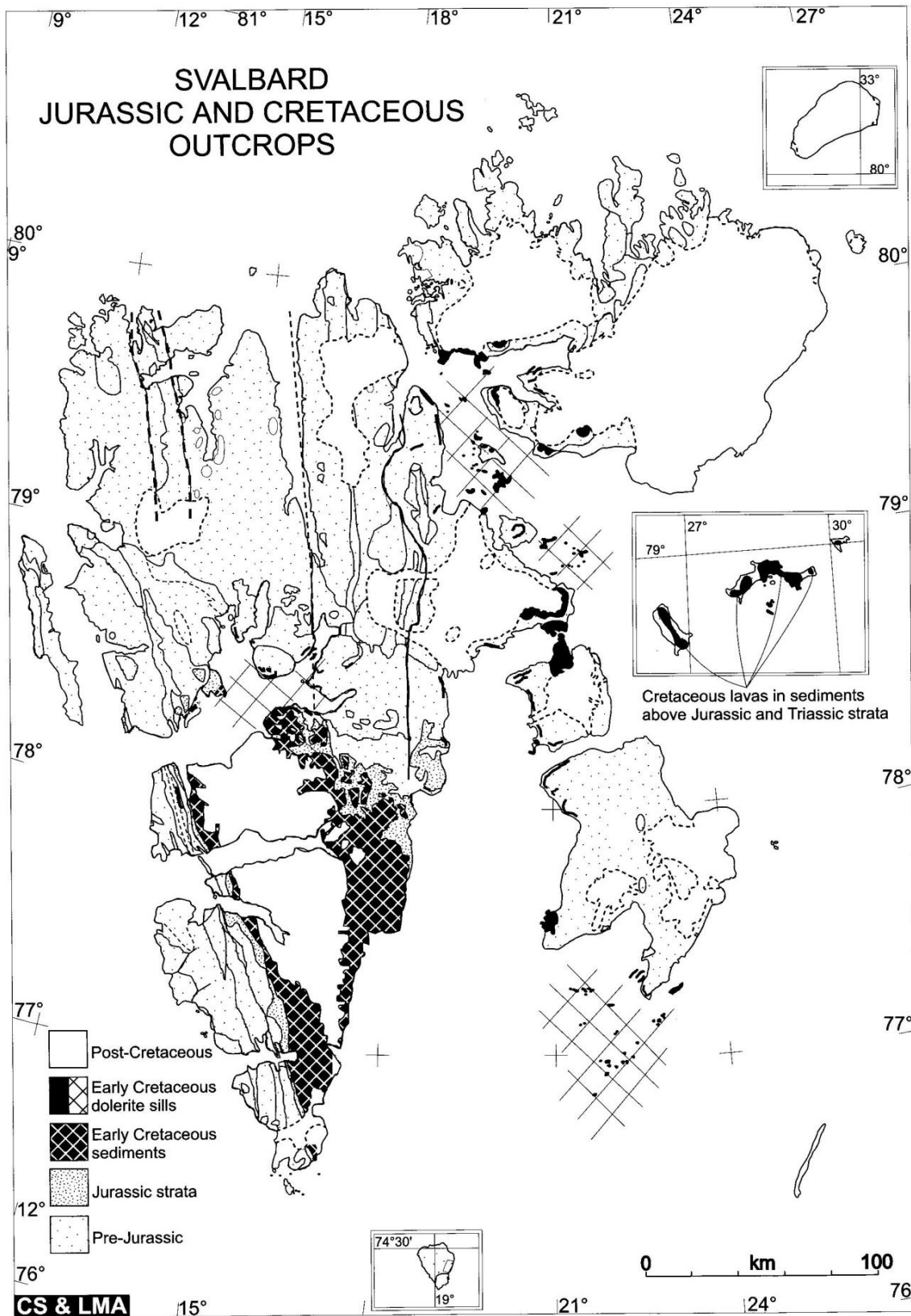
Den mesozoiske stratigrafiske lagningen består av repeterte klastiske sedimentære suksesjoner der klimaet var mere moderat (Dallmann, 2007). Starten på denne perioden var mediterrane, og ble etter hvert mere borealt. Havet dekket fortsatt det meste av Svalbard, men i kortere perioder ble landet hevet opp over havet. Den nærmeste kysten var Grønland i vest, der restene av den kaledonske fjellkjeden lå. Store mengder erosjonsmateriale ble fraktet ut i havet via store elvedeltaer fra disse restene, og finnes i dag igjen langs vestkysten av Spitsbergen. Grus, sand og slam avsatt i Borealhavet ligger i dag oppe i dagen i store deler av sentrale og østlige Svalbard. Det ble avsatt hovedsakelig deltarelaterte kyst og grunn sokkel sedimenter i trias og tidlig jura, og dypere sokkelsedimenter i midtre jura til tidlig kritt. Den mesozoiske lagrekken av formasjoner er inndelt i tre grupper: Sassendalen-gruppen (tidlig til midtre trias), Kapp Toscana-gruppen (sein trias til midtre jura) og Adventdalen-gruppen (sein jura til tidlig kritt) (Harland, 1997 og Dallmann, 1999).

I begynnelsen av trias begynte superkontinentet Pangea å sprekke opp, og mellom Norge og Grønland samt i nordvest Europa, ble det dannet riftbassenger og lavlandsområder. Lengst mot nord lå Borealhavet, og i vest var Pangea avgrenset av datidens verdenshav og forløperen til Stillehavet, Panthalassa. Mot øst lå Tethyshavet som gradvis trengte vestover og skilte Afrika fra Europa. Det globale sirkulasjonsmønstrer endret seg med oppsplittingen, og samtidig fortsatte Svalbard vandringen mot nord. Smeltingen av de store iskappene i sør i slutten av perm førte til at havnivået steg, og en rekke nye arter fylte ledige økologiske nisjer etter masseutslettelsen i slutten av perm (Harland, 1997 og Ramberg et al., 2006). Avsetningen av marint slam i tidlig trias fortsatte på Svalbard, og i disse lagene er det funnet knokler fra svaneøgler og fiskeøgler (Nakrem og Hurum, 2012). Grunnmarine sand og siltsteiner ble avsatt langs bassengkantene. Gjennom hele trias påvirket bevegelser i de store jordplatene havnivået, og vekslende leir og sandlag ble avsatt. Disse lagene står i sterk kontrast til de harde underliggende permlagene, og perm-trias grensen fremstår derfor som en markert grenseflate. Langs vestkysten av Spitsbergen og på Nord Grønland ble det på en rekke deltaer avsatt sandsteiner, og disse avsetningene kalles for Vardebukt-formasjonen og Tvillingodd-formasjonen. Vardebukt-formasjonen består av sandsteiner med innelagrete lag av siltsteiner og leirskifre (Harland, 1997). Lengre mot øst var Svalbard dekket av hav på denne tiden, og hovedsakelig slam og mindre mengder sand ble avsatt i det som kalles Vikinghøgformasjonen (Ramberg et al., 2006). Denne formasjonen ligger i det østre bassenget, og består av uniforme fossilførende silt og leirskifre som blir tykkere mot vest. Som oftest består lagrekkene fra tidlig trias av 10-40 meter tykke lagpakker av siltstein avsatt

under transgresjon. Disse lagene etterfølges av siltsteiner og sandsteiner avsatt under regresjon etter som bassenget ble oppfylt.

I midt trias fantes det store mengder marine alger høyt oppe i den oksygenholdige vannsøylen, og disse hopet seg opp på havbunnen i perioder med lavt oksygeninnhold i bunnvannet. Denne organisk rike lagpakken kalles for Botnheia-formasjonen, som for utenom på Sørkapp Land, kan følges over hele Spitsbergen. På den østre plattformen er den imidlertid ikke like lett å skjelne. Formasjonen består av mørke grå leirskifersekvenser som forvitrer til en blåsvart og mørke grå skifer. De øverste leirskiferne er papiraktige, laminerte og bituminøse. I perioder kunne oksygennivået i bunnvannet øke, og slamsteinslag med graveganger etter bunnlevende dyr ble avsatt. Stedvis har disse slamsteinene et høyt fosfatinnhold som stammer fra organisk materiale som beinrester, plankton og ekskrementer. Kystlinjen nådde lengst mot øst i slutten av midt trias da det ble avsatt grunnmarin sand med skrålaging. Lagrekken langs det vestlige Spitsbergen fra midt trias kalles for Bravaisberget-formasjonen. I sein trias fortsatte slamtilførselen i de dypeste havområdene i Barentshavet og på Svalbard. Dette slammet ble avsatt som gråsvart, organisk rikt slam over slamlagene fra midt trias, og er kjent som Tchernakfjell-formasjonen. Likevel var ikke den organiske produksjonen like rik som i midt trias, og formasjonen har ikke det samme kildepotensialet for olje og gass som Botnheia-formasjonen. Mot slutten av trias ble klimaet fuktigere i nordområdene, og enkelte landområder ble hevet på grunn av jordskorpebevegelser. Store deltasletter bygde seg ut fra disse områdene på Nord Grønland, i Norge og på Kolahalvøya. På Svalbard kalles disse sandsteinene for De Geerdal-formasjonen. Formasjonen består av vekslende lag av grågrønne sandsteiner og sandige leirskifre (Harland, 1997). Plantefragmenter og tynne kullstriper kan forekomme, noe som tyder på periodevise terrestriske forhold. Mot slutten av trias ble bunnen av Borealhavet utjevnet av vekslende sand- og røde leirlag. Etter en kortere periode med havnivåstigning dekket et tynt kalkrikt leirlag rikt på fossiler de mange lagunene. Trias på Svalbard og utviklingen av Borealhavet ble avsluttet med et fall i havnivået, og sand med et høyt kvartsinnhold ble avsatt. På Svalbard er disse sandsteinslagene kjent som Knorringfjell-formasjonen. Det høye kvartsinnholdet tilsier at kildeområdene var utsatt for en kraftig kjemisk forvitring. Dette var også tilfellet med resten av nord Europa, og har sammenheng med det varme og fuktige klimaet helt i slutten av trias og begynnelsen av jura (Ramberg et al., 2006). I løpet av trias bevegde Svalbard seg raskt nordover fra ca. 40° N til ca. 60° N (Harland, 1997).

## Jura og kritt



Figur 68: De øvre mesozoiske avsetningene fra jura og kritt ligger hovedsakelig på hver sin side av Sentralbassenget. I tillegg ligger noen spredte avsetninger på øyene i øst sammen med lava fra kritt, etter (Harland 1997).

Gjennom tidlig og midt jura fortsatte Pangea og sprekke opp, og mange steder på jorda ble det dannet riftbassenger. Da det sørlige og sentrale Atlanterhavet sprakk opp, ble store mengder lava presset til overflaten. Dette førte til at mye CO<sub>2</sub> ble frigitt, noe som medvirket til global oppvarming. Konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i tidlig jura tredoblet seg i forhold til nivået i trias og dagens nivå. Levevilkårene endret seg drastisk, og dette førte til en ny masseutryddelse av mange livsformer. Opptil 20 % av de marine livsformene, og nesten alle de store amfibiene på land forsvant. Dette la grunnlaget for at dinosaurene kunne utvikle seg til den dominerende arten. Imidlertid så var dette en forholdsvis rolig periode i områdene nært Norge og i Nordatlanteren, og lite skilte den fra trias (Harland, 1997). Grensen er markert av en tilsynelatende kontinuerlig facies fra rhaetian til toarcian, deretter følger en kontrast mellom hovedbassenget på det sentrale Spitsbergen og den østre plattformen. Skillet går langs det kontinuerlig aktive Billefjorden lineamentet.

På grunn av kontinentoppsprekkingen og at Svalbard fortsatte vandringen mot nord, ble klimaet mere fuktig og subtropisk. På sokkelen til det norske fastlandet er jurabergartene utbredt, men på det norske fastland og på Svalbard finnes de på grunn av lite avsetning bare noen få steder (Ramberg et al., 2006). Selv om havbassengene i tidlig jura var grunne, førte innsynkninger i de gamle perm-trias riftene til at sediment-tykkelsen kom opp i fra flere hundre meter til opptil tusen meter i selve riftaksene. På Spitsbergen finnes bare noen tynne avsetninger fra midt jura, mens avsetningene på Kong Karls Land i øst viser en overgang fra sand til mer slamholdig sand. Dette henger sammen med en generell tilbaketrekking av kystlinjen uten at det kom nye framstøt av sedimenter. Denne lagrekken har ikke vært dypt begravd, og sedimentene er så løse at de kan skjæres med kniv. Hadde det ikke vært for de overliggende harde basallagene fra kritt tiden, og at øyene er islagte store deler av året, ville de for lengst vært forsvunnet. Utover i tidlig trias ble det igjen en kystutbygging ved øyene i øst, noe som medførte en avsetning av lagdelt slam og sand. Disse avsetningene kalles for Svenskøy-formasjonen, og består av kanalformer og store sedimentære strukturer dannet av tidevannsstrømmer. Disse lignet dagens tidevanns dominerte kystsone sør i Nordsjøen. Det østlige Svalbard ble etter dette fremstøtet gradvis oversvømt, og marin sand og slam ble avsatt i det som kalles Kongsøy-formasjonen. Til slutt ble hele Svalbard oversvømt og dekket av et stort grunnhav. Kalkholdig sand med fosfatknoller og grusboller ble avsatt i et 0,5-5 meter tynt lag som kalles Brentskarhaug-laget. Dannelsen av fosfatknoller med et fossilinnhold krevde rent vann over lang tid, og tyder på liten sedimenttilførsel ut i bassenget (Ramberg et al., 2006). Gjennom det meste av tidlig og midt jura var det vestlige Svalbard en grunnmarin

plattform med svært liten sedimenttilførsel, og i det kjente Festningsprofilen er tidlig og midt jura lagrekken bare 20 meter tykk. Lagrekken her ligner Brentskardhaug-laget med fosfatknoller, slamsteiner og sandsteiner, og inneholder fossiler fra tidlig og midt jura. I motsetning til lagene i øst er de vestlige lagene godt sementerte og harde, noe som skyldes at lagene her har vært dypt begravd og siden blitt hevet opp til overflaten igjen i kenozoikum (Ramberg et al., 2006).

Selv om sein jura perioden var forholdsvis kort, skjedde det store geologiske endringer som fikk betydning for Norge. En nyutvikling i riftstrukturen fra perm-trias utenfor norskekysten oppstod etter et opphold på mer enn 50 millioner år. Riftingen startet i sør og bredte seg nordover inn i Barentshavet. Tykke lag av organisk rikt slam ble avsatt over store deler av sokkelen, oppsprekningen og riftstrukturen førte til dannelse av mange anoksiske bassenger slik at det organiske materialet ikke ble oksidert. Senere ble disse lagene begravd av kilometertykke porøse sandlag som fungerer som reservoarbergarter (Harland, 1997). Oppsprekningen førte til dannelse av roterte forkastningsblokker, og sandlagene ble skråstilt. Over disse sandlagene ble det igjen avsatt tette takbergarter som holdt petroleumforekomstene på plass. Denne geologiske utviklingen ga grunnlaget for dagens oljerikdom i Norge (Ramberg et al., 2006). Det nordlige Barentshav og Svalbard var upåvirket av riftingen som skjedde i sein jura, og sein juraiske sedimenter kan i dag sees på land. Et sammenhengende grunt havområde fantes trolig i det nordlige Barentshavet og Svalbard, og det ble her avsatt organisk rike slamsteiner etter som kystlinjen stadig trakk seg vestover innover Grønland. Disse kan observeres i fjellsiden på Janusfjellet, der det i de papirlaminerte lagene er funnet fiske- og svaneøgler (Colignon & Hammer, 2012). Hele denne lagserien kalles for Agardhfjellet-formasjonen, der de nederste lagene består av gråe bioturberte slamsteiner. De øverste lagene er organisk rike svarte papirskifre der lagene ikke er ødelagt av bioturbasjon, noe som tyder på anoksiske forhold uten liv på selve havbunnen. De aller øverste lagene i jura består av mørkegråe bioturberte slamsteiner, og viser en oppover økning i sandinnhold. Disse har få rester av den opprinnelige lagningen, og kalles for Rurikfjellet-formasjonen. Bioturbasjonen viser at oksygenet og bunndyrene var kommet tilbake, og disse avsetningene fortsetter videre inn i kritt. Overgangen mellom jura og kritt gjenkjennes av et spesielt lag av gulgrønn plastisk glaukonittholdig leire. Denne ble avsatt over det meste av Svalbard, og det tynne laget som bare er noen meter tykt har fått navnet Myklegardfjellet-laget (Harland, 1997). Laget ble avsatt på en marin sokkel og inneholder noen belemitter og foraminiferer. En begynnende havbunnsspredning i Polhavet innledet



overgangen til kritt, noe som resulterte i heving og erosjon av det nordlige Svalbard og det gamle landområdet Lomonosovryggen, nærmere beskrevet under kritt nedenfor. Hevingen økte over tid, og skråstillingen mot sør førte til at kystlinjen gradvis bevegde seg sørover. Sand og slam ble vekselvis avsatt ved kystlinjen og ut i bassenget (Ramberg et al., 2006).

Det første tegnet på Svalbard til oppsprekningen mellom Grønland og Europa samt åpningen av Arktis og Nord Atlanteren, er intrusjonene av doleritt fra sen jura og gjennom tidlig kritt. Disse intrusjonene er suksessivt yngre mot øst (Dallmann, 1999 og Dallmann, 2007). Lagparallelle ganger dannet det som i dag sees som plataer, øyer og rygger. Ettersom jordskorpen sprakk opp i krittiden, ble et riftsystem med havbunnsspredning dannet helt fra den nordlige til den sørlige halvkulen. Åpningen av Sør-Atlanteren startet i tidlig kritt der Sør-Amerika og det sørlige Afrika skilte lag. Denne åpningen nådde ikke Europa og Nord-Amerika før i slutten av kritt, og ble avsluttet i tidlig kenozoikum med åpningen av de nordligste områdene, Norskehavet og Nordishavet. Klimaet i kritt var vått og varmt, og aldri hverken før eller siden har havnivået stått så høyt. Dette skyldes en kombinasjon av den raske havbunnsspredningen, mye vulkanisme, kontinentenes jevne fordeling og lave relieff, høyere CO<sub>2</sub> nivå, store områder med grunt hav og mangel av dype havstrømmer (Harland, 1997 og Ramberg et al., 2006). Polområdene var isfrie og temperaturen var anslagsvis 10 °C høyere enn i dag. Mangelen på havstrømmer førte til liten utveksling av vannmassene vertikalt i vannsøylen, og dermed oksygenunderskudd i store deler av dyphavene. I vår del av verden fantes det to store verdenshav, det sørlige varme og tropiske Tethyshavet med et høyt saltinnhold, og det nordlige tempererte Borealhavet med normalt saltinnhold. Beregninger viser at havnivået stod opptil 350 meter høyere enn i dag (Harland, 1997). NGU (2012) anslår at havnivået stod 170 meter høyere, mens MacLeod (2013) anslår 250 m. Dette medførte at halvparten av kontinentenes samlede overflate stod under vann. Periodevise dramatiske oppblomstringer av mikroorganismer førte at oksygenet ble brukt opp, og dermed til anoksiske forhold og påfølgende massedød (Ramberg et al., 2006).

Det meste av lagrekken fra tidlig kritt kan studeres på land på Svalbard, mens videre østover blir disse mindre representativ. På Svalbard finnes de hovedsakelig på Spitsbergen sør for Isfjorden, samt på Kong Karls Land i øst. I grunnhavet ble mørkt marint slam avsatt, og etter hvert noe sand som et resultat av at kystlinjen bygde seg ut fra nord mot sør. Denne utbyggingen skyldes heving av det nordlige Svalbard (Harland, 1997). Bioturbasjon viser oksygenrike bunnforhold, og lagene utgjør den øverste delen av Rurikfjellet-formasjonen. Det eurasiske bassenget i Nordishavet åpnet seg i tidlig kritt ved rifting og havbunnsspredning.

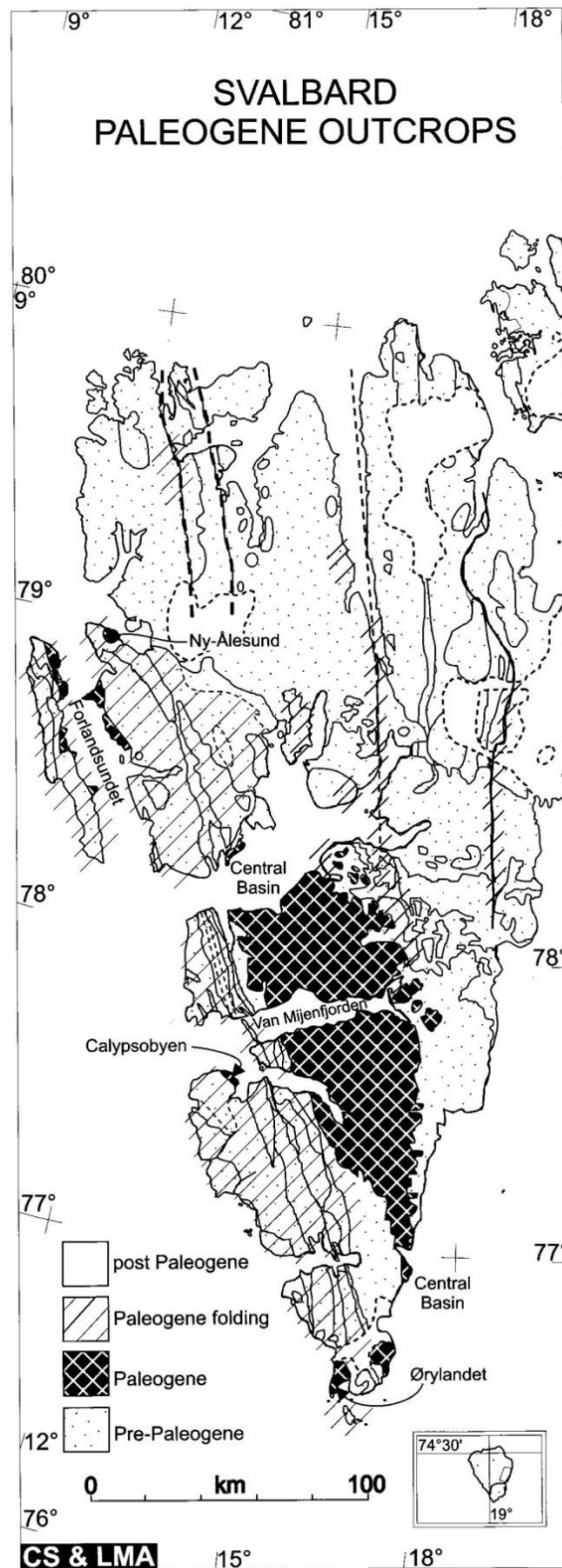
Dette førte til en heving og skråstilling av bassengflanken langs den nordvestlige delen av Barentshavplattformen. Mellom Franz Josef Land, Svalbard og Ellesmere Island i Canada strømmet lava ut, og noen av disse lavastrømmene finnes i dag igjen på Kong Karls Land. På grunn av erosjon bygde en kystslette seg ut foran de hevede områdene, og de sandige lagene i Rurikfjellet-formasjonen ble avsatt i en tidlig fase i grunnhavet foran kystutbyggingen (Ramberg et al., 2006). Dette deltasystemet ble delvis omarbeidet av stormer. Denne utbyggingen ble sterkt motvirket av den globale havnivåstigningen, og presset dermed kystlinjen tilbake og over de eroderte områdene med en nordvestlig transgresjon. Kullholdige slamlag i veksling med sandlag ble avsatt i kystsonen og på kystslettene under denne tilbaketrekkingen, og disse utgjør i dag Helvetiafjellet-formasjonen som er begrenset til Spitsbergen (Harland, 1997). Den nederste sandsteinsenheten, Festningen-leddet, ble dannet da sedimenter fra elvemunningen ble omarbeidet og sortert, og deretter lagt igjen som et teppe av sand og slamsteiner da kystlinjen beveget seg nordover. I sen tidlig kritt går disse over til grunn sokkel sedimenter igjen. Kilden til disse sedimentene var hovedsakelig i vest, senere også i nord (Dallmann, 2007). Den øvre delen kalles Glitrefjellet-leddet, og har mere leirholdige innelagrete lag.

I sandsteinen på Øst-Spitsbergen førte innblanding av vulkanske sedimenter til en fargeendring fra hvite og lyse i bunn til en mere skittengrå grønnfarge mot toppen. Disse vulkanene befant seg nord og øst på Franz Josef Land og Kong Karls Land. I tillegg strømmet lagerganger ut på Edgeøya, på Barentsøya og på de sentrale og østlige deler av Spitsbergen. Etter at Svalbard ble dekket av et grunnhav, ble det fra sein aptian og gjennom albian avsatt tykke lag av sand og slam. Disse inneholder strukturer som viser sterke stormer og tidvis opprørt hav. Tykke sandsteinsenheter avsatt i relativt grunt vann veksler med slamsteiner avsatt på dypere vann, og disse lagene utgjør Carolinefjellet-formasjonen. Rytmske variasjoner forekommer også innad i de tykke sandsteinsenhetene, og vitner om mindre variasjoner i havnivå og sedimenttilførsel (Ramberg et al., 2006). På grunn av hevingen i nord, varierer den totale krittlagrekken fra mere enn 1000 meter i sør til rundt 300 meter i nord. I seinkritt ble hele Svalbard fastland, og på grunn av den påfølgende erosjonen er ikke seinkritt bevart på Svalbard. Den høyeste oppløftingen skjedde i nordvest. Toppene av Carolinefjellet-formasjonen er alltid markert av inkonformiteten som ligger over basal konglomeratet til den paleocene Firkanten-formasjonen (Harland, 1997).

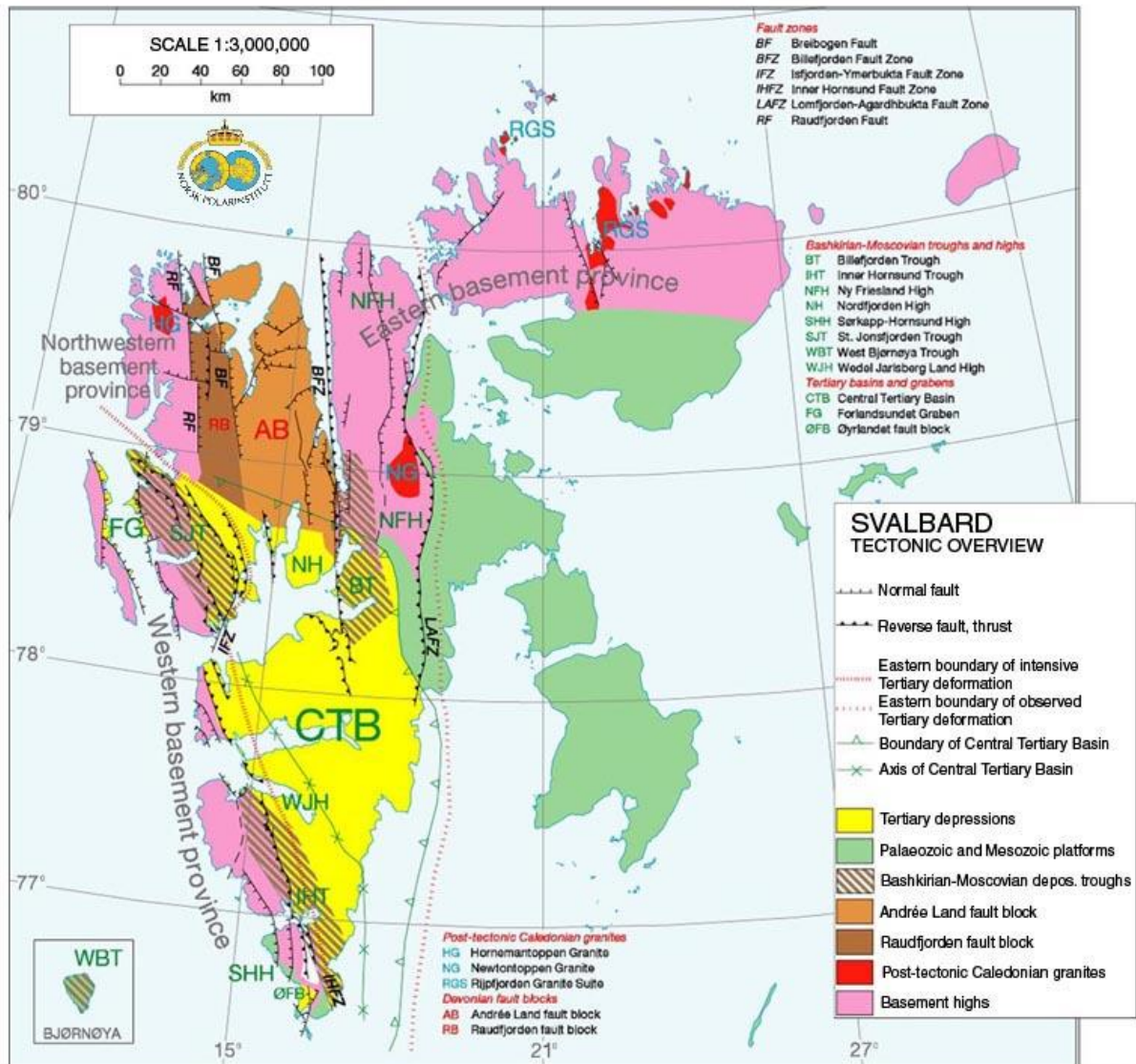
Kritt endte med en ny masseutslettelse der 65 % av artsmangfoldet, deriblant også dinosaurene, forsvant. Havene fikk den verste påvirkningen der alle tropiske og subtropiske

planktoniske foraminiferer døde ut. Dermed ble jordas primærproduksjon kraftig redusert. Årsaken til dette var høyst sannsynlig et sammenfall av flere katastrofale hendelser over noen få hundretusener av år. Kraftig vulkanisme i Nord India formet de såkalte "Deccan Traps", og kolossale mengder med aske og CO<sub>2</sub> slapp ut i atmosfæren. Dette førte til store klimaendringer i løpet av kort tid. På grunn av asken ble atmosfæren først nedkjølt, deretter førte CO<sub>2</sub> utslippene til en forhøyet temperatur. Noen forskere mener at et asteroidenedslag på Yucatán-halvøya utenfor Mellom-Amerika avsluttet perioden, mens andre mener at dette nedslaget skjedde før den store vulkanismen, og dermed ikke hadde så stor innvirkning på klimaet. Det letes derfor nå etter et enda større krater som kan forklare det forhøyede nivået av CO<sub>2</sub> og iridium (Ramberg et al., 2006). Mot slutten av kritt gikk platetektonikken generelt saktere, noe som førte til at havnivået sank mens relieffet steg. Erosjonen økte, og store mengder klastisk materialet ble fraktet ut på sokkelen. Kalkavsetningene som hadde preget krittiden var dermed definitivt forbi.

## Kenozoikum - paleogen

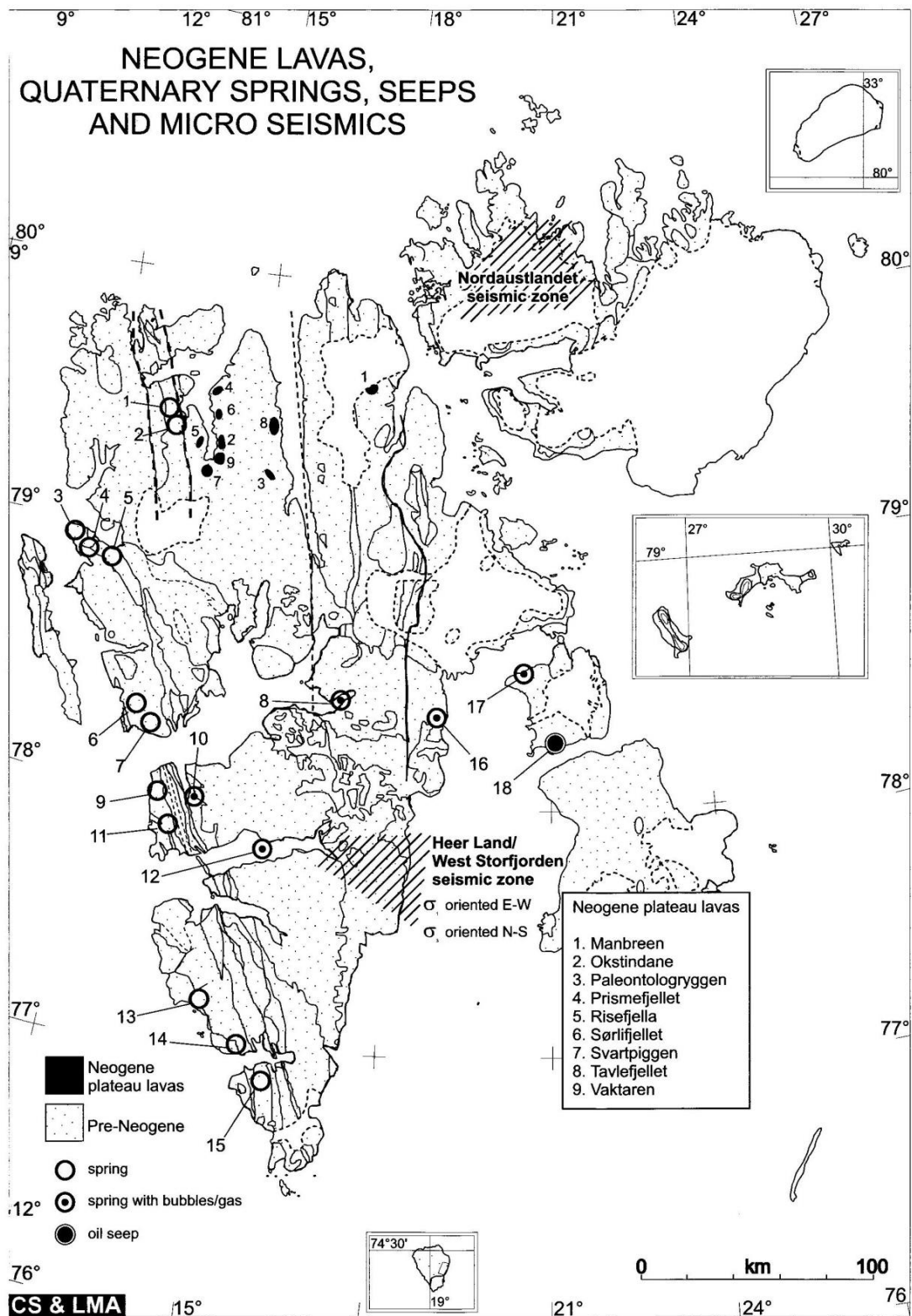


Figur 69: Avsetningene fra paleogen ligger konsentrert i det Sentrale Tertiærbassenget (CTB) i sør på sentral Spitsbergen. I noen få mindre bassenger langs vestkysten, fra Ny Ålesund i nord til Sørkapp i sør, er det også bevart avsetninger fra paleogen. Skrå skraverte områder viser deformerte bergarter i folde- og skyvebeltet i vest og langs de store forkastningssonene i øst, etter (Harland 1997).



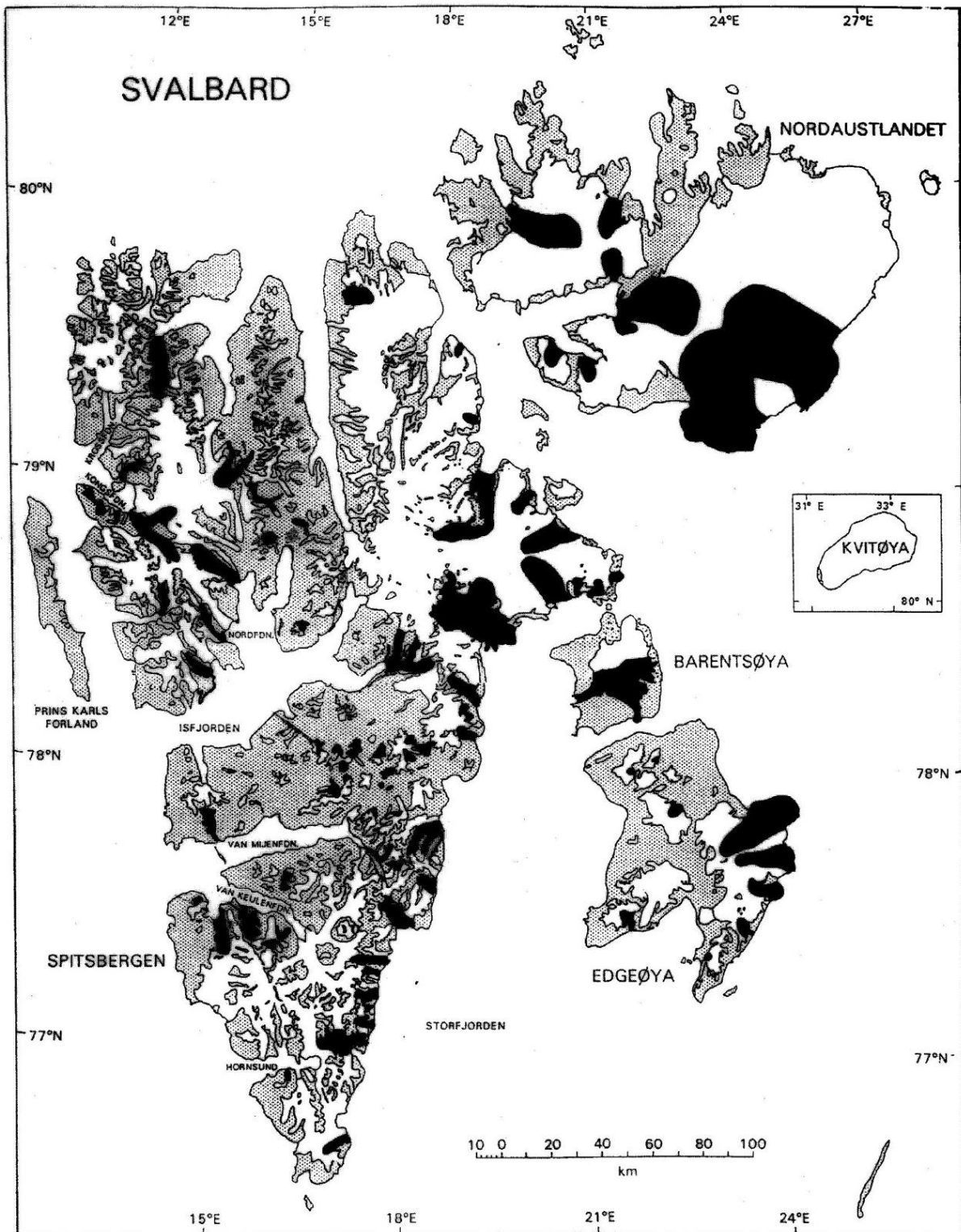
Figur 70: Tektonisk kart over Svalbard. Av kartet kommer de tre terrengene (her kalt provinser) tydelig frem, etter (Norsk Polarinstittutt 2012).

## Neogen og Kvartær



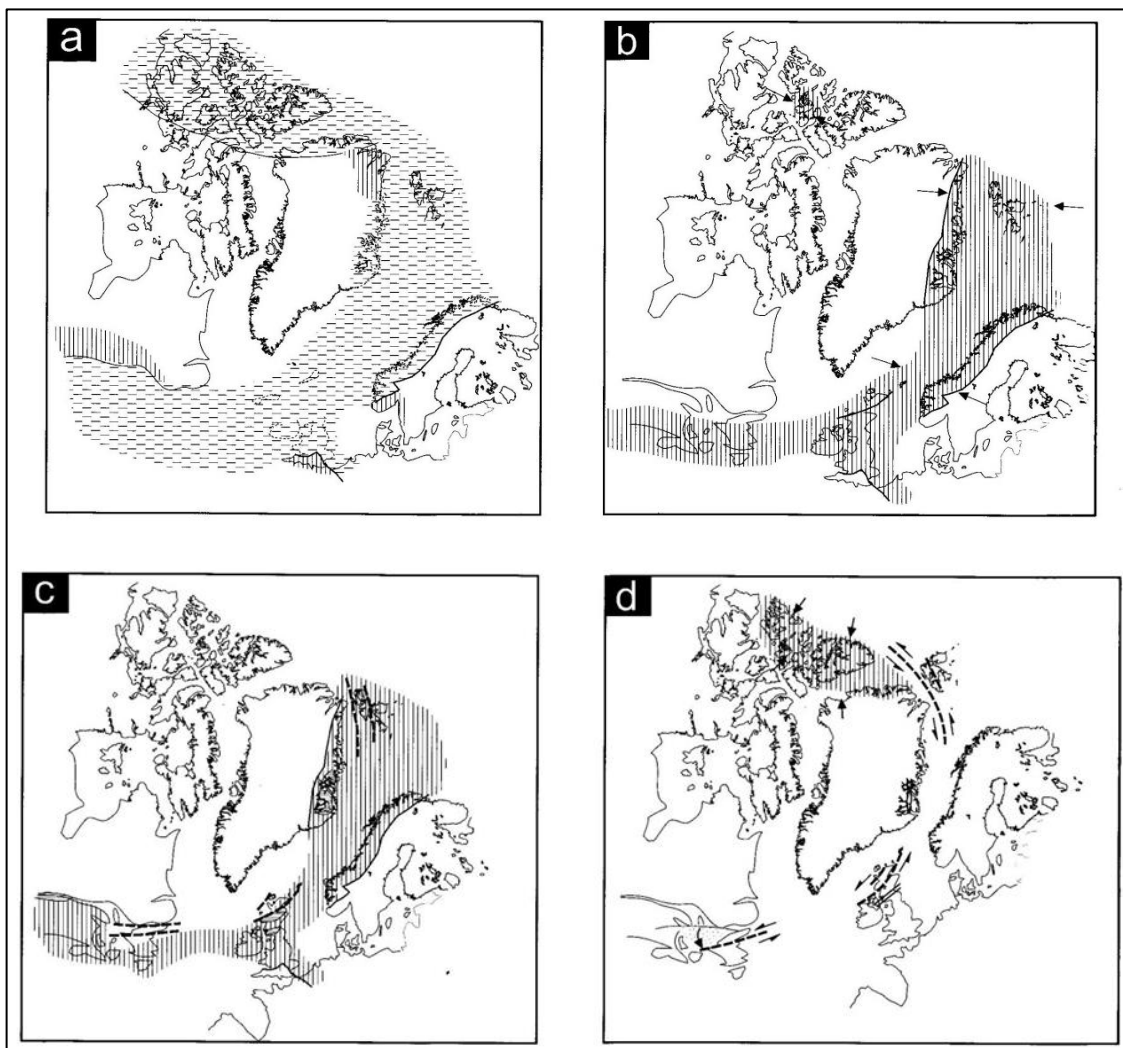
Figur 71: Platå lavaer fra neogen er bevart noen spredte steder, hovedsakelig i nord. Varme kilder (markert med en rund sirkel) ligger som et belte langs vestkysten, mens gass og olje (rund sirkel med prikk inni) siver ut langs det samme belte som trias og jurabergartene fulgte tvers over det sentrale Spitsbergen. Olje siver ut av bakken på Barentsøya (markert med svart sirkel), etter (Harland 1997).

## Dagens breutbredelse



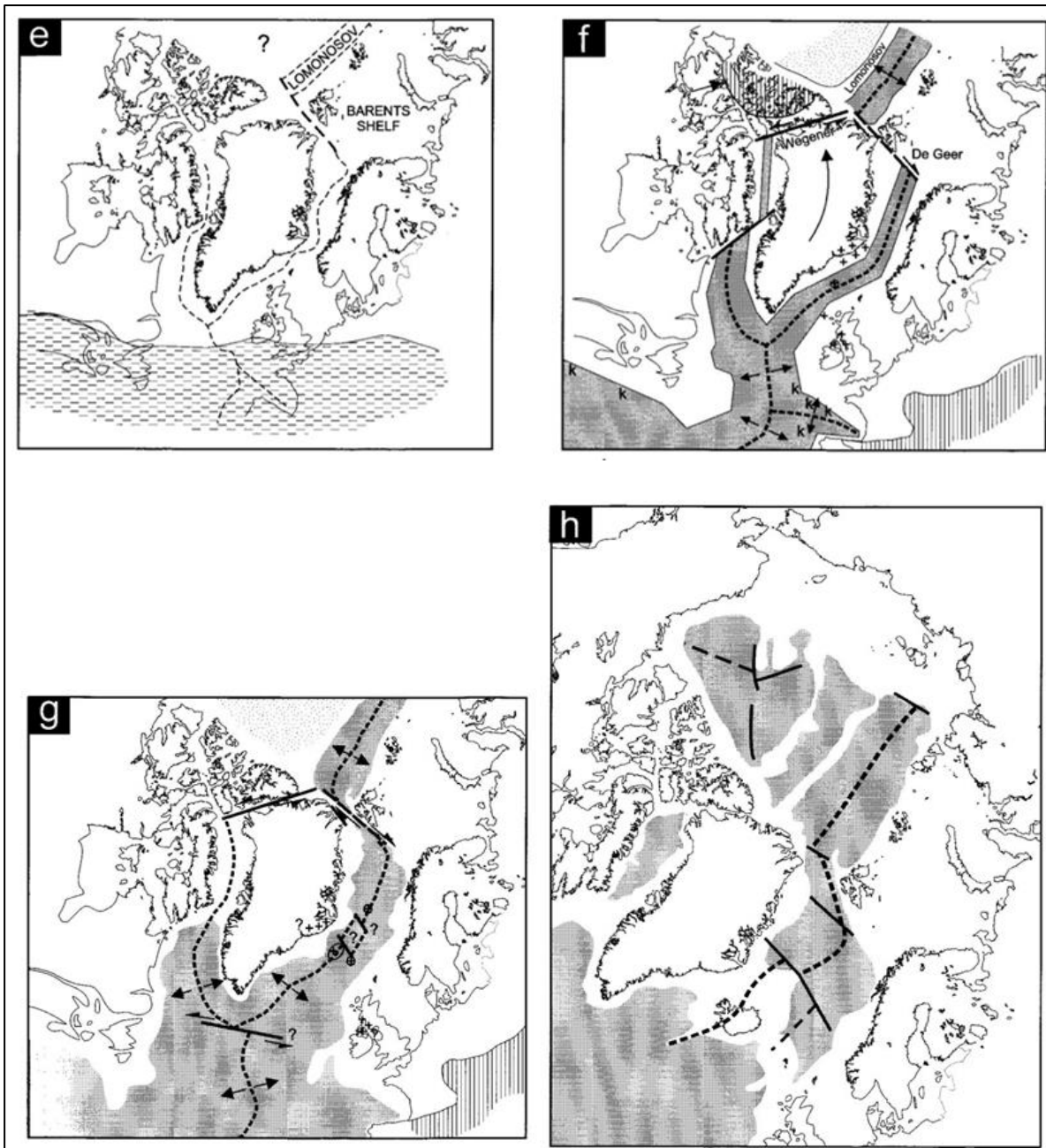
Figur 72: Dagens breutbredelse vises i svart og hvitt, hvorav de svarte er surgende breer og de hvite er mere stabile. Surgende breer ender som oftest i havet der de lettere kan skli ut. Disse breene fører til kraftig erosjon under fremstøtet, etter (Harland 1997).

## Kort oppsummering av Svalbards geologiske utvikling 500 Ma - idag



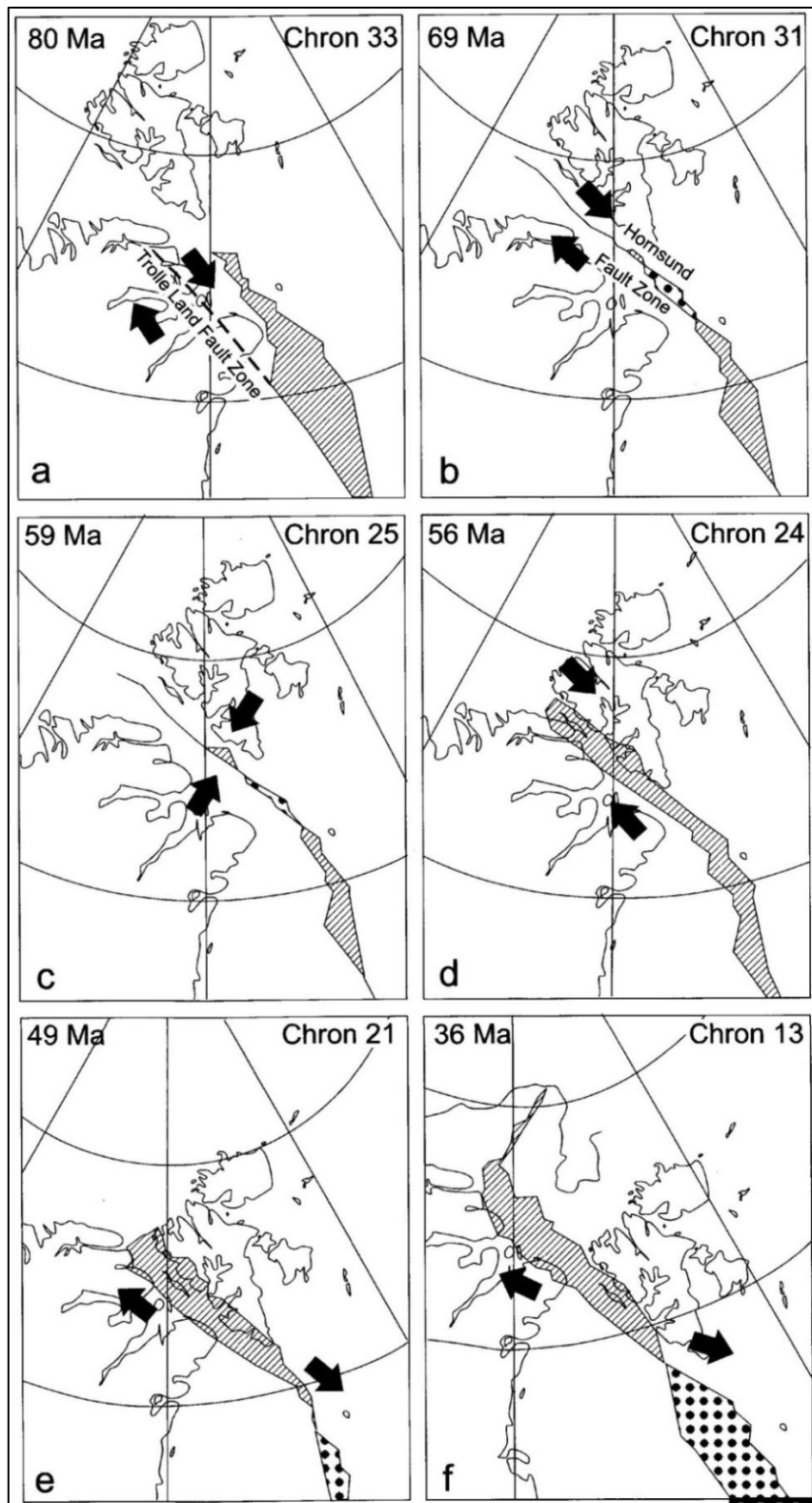
Figur 73: Svalbards geologiske utvikling 500 – 350 Ma. Figur a) viser perioden kambrium og tidlig ordovicium (500-470 Ma) og hadde trolig eksistert slik i flere hundre millioner år. De skraverte områdene inneholder opptil 20 km tykke sedimenter, og er vanligvis kjent som den kaledonske geosynklinalen. Loddrette streker representerer fjellkjeder, og blanke områder kontinentale områder. Figur b) viser sen ordovicium til silur (470-400 Ma) og de kaledonske bevegelsene som deformerer de sedimentære og vulkanske bergartene i geosynklinalen. Loddrette streker viser den Kaledonske fjellkjeden. c) Viser situasjonen i midtre devon (ca. 360 Ma). I nord var kompresjonen avsluttet, men noe plutonisme fortsatte. Oppløftet resulterte i erosjon og avsetning av "Old Red Sandstone" i traue mellom opphøyde fjell (loddrette streker). Disse er relatert til forkastningssoner der det senere oppstod sidelengse bevegelser. Figur d) viser situasjonen i sein devon og tidlig karbon (ca. 350 Ma). Over en periode som ikke er helt kartlagt, foregikk en serie med parallelle, sinistrale og horisontale forkastningsbevegelser. Disse er kartlagt over store områder, helt fra Newfoundland i sørvest gjennom Skottland og opp til Svalbard i nordøst. Dette resulterte i at det østre Newfoundland, Europa og Svalbard beveget seg nordover i forhold til Amerika og Grønland. Samtidig skjedde det en rotasjon av landområdene. I forbindelse med strike-slip bevegelsene oppstod også en mindre kompresjon, kjent som den Svalbardianske foldingen. De vertikale strekene viser Inuit fjellkjeden som ble dannet i sein devon eller tidlig karbon, etter (Harland 1997).





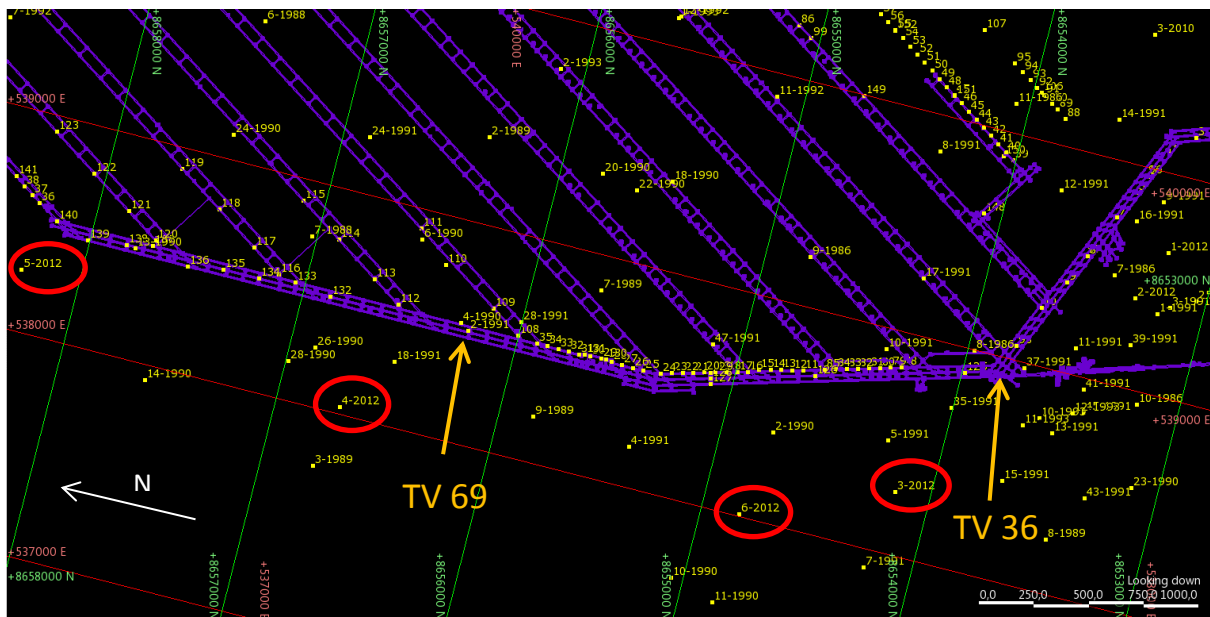
Figur 74: Svalbards geologiske utvikling 210 Ma og frem til i dag. Den sideveise forskyvningen fremstilt i d) ovenfor, resulterte i situasjonen vist i figur e) i midtre karbon (ca. 325 Ma). Gjennom paleozoikum og mesozoikum var forholdene i dagens Arktis forholdsvis stabile med avsetning av sedimentære bergarter på Barentssokkelen, tidvis avbrutt av oppløft og erosjon, spesielt mot slutten av krittiden. Det skraverte området viser kompresjonen som skjedde gjennom sein karbon og perm. Figur f) viser situasjonen i tidlig paleogen (ca. 50 Ma). Figur g) viser situasjonen i øvre paleogen (30-25 Ma). Spredningen av kontinentene og dannelsen av ny havbunn fortsatte gjennom hele paleogen og neogen. Den Britiske-Arktiske vulkanske aktiviteten fortsatte også gjennom perioden, noe som førte til dannelsen av Island, Færøyene og Jan Mayen. Figur h) viser dagens situasjon med plassering av kontinenter og hav. Det Nord-Canadiske arktiske bassenget er eldst, mens det Nordeuropeiske bassenget og Atlanterhav-bassenget er fra sein mesozoikum og kenozoikum. Korte stiplede linjer indikerer dagens spredningsrygger der den vulkanske aktiviteten foregår, etter (Harland 1997).

## Svalbards geografiske forflytning i forhold til Grønland siden kritt



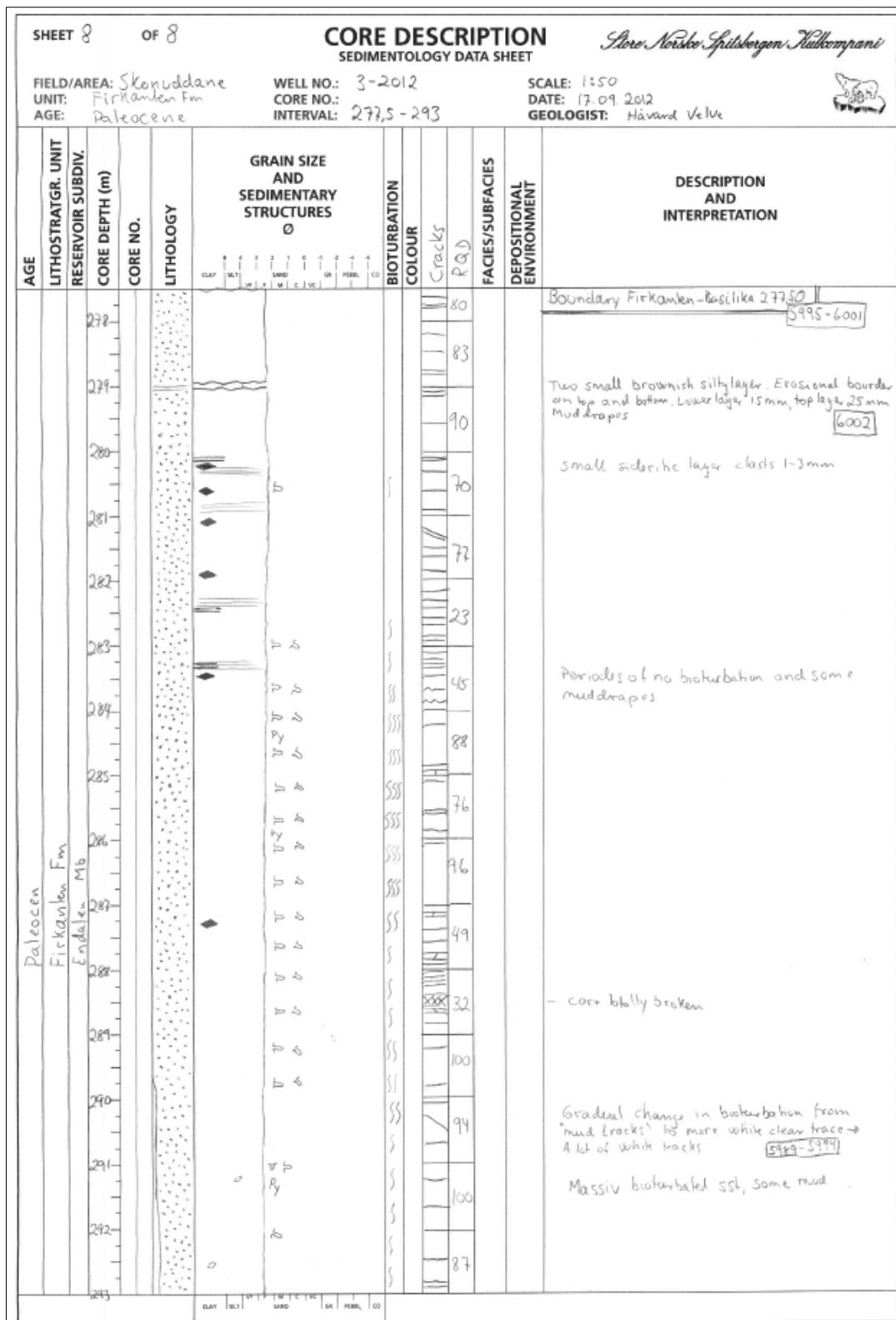
Figur 75: Figuren viser Svalbards forflytning relativt til Grønland langs Hornsund Fracture Zone (også kalt De Geer sonen) fra sein kritt til oligocen 80-36 Ma. Diagonal skygge viser overlapping og fjellkjedekollisjon, mens mørke prikker viser åpning av grabener. Pilene viser den dekstrale bevegelsen til de forskjellige landmassene. Ved kron 25 var den kompressive bevegelsen størst, etter (Harland, 1997).

## 9.4 Kjernelogger Borhullsplasseringer

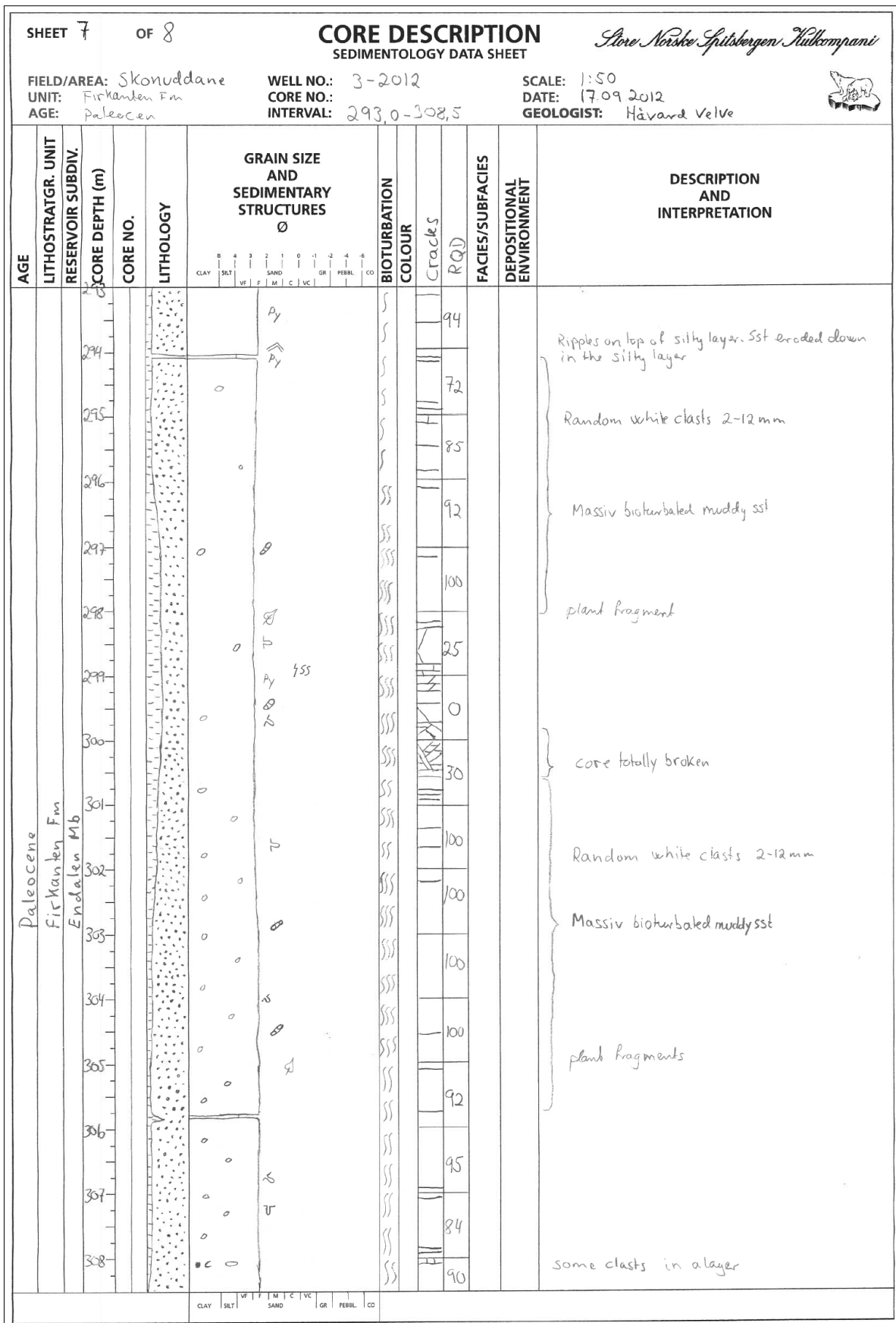


Figur 76: Gruvekart over Svea Nord i blått, og borehullsplassering i gult. Enkle tall 1-151 viser hvor de forskjellige slissprøvene ble tatt. Stedene hvor de to prøvene til tynnslipene og XRD-analysen er markert i oransje. Ellipsene i rødt viser borehullsplasseringen til de loggede kjernene som er vist nedenfor. Målestokk nede til høyre billedkant.

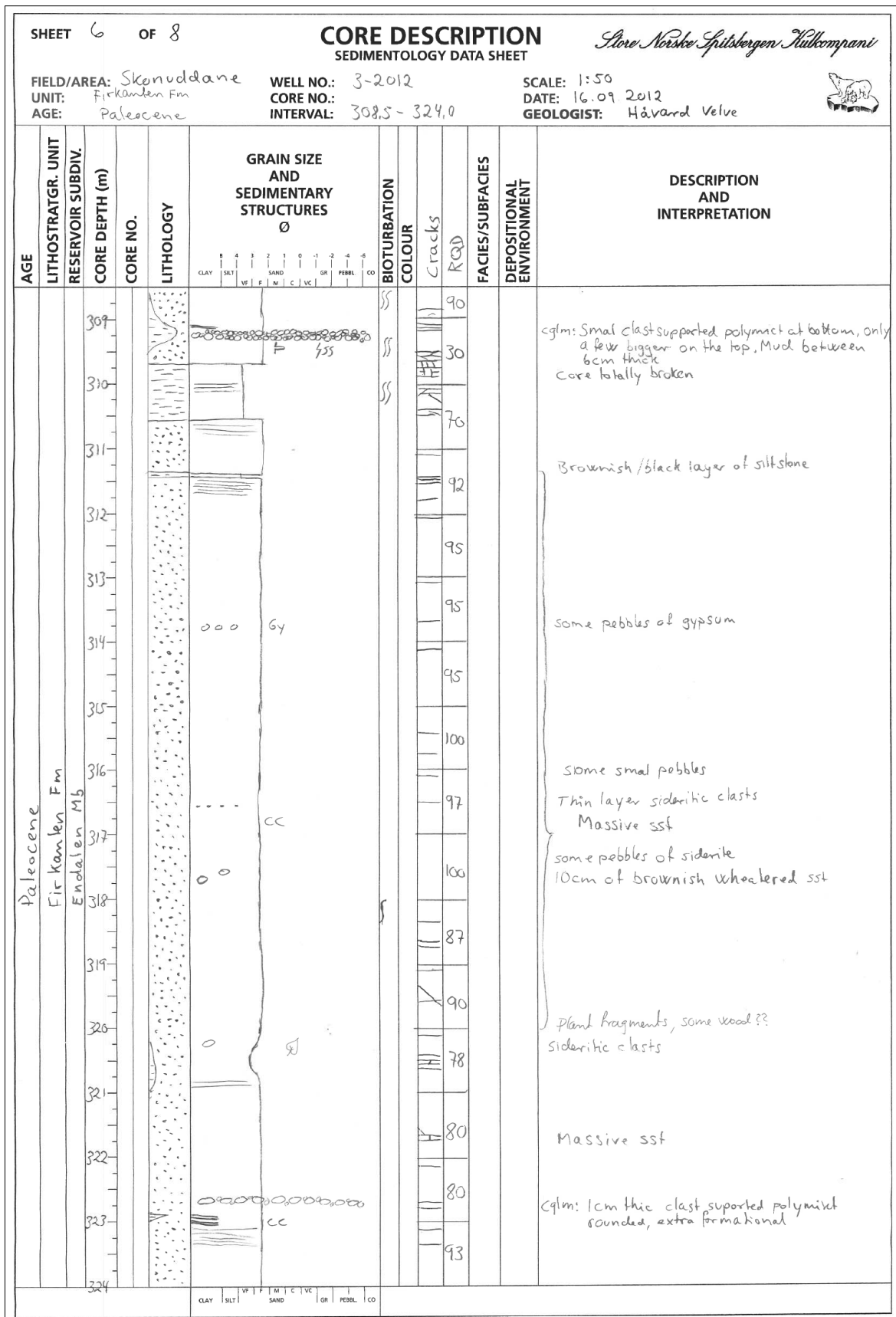
# Kjerne 3-2012



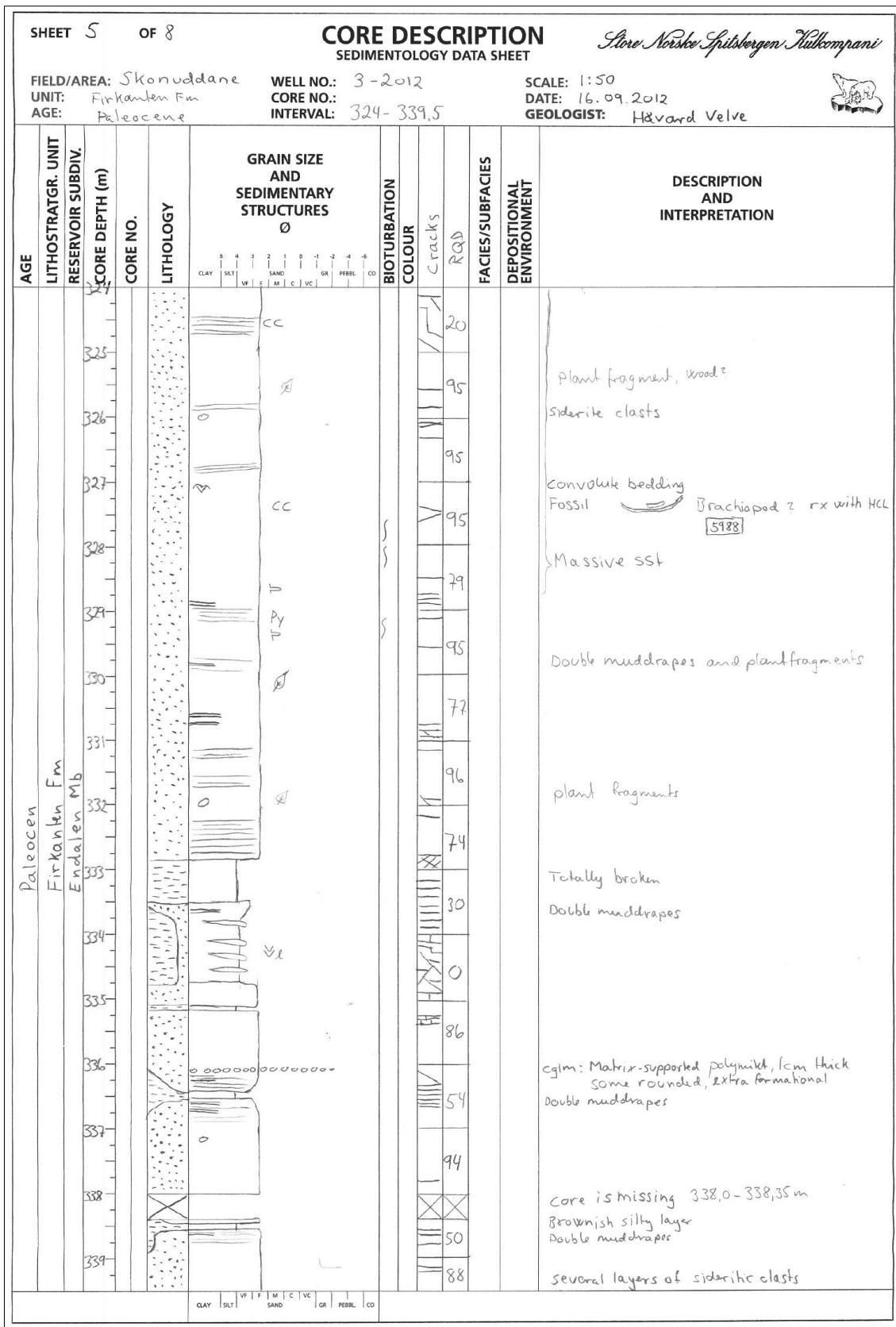
Figur 77: Loggen viser intervallet 277,5 m til 293 m der grensen mellom Firkanten-formasjonen og Basilika-formasjonen ligger ved 277,5 m. Den øverste delen av Endalen-leddet viser en massiv sandstein som stedvis er kraftig bioturbert. Se 4.1.1 for nærmere beskrivelse av kjernen.



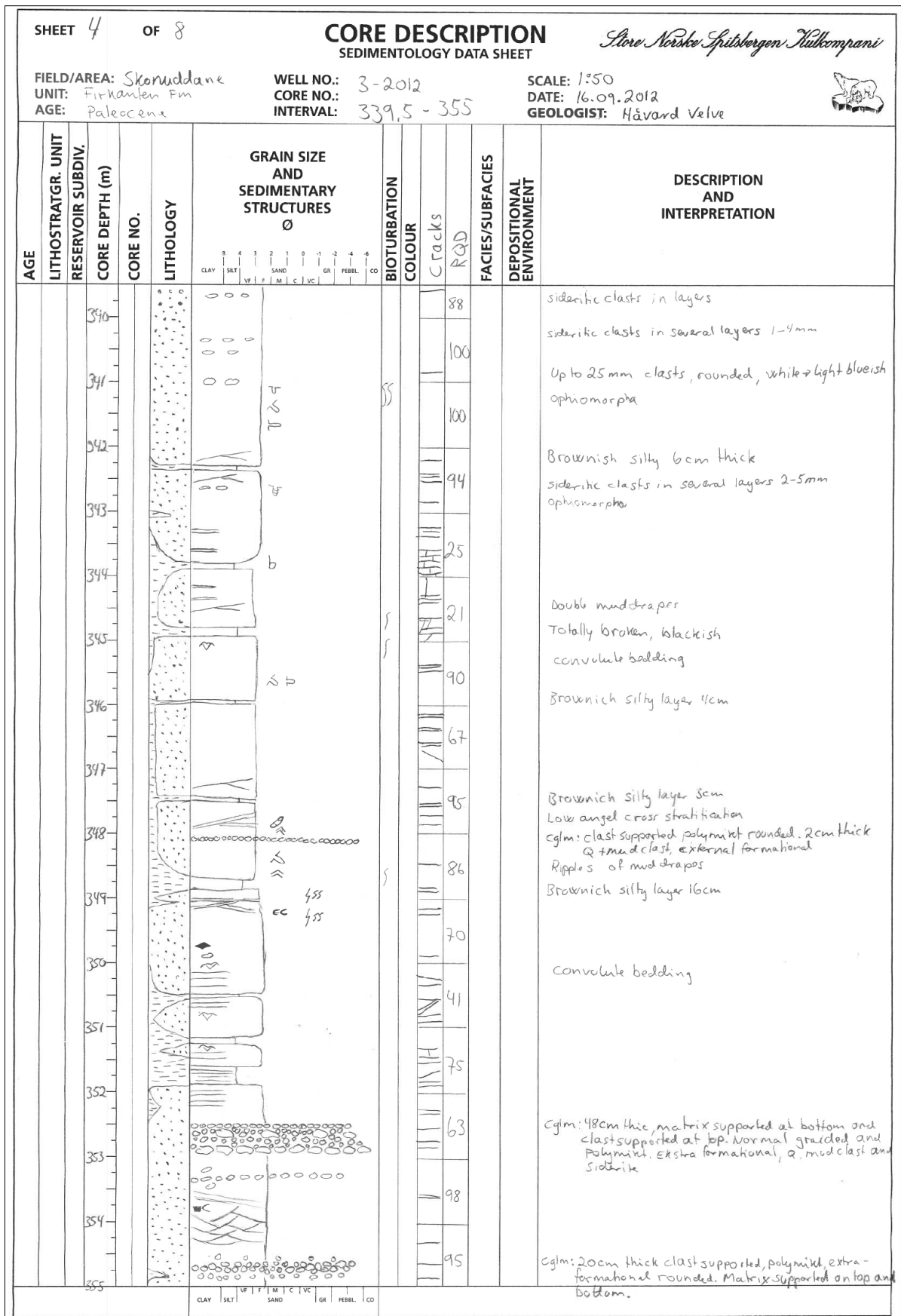
Figur 78: Loggen viser intervallet 293,0 m til 308,5 m. Sandsteinen viser kraftig bioturbasjon, mange klaster og noe kull og plantefragmenter.



Figur 79: Loggen viser intervallet 308,5 m til 324 m der den massive sandsteinen er typisk for Endalen-leddet. Intervallet mellom 308,5 m og 324,0 m viser ingen bioturbasjon og to tynne konglomeratlag.

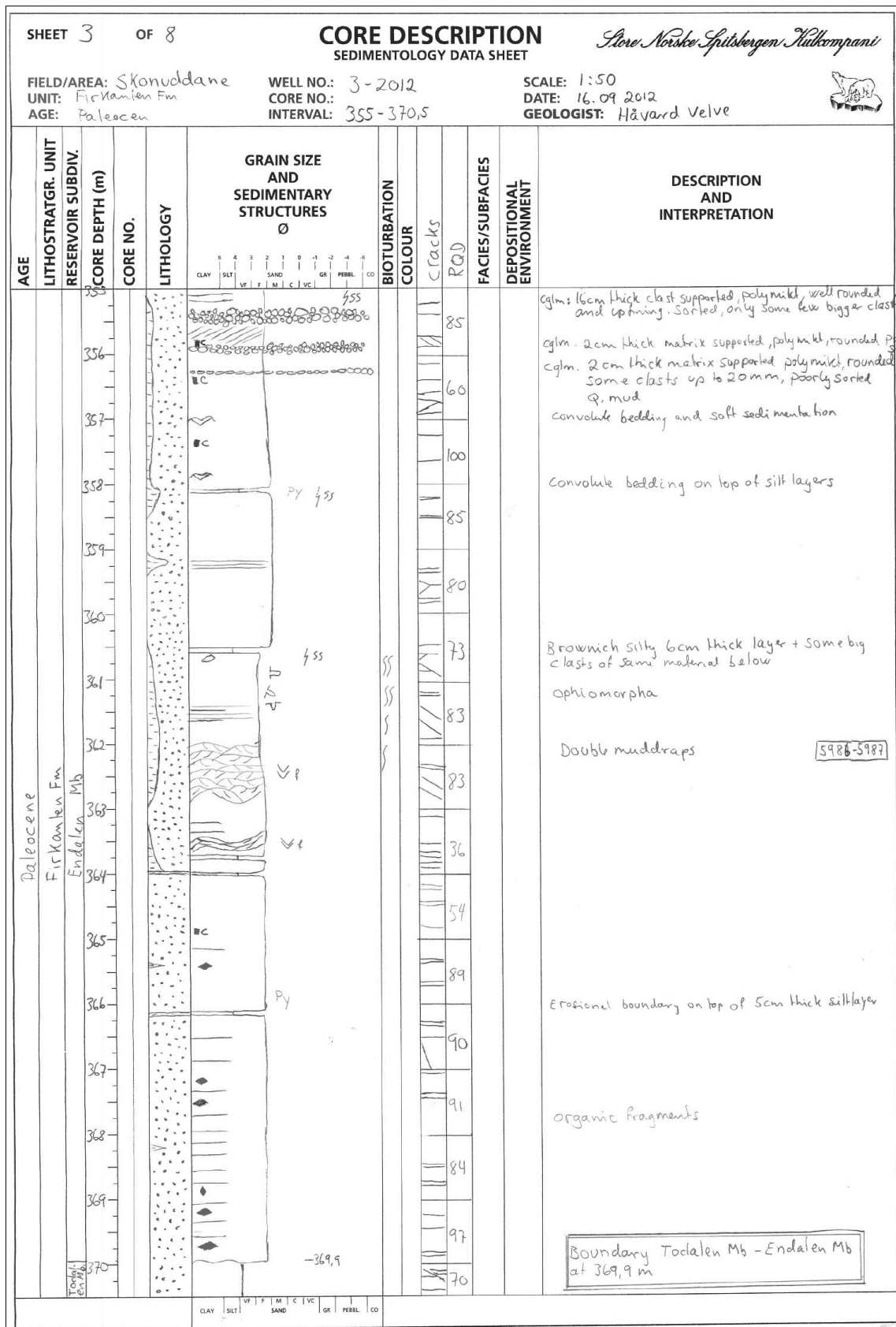


Figur 80: loggen viser intervallet 324 til 339,5 m. Den øverste delen av loggen viser den massive sandsteinen som lengre nede går over i vekslende silt- og sandsteiner. Plantefragmenter opptrer stedvis og viser at terrestrisk materiale ble fraktet ut i bassenget. Kjernetap i intervallet 338 m til 338,35 m.

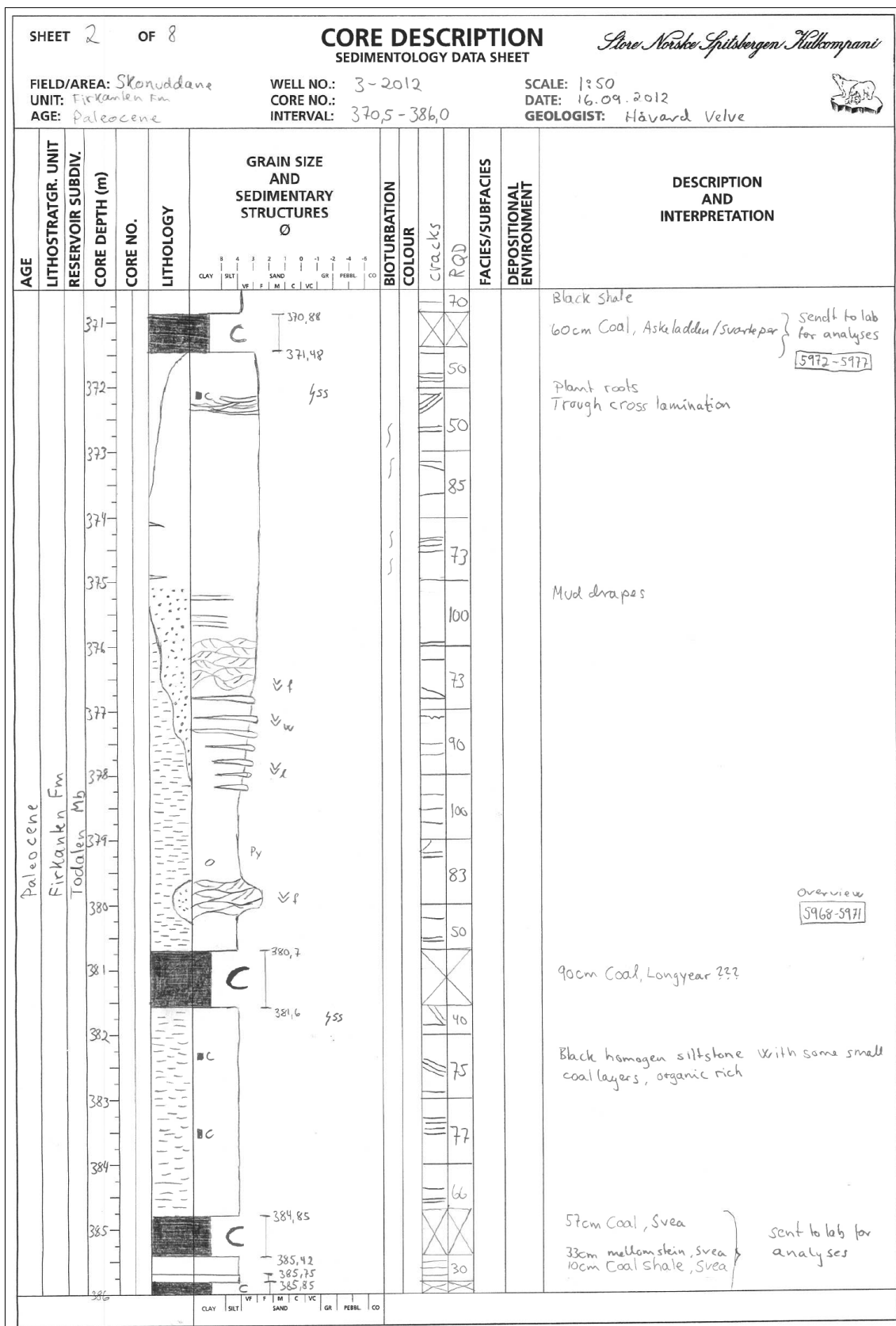


Figur 81: loggen viser intervallet 339,5 m til 355 m. Vekslende sandsteiner og små tynne siltsteinslag øverst, mens det lengre ned ligger flere konglomeratlag.

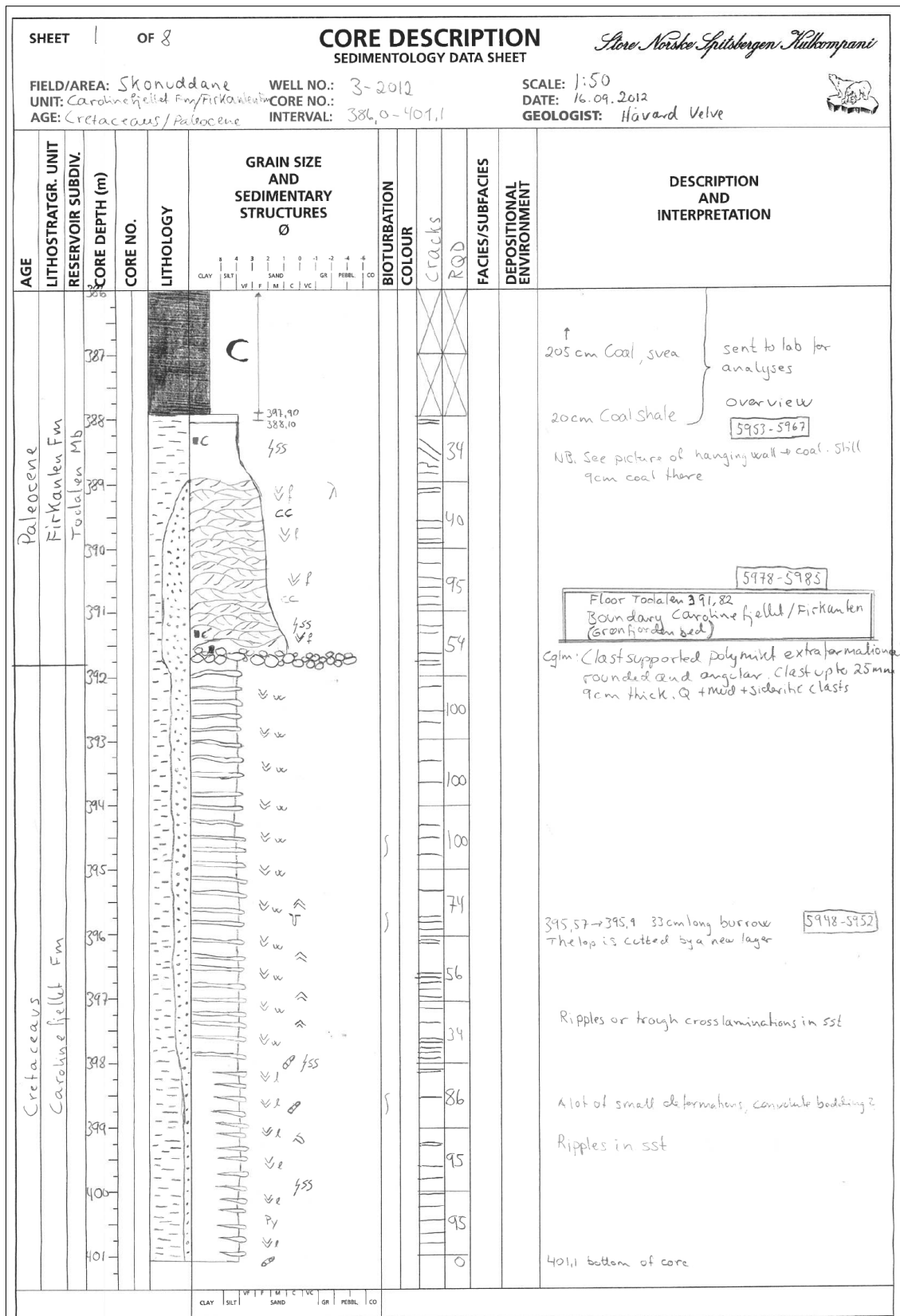




Figur 82: Loggen viser intervallet 355 m til 370,5 m. Konglomeratlagene fortsetter øverst, men går over i en mere massiv sandstein nederst i Endalen-leddet. Grensen mot Todalen-leddet ligger på 369,9 m, der sandsteinen i Endalen-leddet har erodert seg ned i siltsteinen.

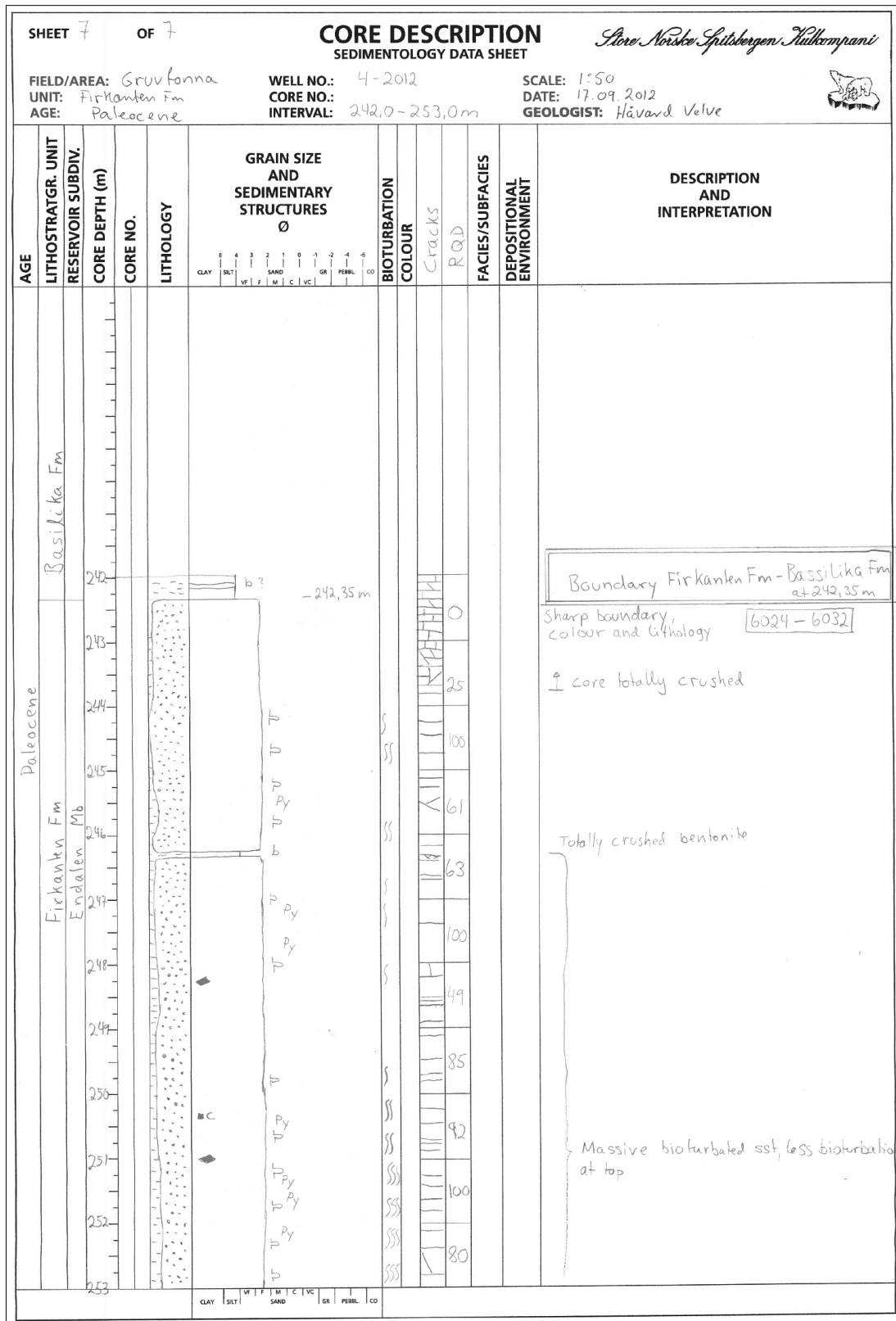


Figur 83: Loggen viser intervallet 370,5 m til 386 m. Øverst i Todalen-leddet ligger et 60 cm tykk kull-lag, muligens fra Askeladden eller Svarteper fløtsen. Mellom 380,7 m og 381,6 m ligger et 90 cm tykk kull-lag, trolig fra Longyearfløtsen. Øvre Sveafløtsen ligger i intervallet 384,85 m til 385,42 m. Under kullet ligger 43 cm med mellomstein før nedre Sveafløtsen.

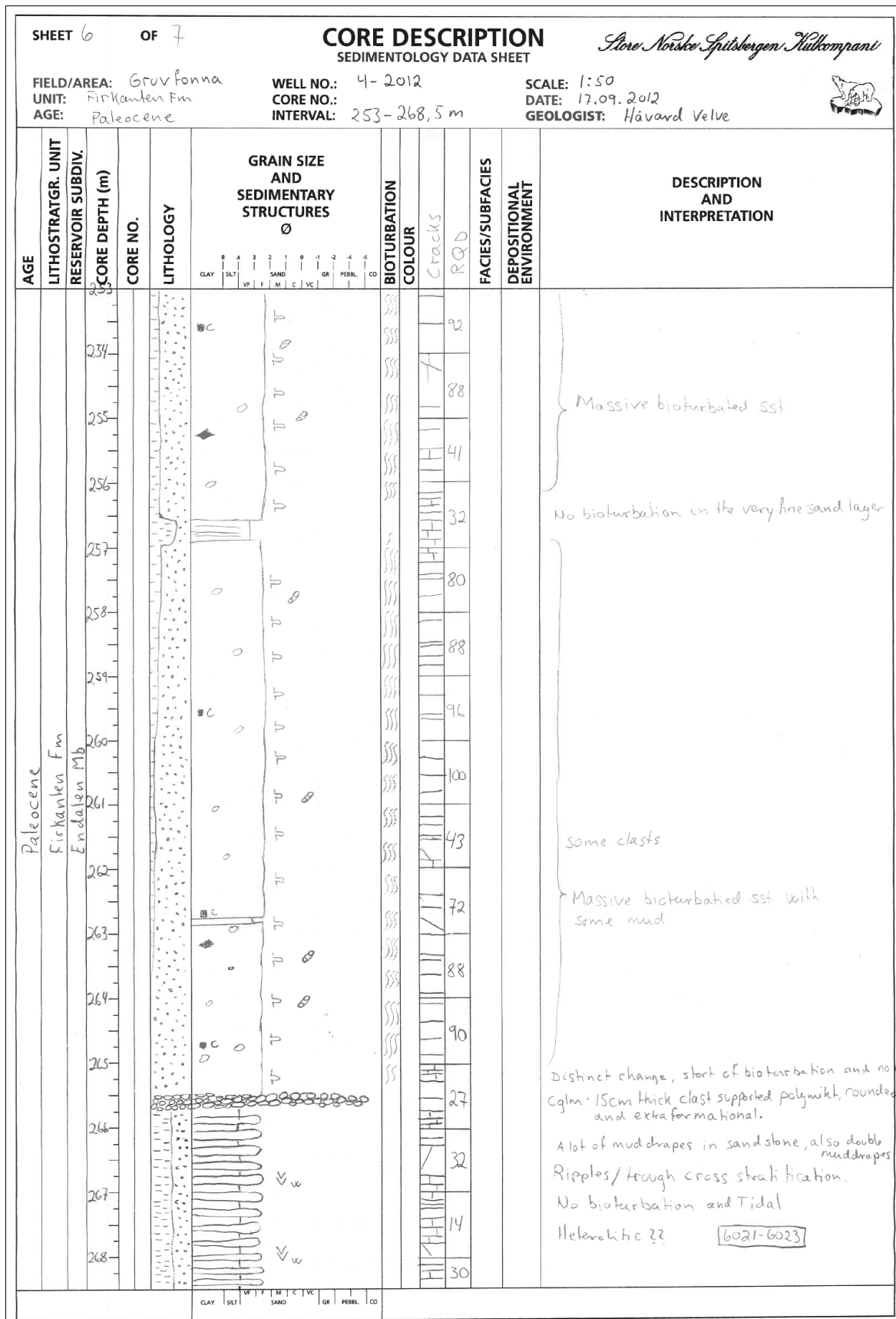


Figur 84: Loggen viser intervallet 386 m til bunnen av kjernen ved 401,1 m. Nedre Sveafløtsen opptrer i en tykkelse av 2,05 m, under denne ligger en kullskifer før sandsteinen igjen overtar. Grensen mellom paleocen og kritt ligger ved 391,82 m. Grensen er markert ved at det ligger et konglomeratlag, Grønfjorden-laget. Øverste delen av kritt viser bølget lagning som nedover går over i linselagning.

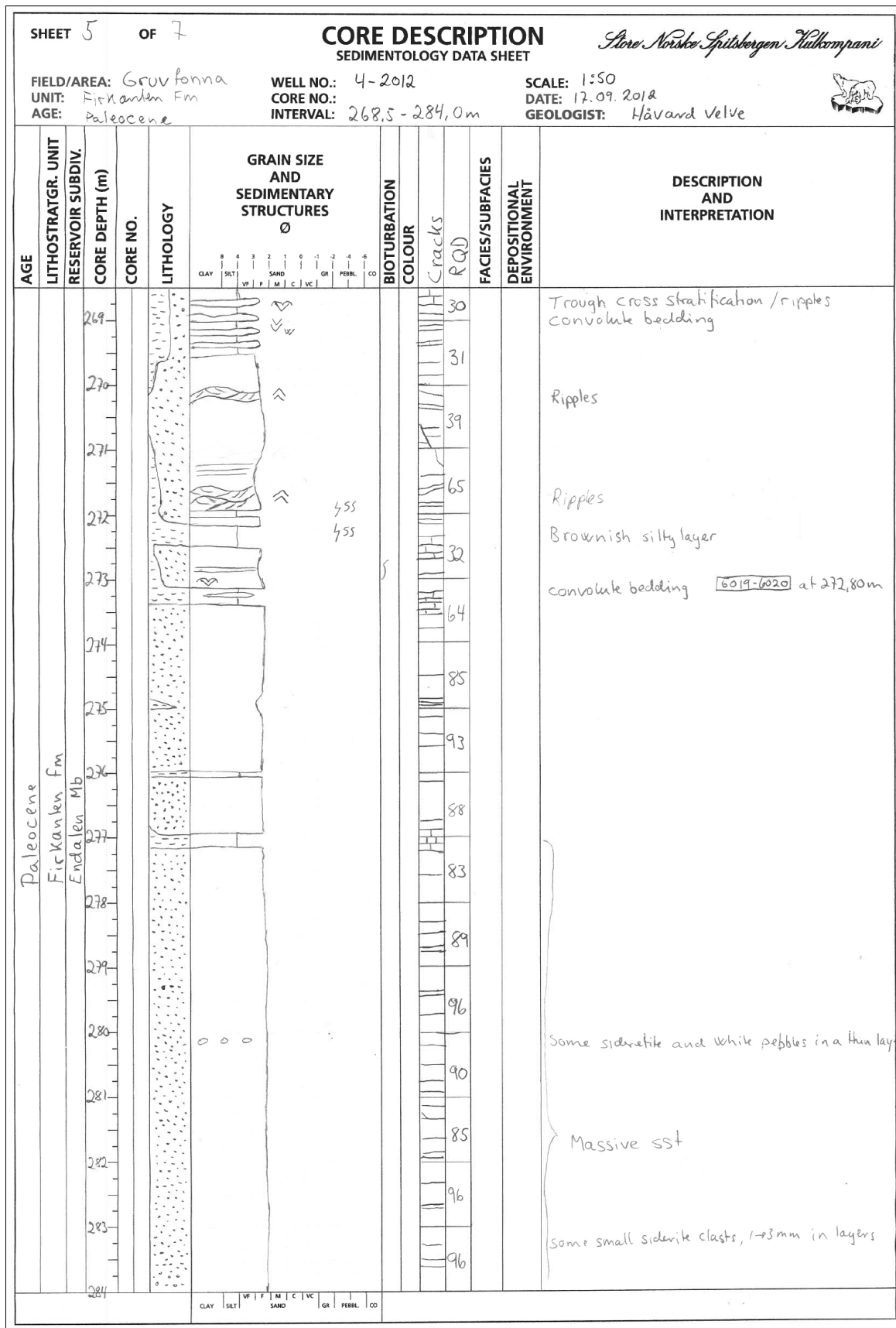
# Kjerne 4-2012



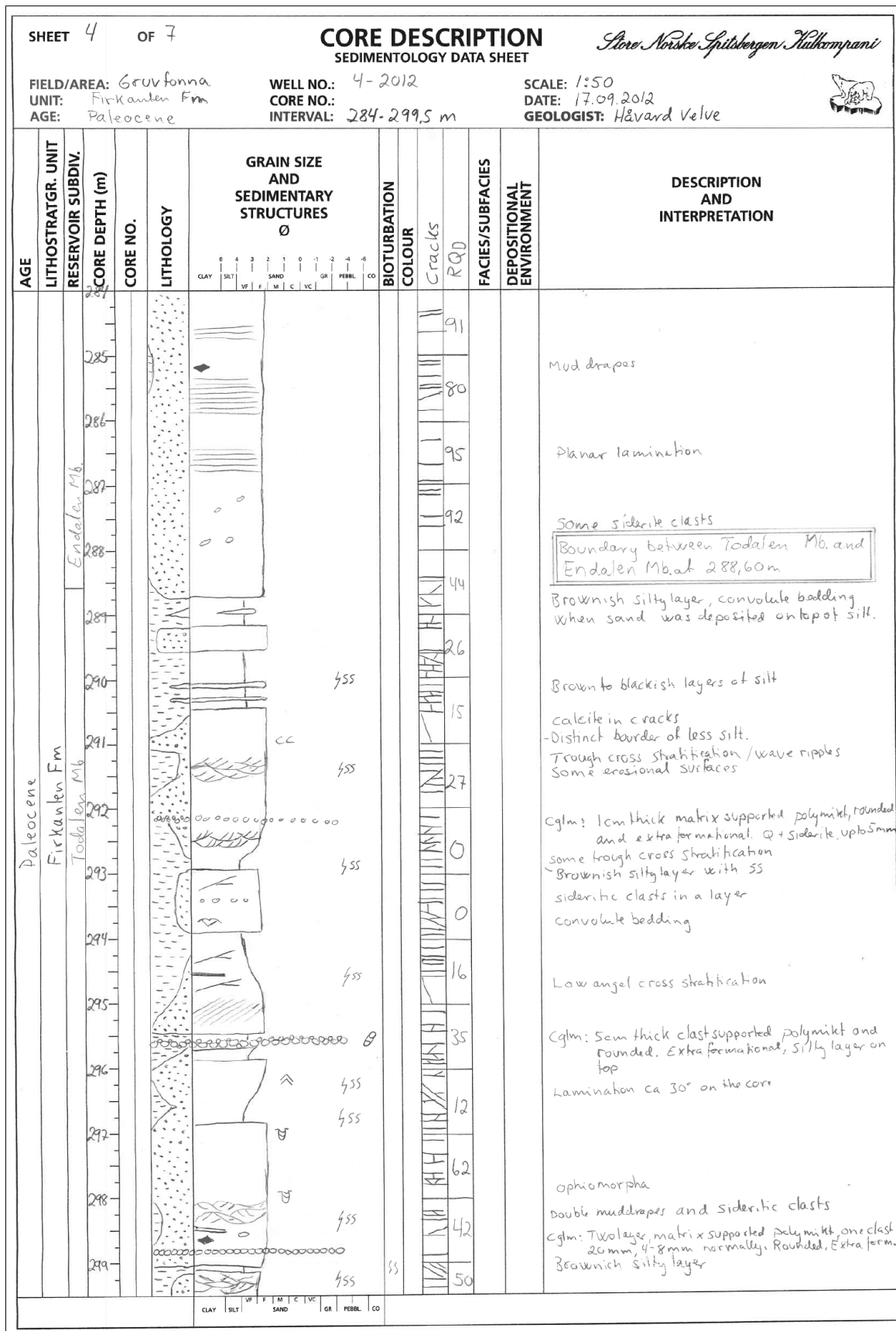
Figur 85: Loggen viser intervallet 242 m til 253 m til kjerne 4-2012. Grensen mellom Firkanten-formasjonen og den overliggende Basilika-formasjonen ligger ved 242,35 m. Den øverste delen av Firkanten-formasjonen, Endalen-leddet, viser en massiv sandsteinskropp som tidvis er kraftig bioturbert og som inneholder pyritt. For nærmere beskrivelse, se 4.1.2



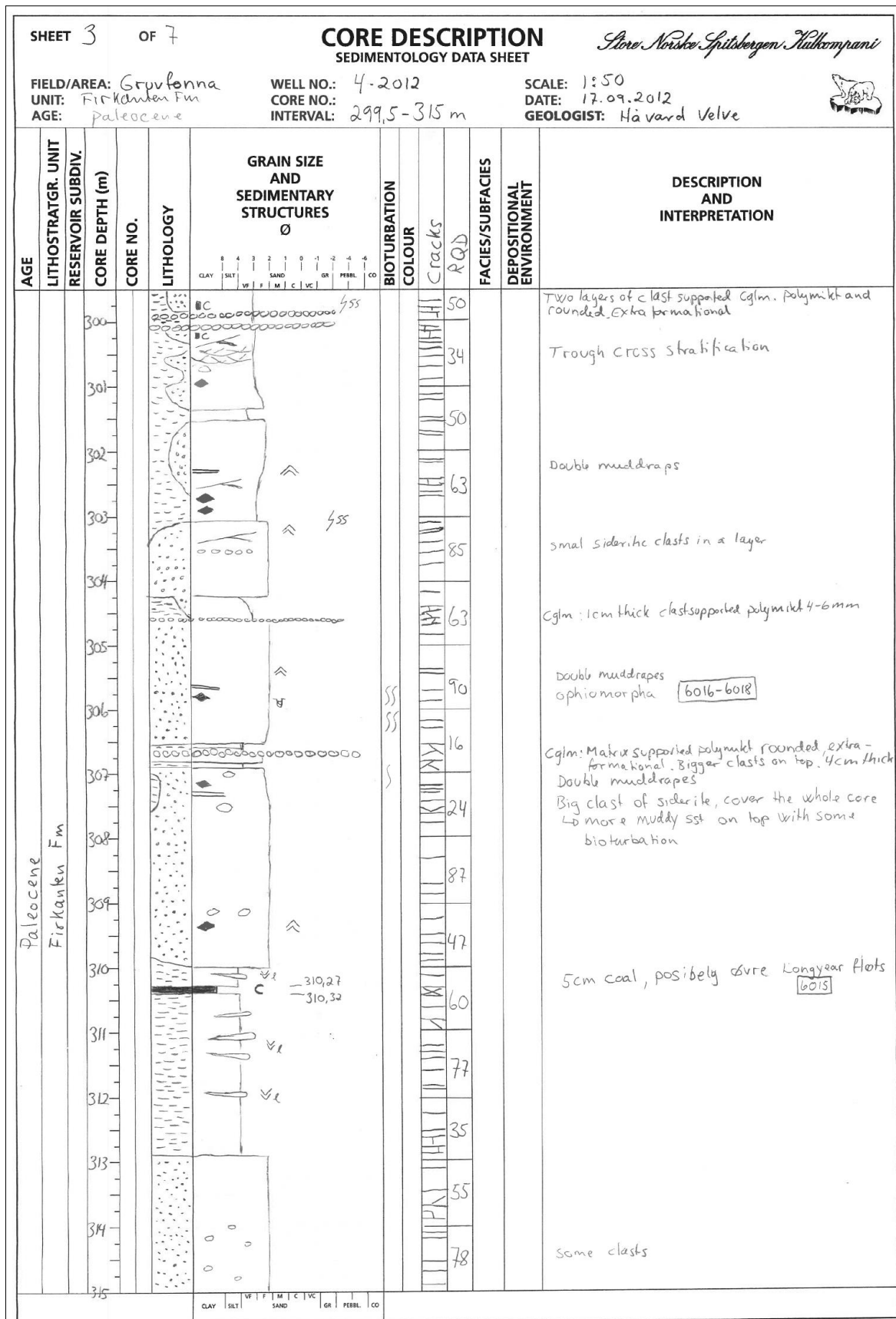
Figur 86: Loggen viser intervallet 253 m til 268,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen med kraftig bioturbasjon. Ved 265,5 m ligger et 15 cm tykt klastbåret konglomerat. Dette laget markerer et distinkt skille til en nedenforliggende heterolittisk sandstein med bølget lagning.



Figur 87: Loggen viser intervallet 268,5 m til 284 m. Øverst fortsetter den heterolittiske sandsteinen før den brått går over i en massiv sandstein igjen. Sandsteinen blir noen steder avbrutt av tynde siltige lag.

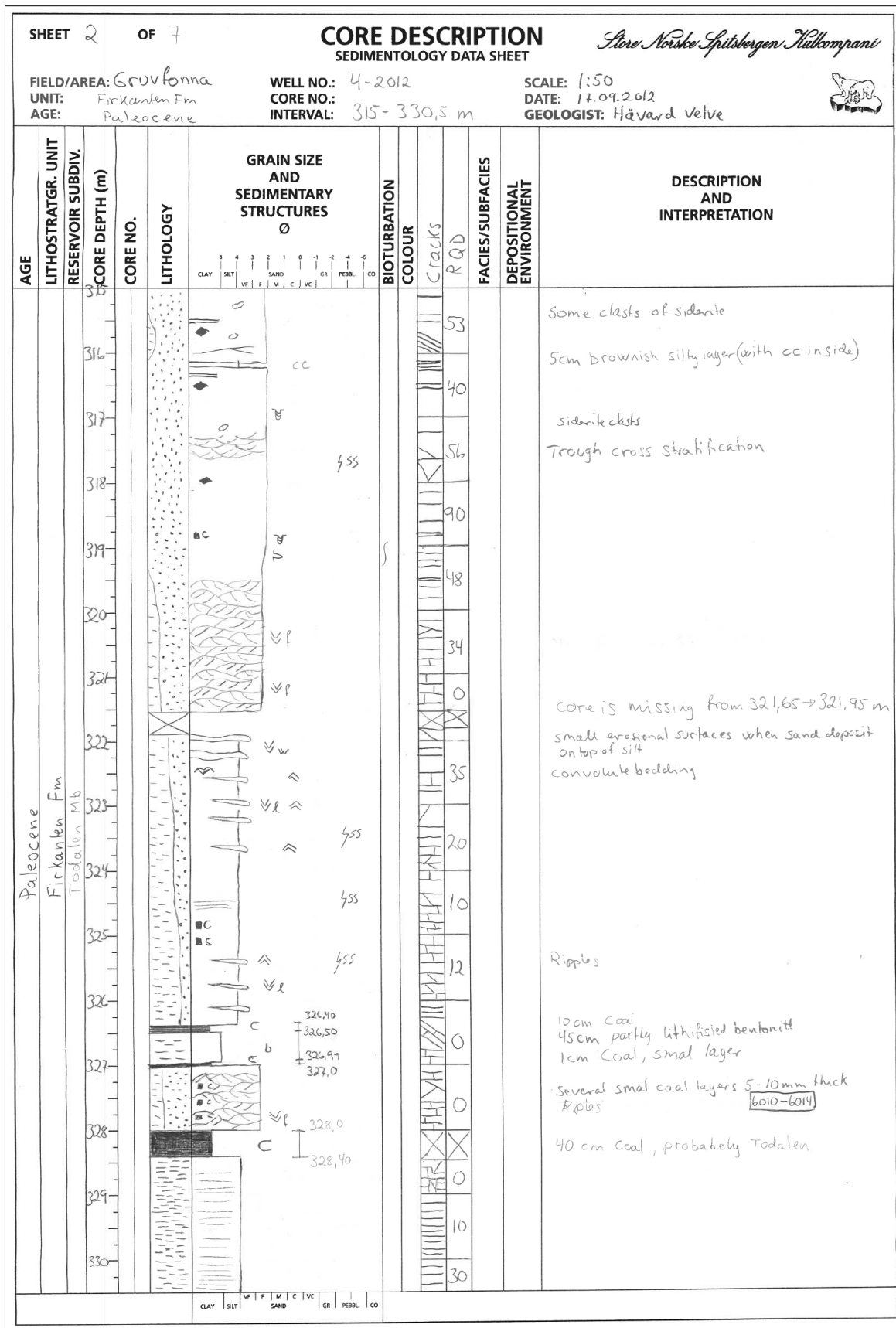


Figur 88: Loggen viser intervallet 284 m til 299,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen fra Endalen-leddet ned til 288,6 m der Todalen-leddet med sine vekslende sand- og siltsteiner starter. Konglomeratlag og glidespeil opptrer med varierende avstand.

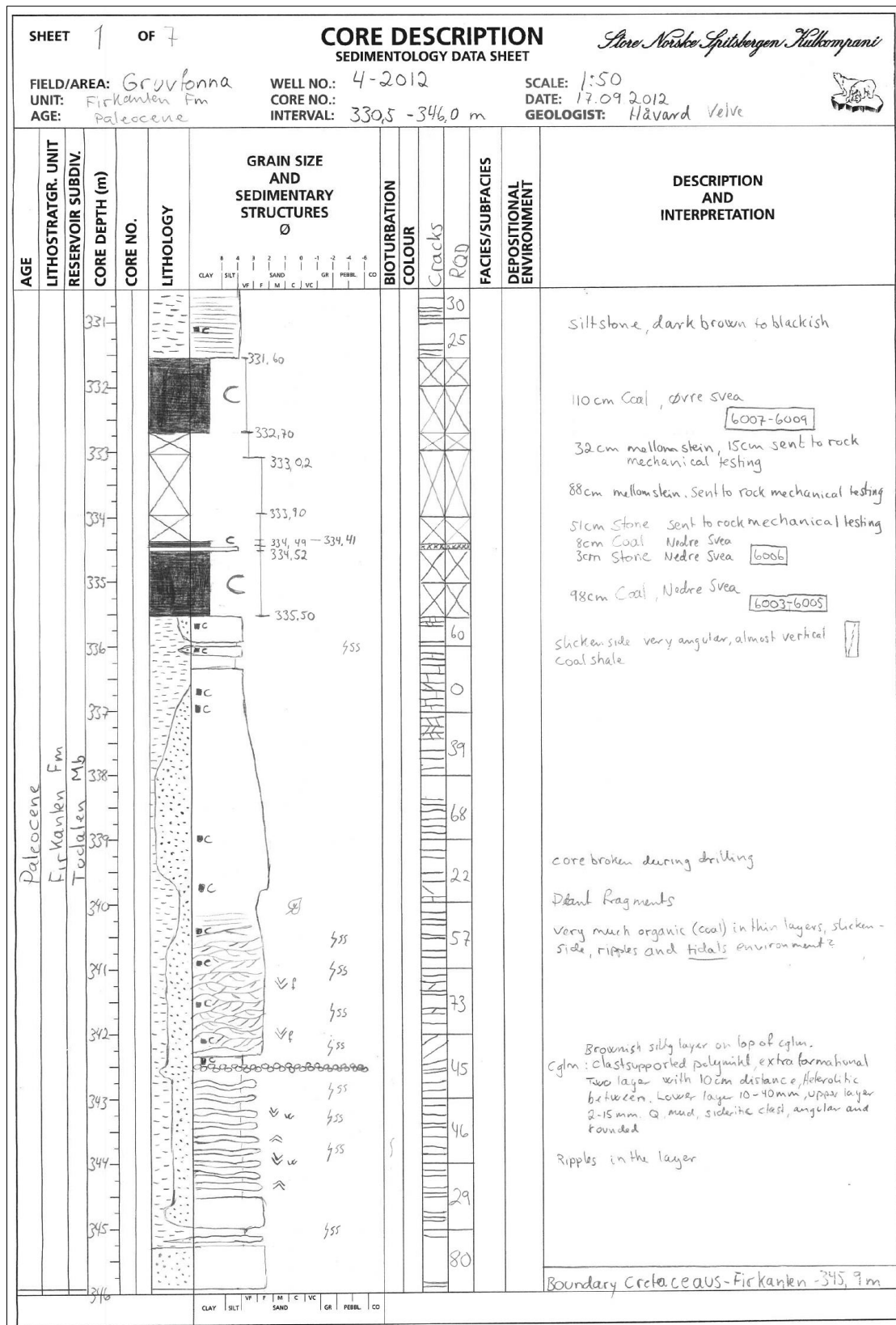


Figur 89: Loggen viser intervallet 299,5 m til 315 m. Sandsteinspakker avbrutt av tynne siltsteinslag og konglomeratlag fortsetter nedover i kjernen. Mellom 310,27 m og 310,32 m opptrer ett tynt kull-lag, trolig fra Longyearfløtsen.

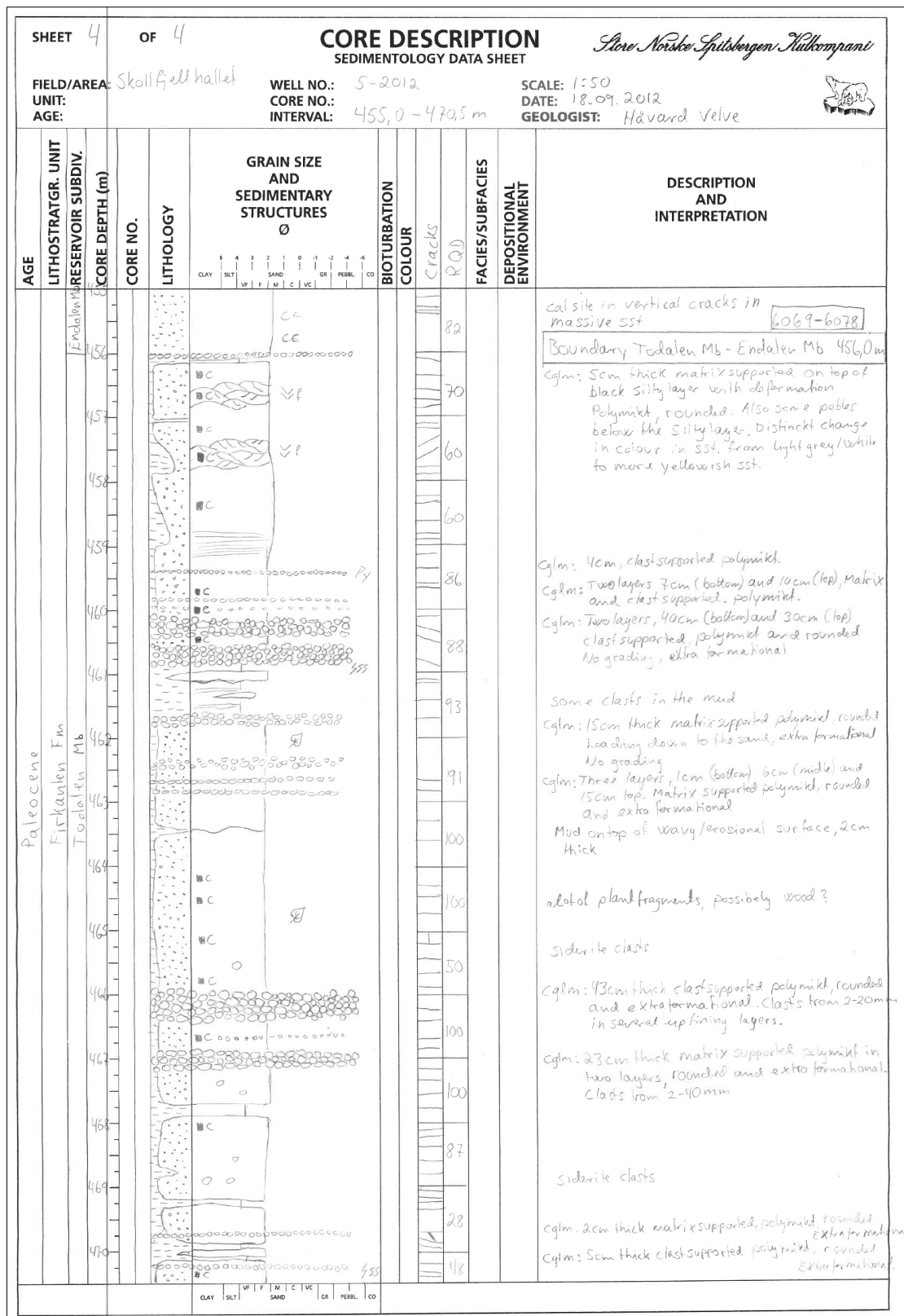




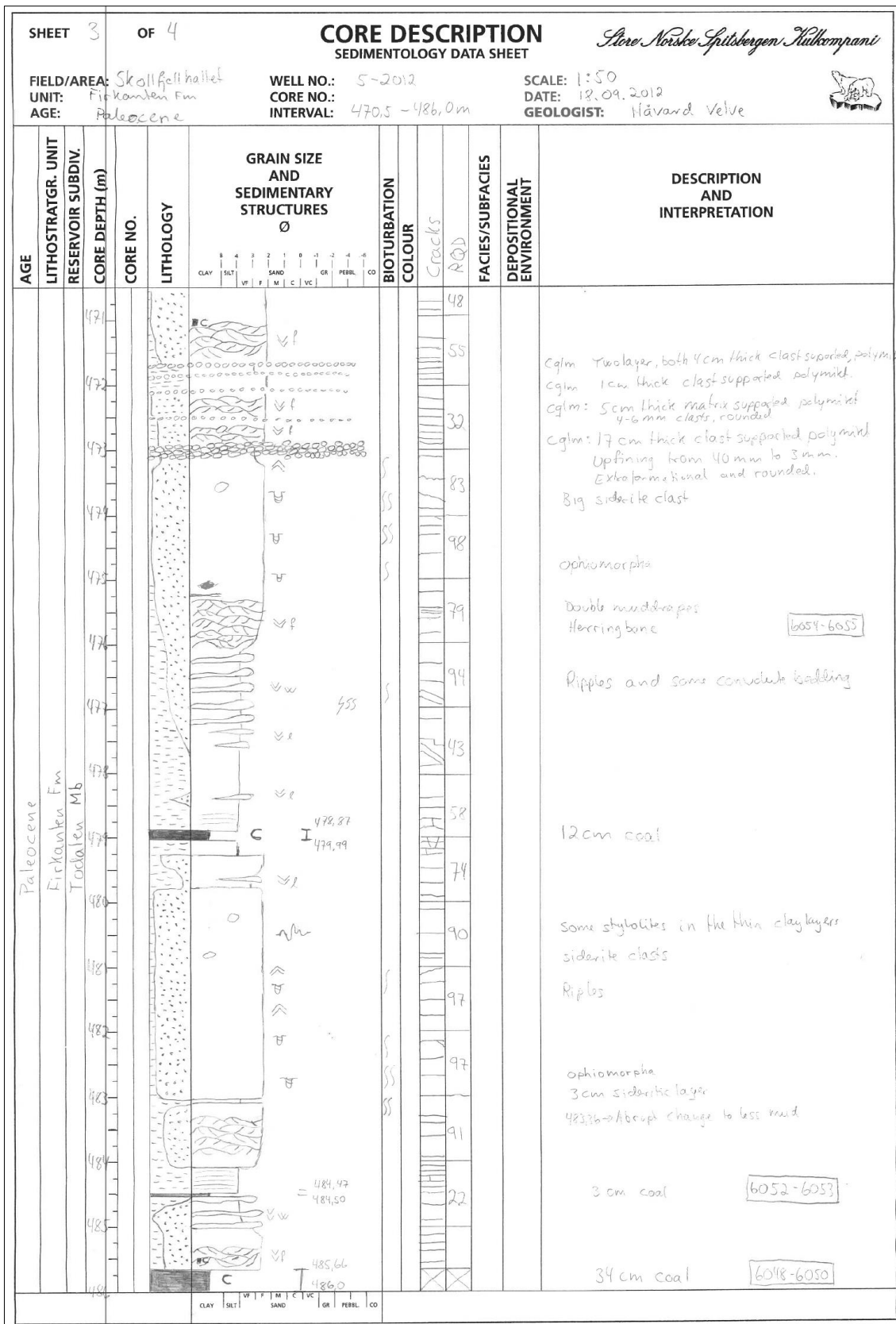
Figur 90: Kjernen viser intervallet 315 m til 330,5 m. Øverste delen viser en tykk sandsteinspakke med trauekryss-sjiktning før en siltsteinspakke med linselagning opptrer. Deretter ligger to små kull-lag før et 40 cm tykt kull-lag, trolig fra Todalenfløtsen. Deretter følger en 3 m tykk siltsteinspakke.



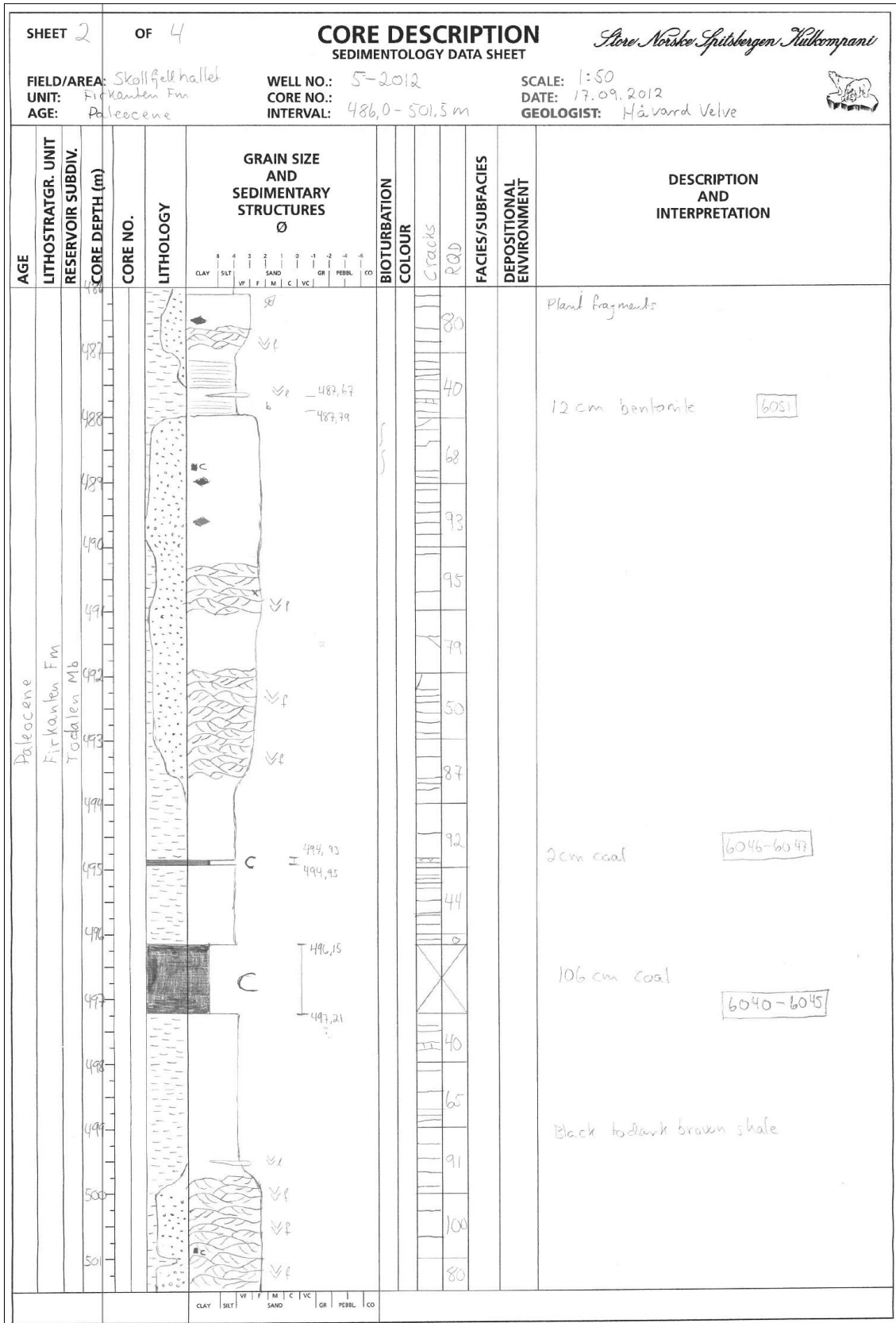
Figur 91: Loggen viser intervallet 330,5 m til bunnen av kjernen ved 345,9 m. 1,1 m med kull fra øvre Sveafløtsen opptrer mellom 331,6 m og 332,7 m. Deretter følger 1,71 m med mellomstein før et nytt 1,09 m tykt kull-lag fra nedre Sveafløts. Mot toppen av dette kull-laget ligger et 3 cm tykt siltsteinlag. Under kullet ligg en siltholdig sandstein som går over i en heterolitisk sandstein. Grensen mellom Todalen-leddet og kritt ligger ved 345,9 m.



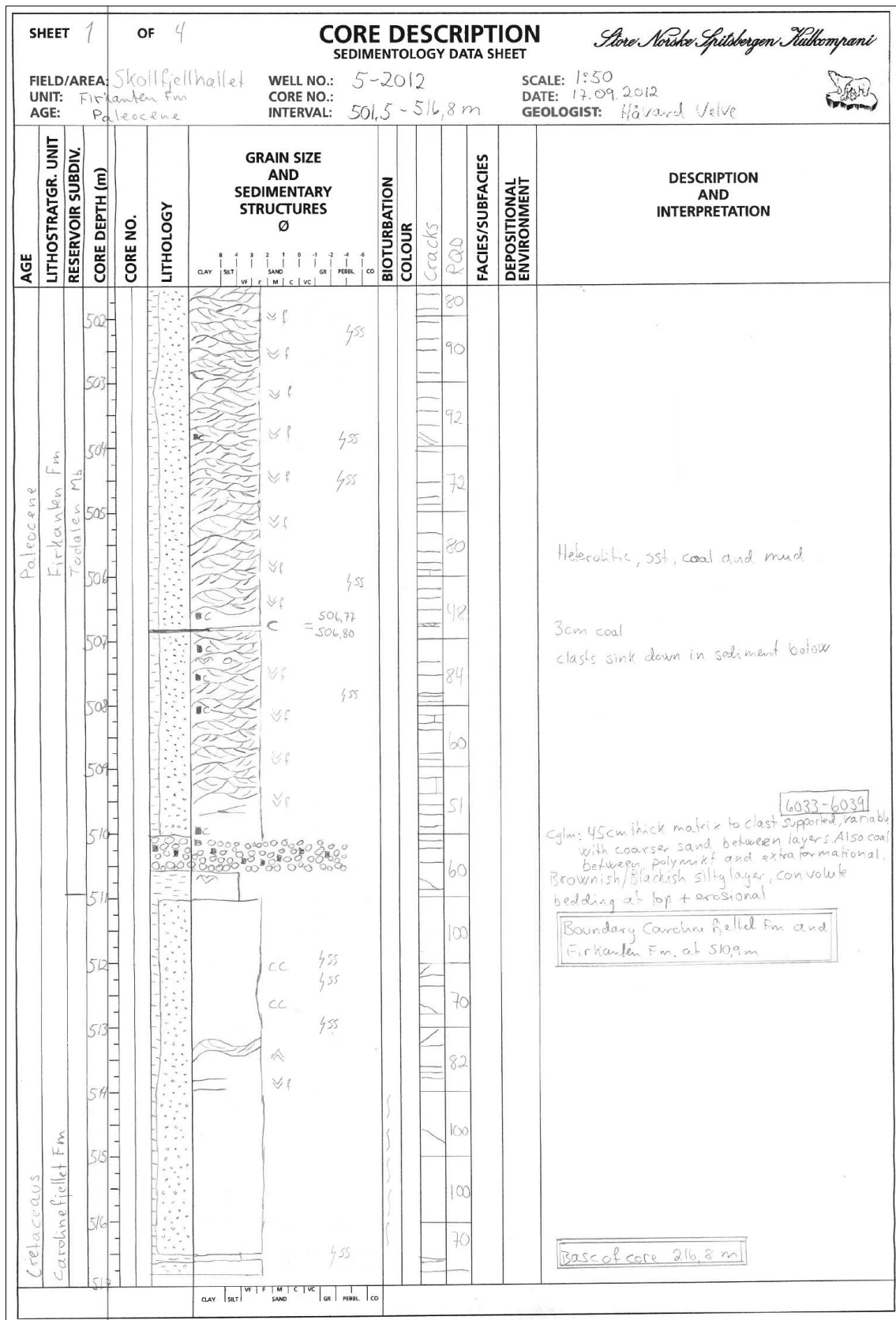
Figur 92: Loggen viser intervallet 455 m til 470,5 m der grensen mellom Endalen-leddet og Todalen-leddet ligger på 456 m. Øverst ligger en 3,5 m tykk sandsteinpakke før gjentatte konglomeratlag opptrer. En skarp erosjonsgrense ligger inne i den underliggende sandsteinspakken før nye konglomeratlag opptrer. For nærmere beskrivelse, se 4.1.3.



Figur 93: Loggen viser intervallet 470,5 m til 486 m. De vekslende konglomeratlagene fortsetter ned gjennom kjernen, der sandsteinen går gradvis over i en siltstein. Et tynt kull-lag opptrer mellom 478,87 m og 478,99 m. Deretter følger sand- og siltsteiner før et nytt 34 cm tykt kull-lag opptrer ved 485,66 m.

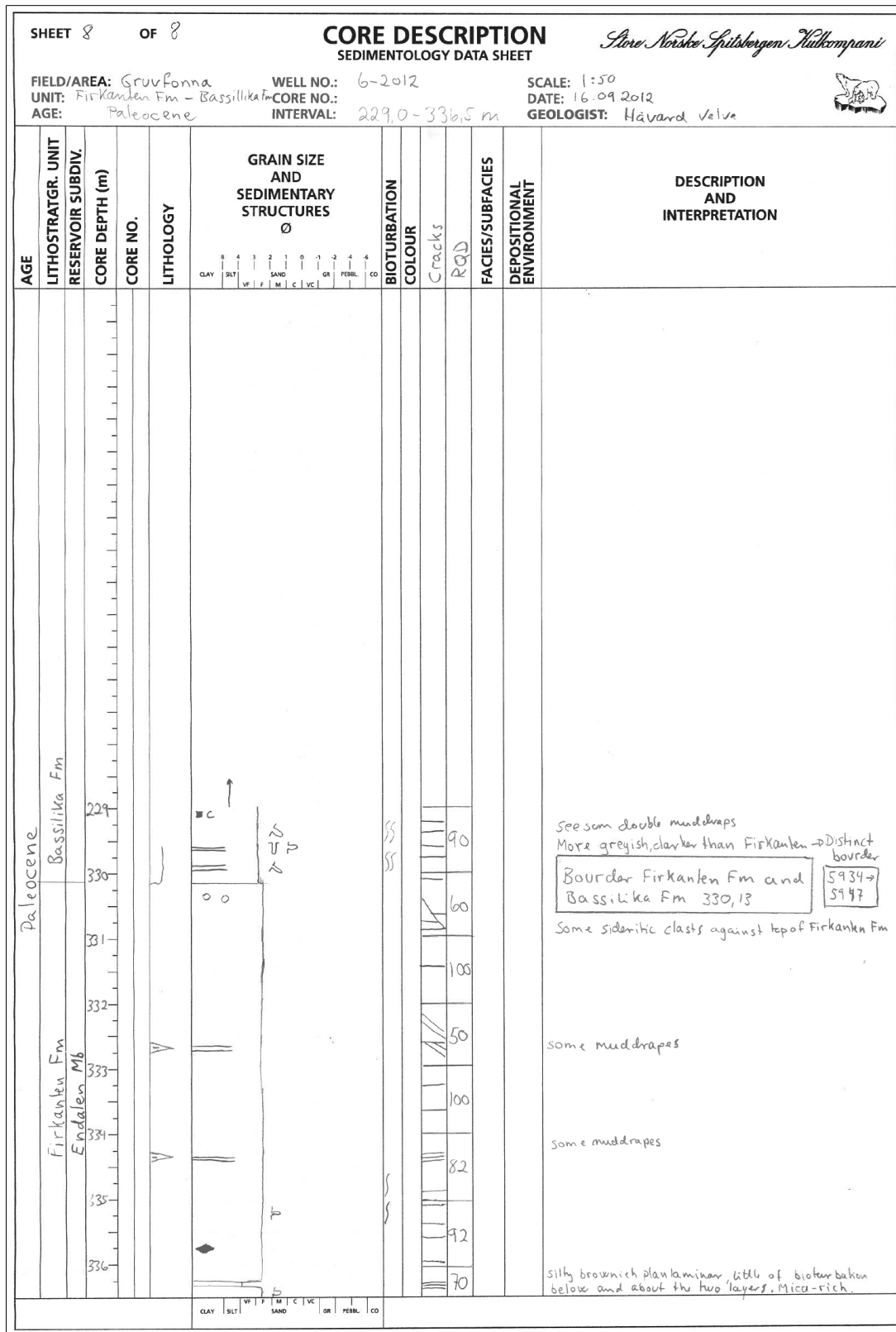


Figur 94: Loggen viser intervallet 486 m til 501,5 m. Sand- og siltsteinene fortsetter nedover til 494,93 m der et 2 cm tynt kull-lag bryter lagrekken. Dette kan stratigrafisk være øvre Sveafløtsen. Deretter følger 1, 2 m med siltstein før et nytt 1,06 m tykt kull-lag fra nedre Sveafløtsen inntreer. Under kullet fortsetter siltsteinen før denne går over i en sandstein med trauekryst sjikting.

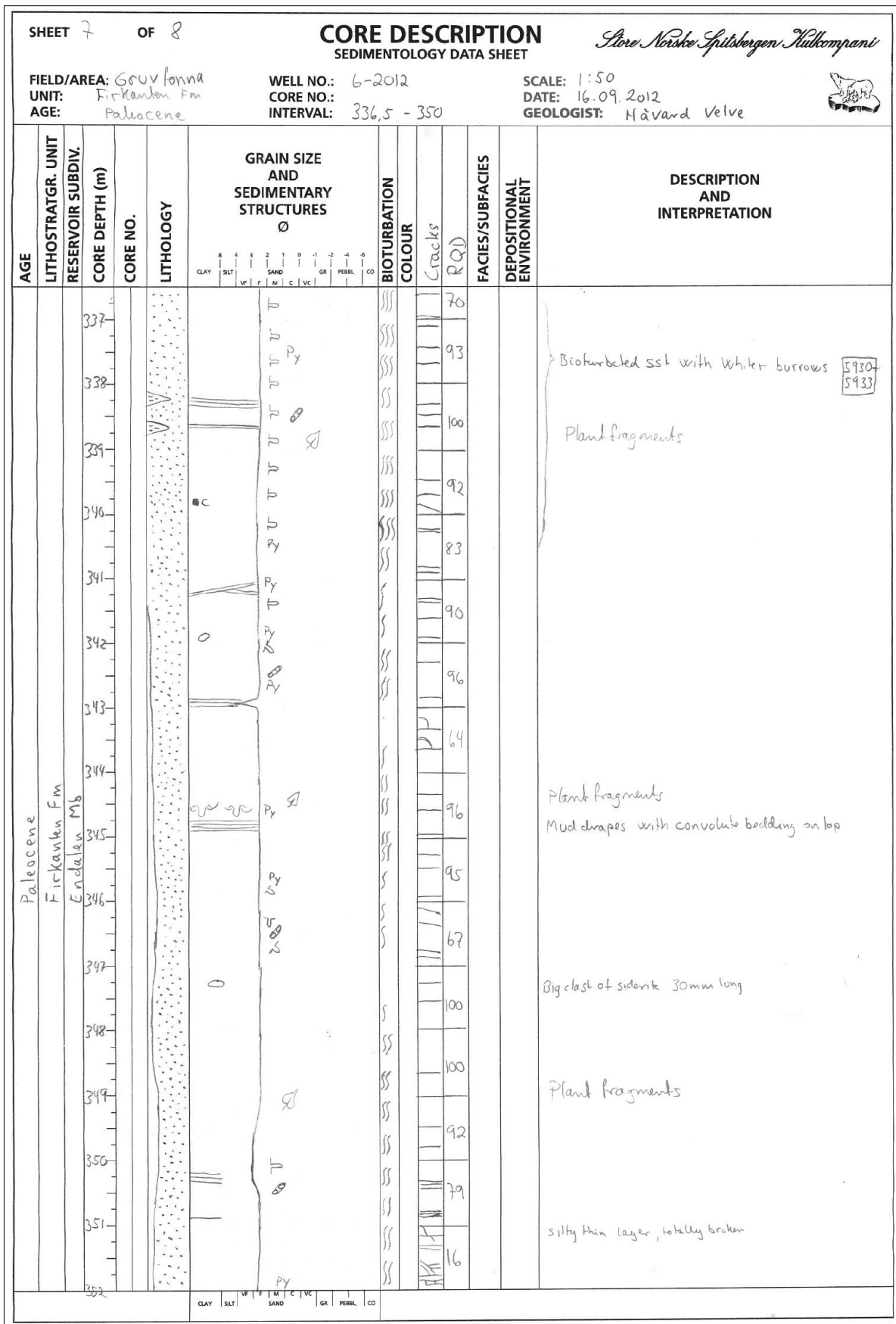


Figur 95: Loggen viser intervallet 501,5 m til 516,8 m. Den trauekryss-sjiktete sandsteinen fortsetter ned til 510 m der et konglomeratlag fra Grønfjorden-laget opptrer. Dette markerer grensen mellom paleocen og kritt. Den øverste delen av kritt viser en sandsteinspakke inneholdende kalsittklaster og glidespeil.

# Kjerne 6-2012

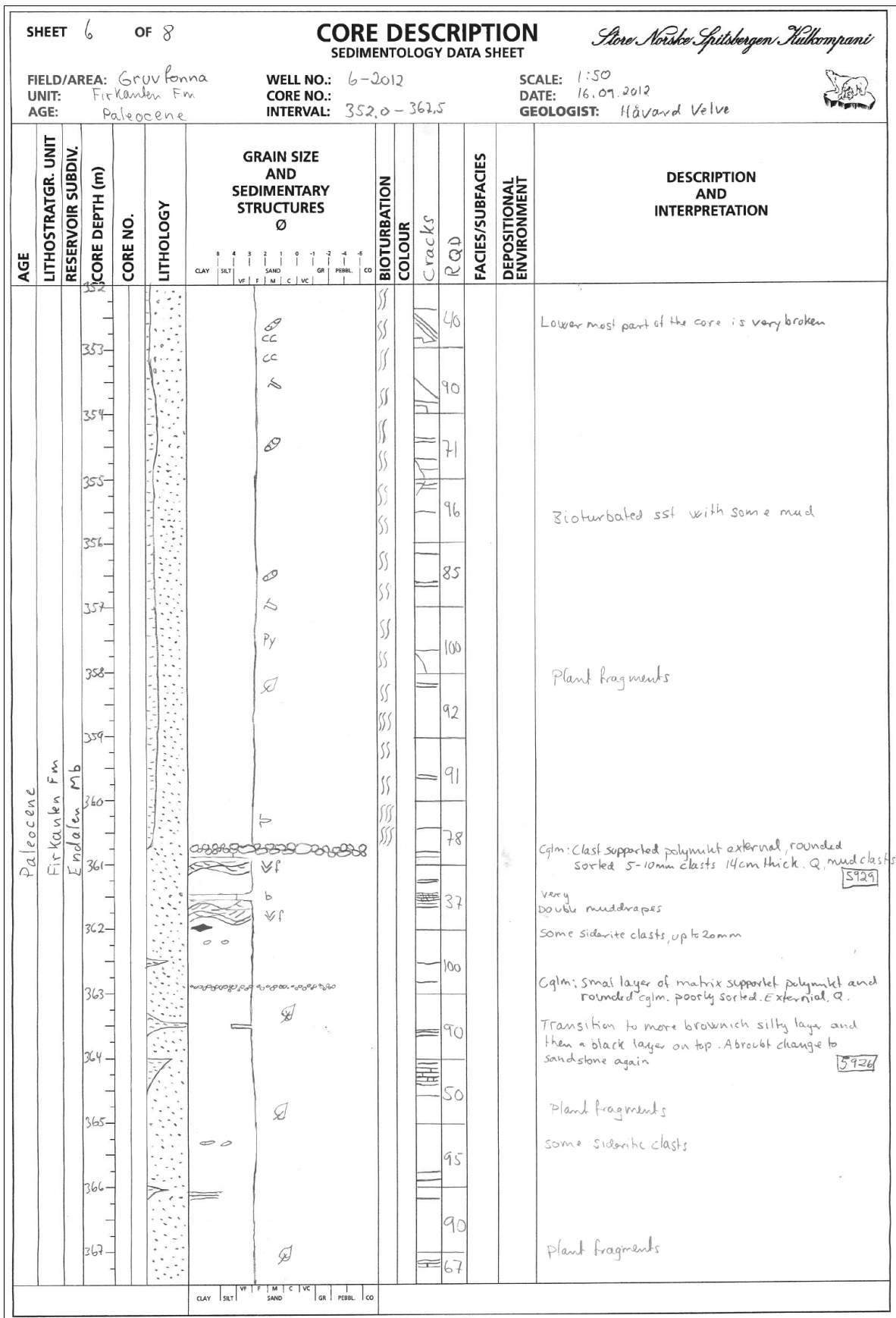


Figur 96: Loggen viser intervallet 229 m til 336,5 m i borehull 6-2012. Grensen mellom Basilika-formasjonen og den underliggende Firkanten-formasjonen ligger ved 330,13 m. Firkanten-formasjonen starter med Endalen-leddet som består av massive sandsteinspakker. For en mere detaljert beskrivelse av loggen, se 4.1.4.

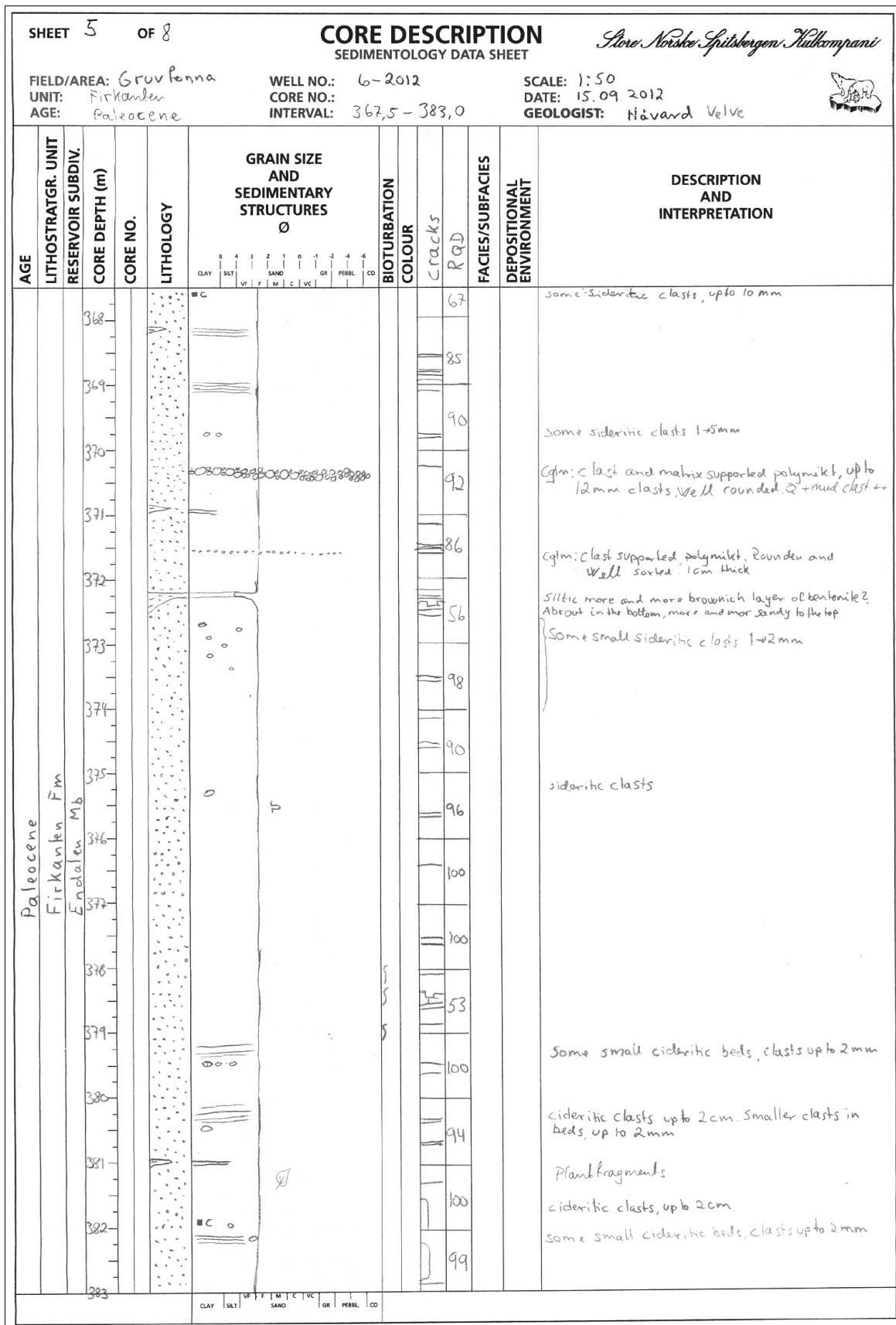


Figur 97: Loggen viser intervallet 336,5 m til 352 m med massive bioturberte sandsteiner som stedvis er splittet av tynne siltsteinslag. Kull og plantefragmenter opptrer sporadisk.

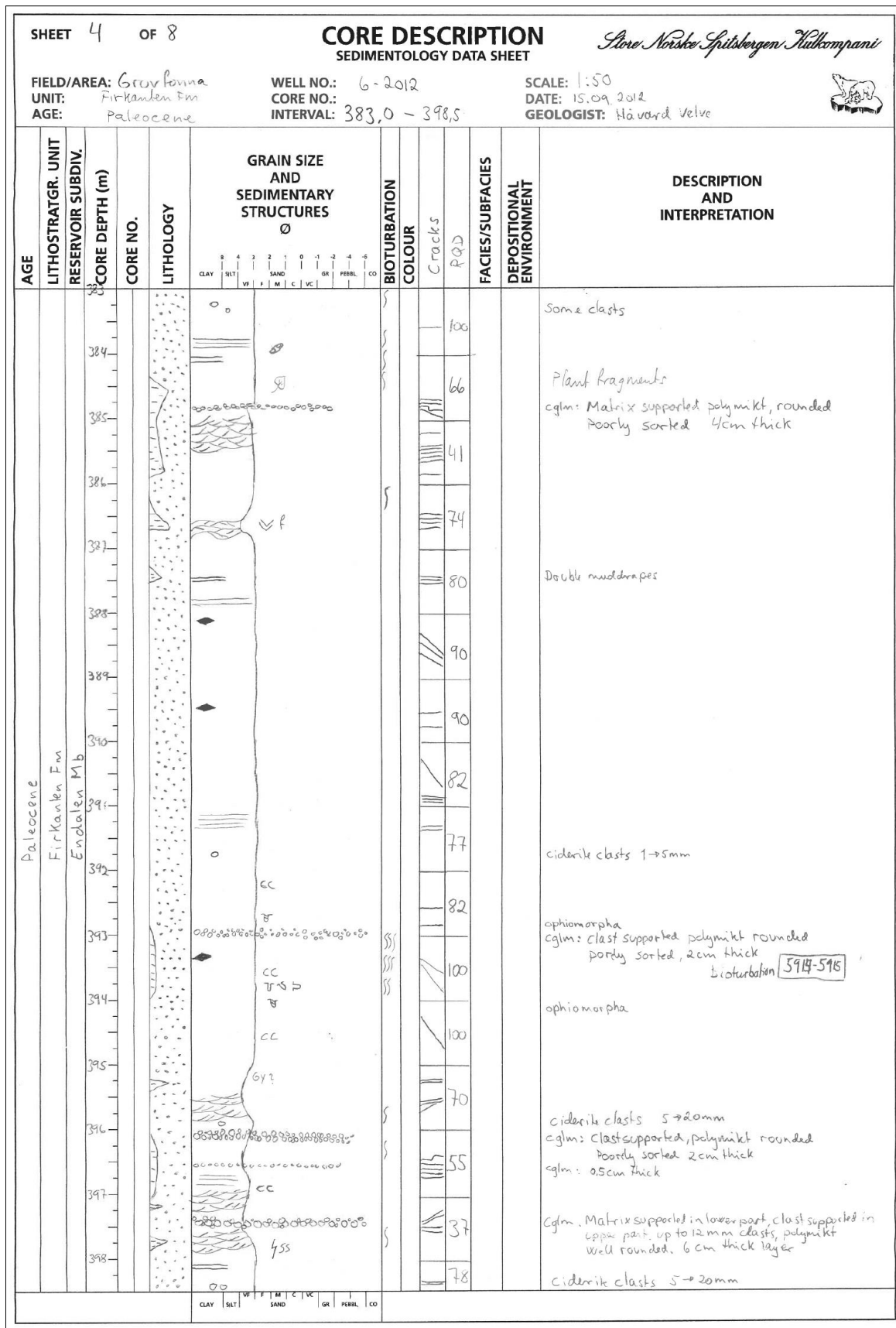




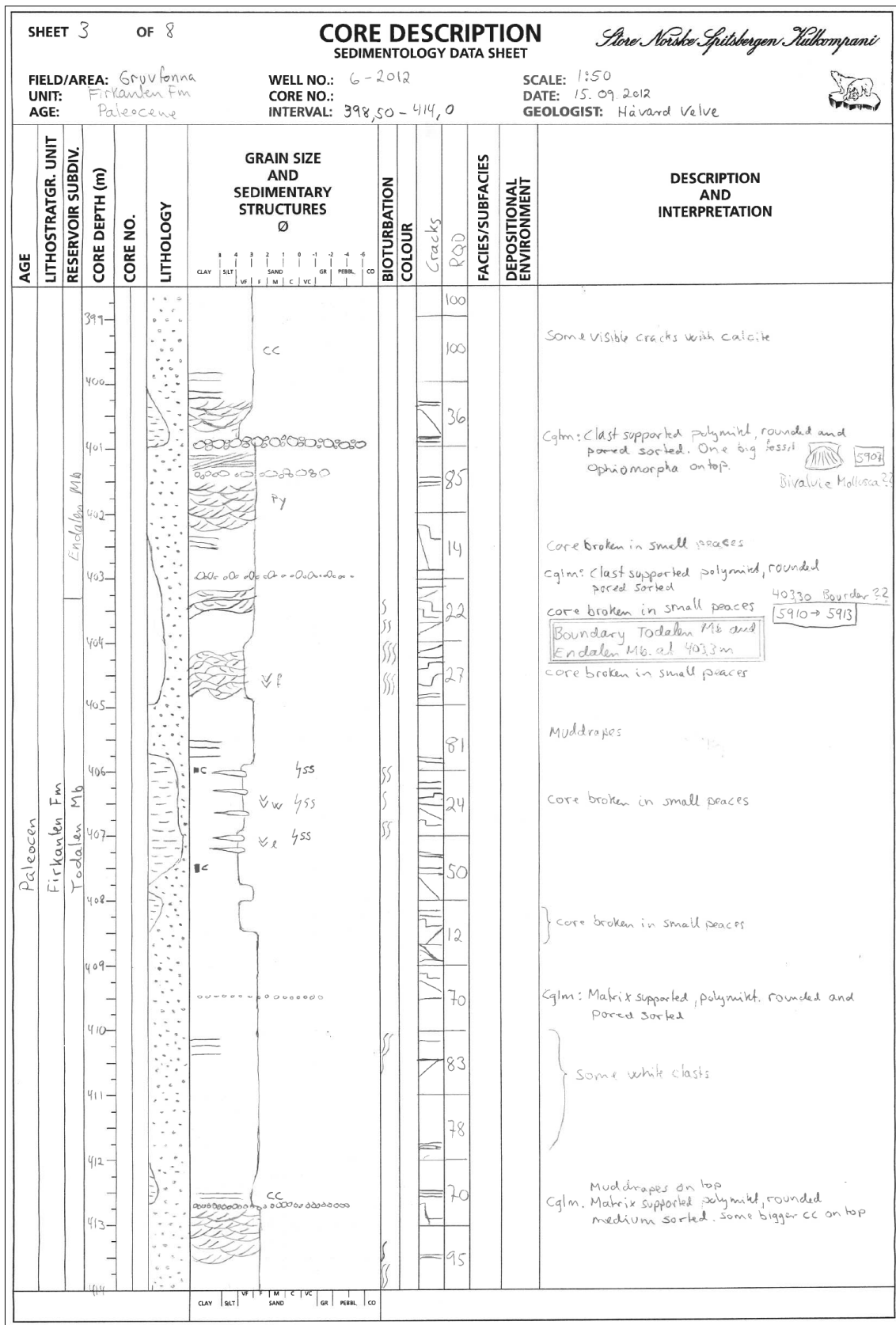
Figur 98: Loggen viser intervallet 352 m til 367,5 m. Den massive sandsteinen blir stedvis brutt av tynne konglomeratlag. Plantefragmenter, pyritt og noen kalsittklaster opptrer sporadisk.



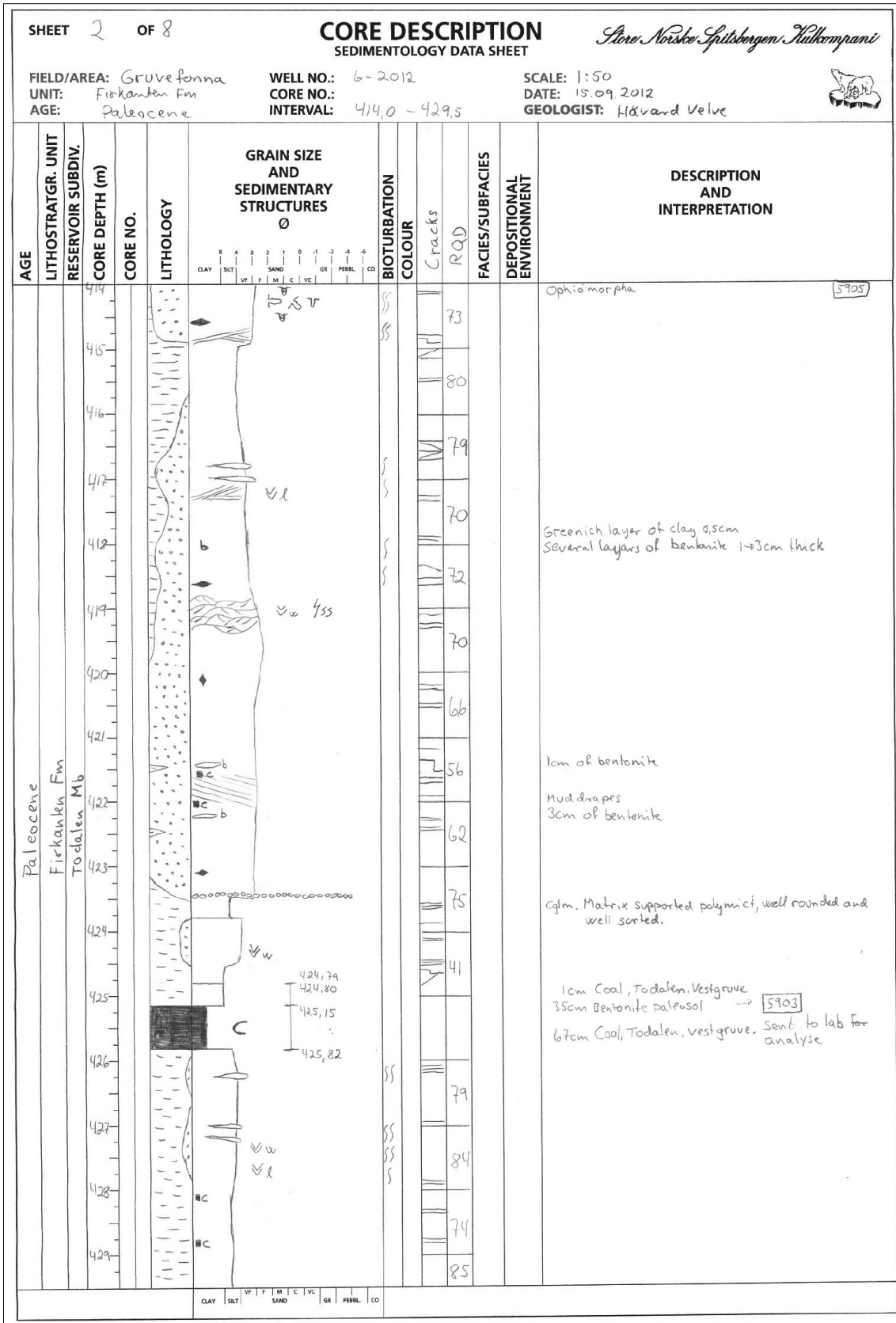
Figur 99: Loggen viser intervallet 367,5 m til 383 m. Ved 370,25 m blir den massive sandsteinspakken fra Endalen-leddet avbrutt av et klast- og matriksbåret polymikt konglomeratlag. Sandsteinen viser lite eller ingen bioturbasjon.



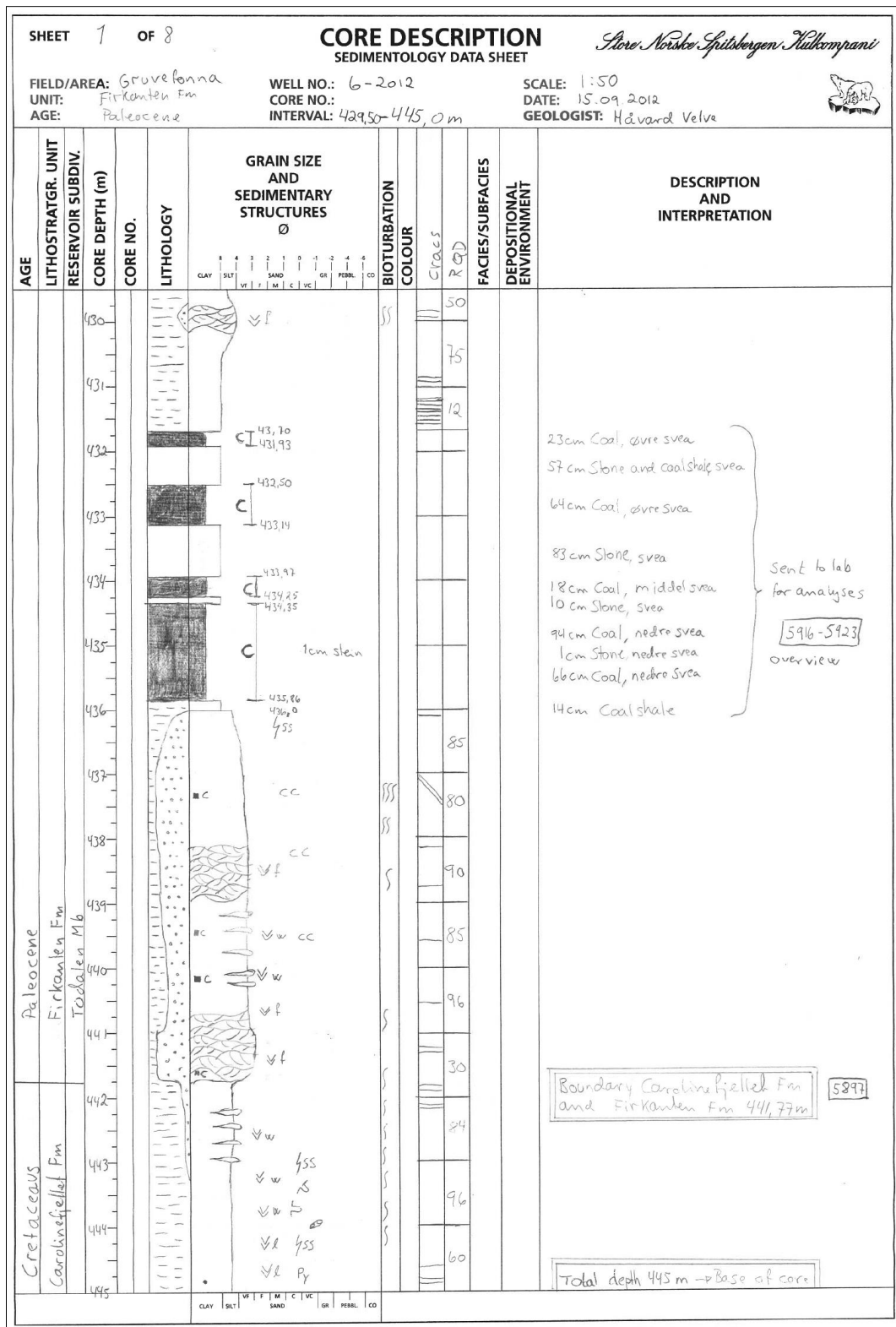
Figur 100: Loggen viser intervallet 383 m til 398,5 m. Øverst fortsetter den massive sandsteinen og blir lengre nede bare avbrutt av et konglomeratlag og traucruss sjikting. Kalsittklaster og kullfragmenter opptrer sporadisk.



Figur 101: Loggen viser intervallet 398,5 m til 414 m. Sandsteinen fortsetter sammen med den sporadiske traukryss sjiktingen og konglomeratlagene ned til grensen mellom Endalen-leddet og Todalen-leddet ved 403,3 m. Sandsteinen fortsetter i den øverste delen av Todalen-leddet, også her avbrutt av traukryss sjikting.

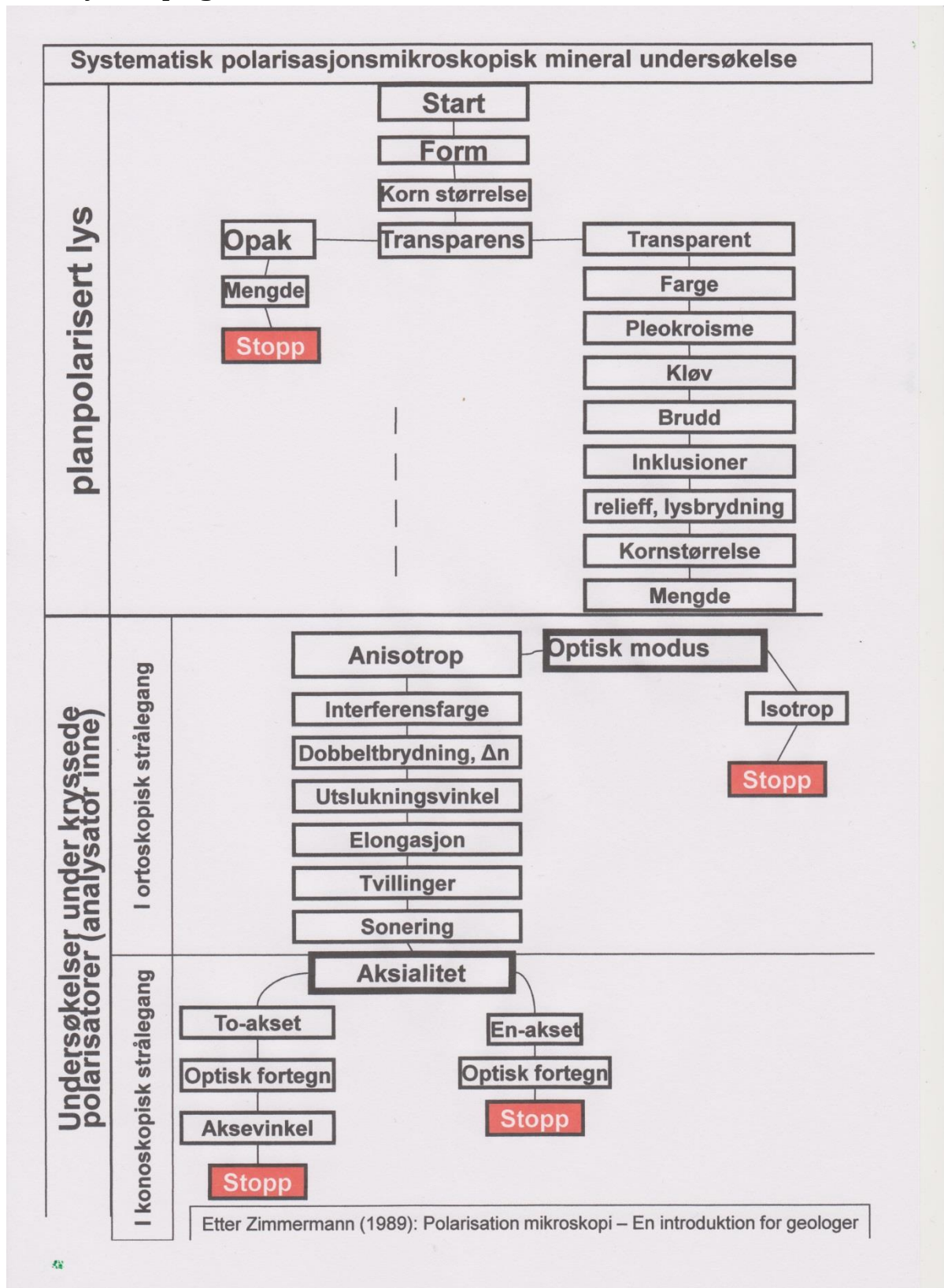


Figur 102: Loggen viser intervallet 414 m til 439,5 m. Lengre nede i Todalen-leddet blir sandsteinen mere avbrutt av siltholdig sandsteiner og siltsteiner. Tynne bentonittlag opptrer jevnlig. Ved 425,15 m opptrer et 67 cm tykt kull-lag fra Todalenfløtsen. Deretter fortsetter siltsteinen, stedvis svakt bioturbert.



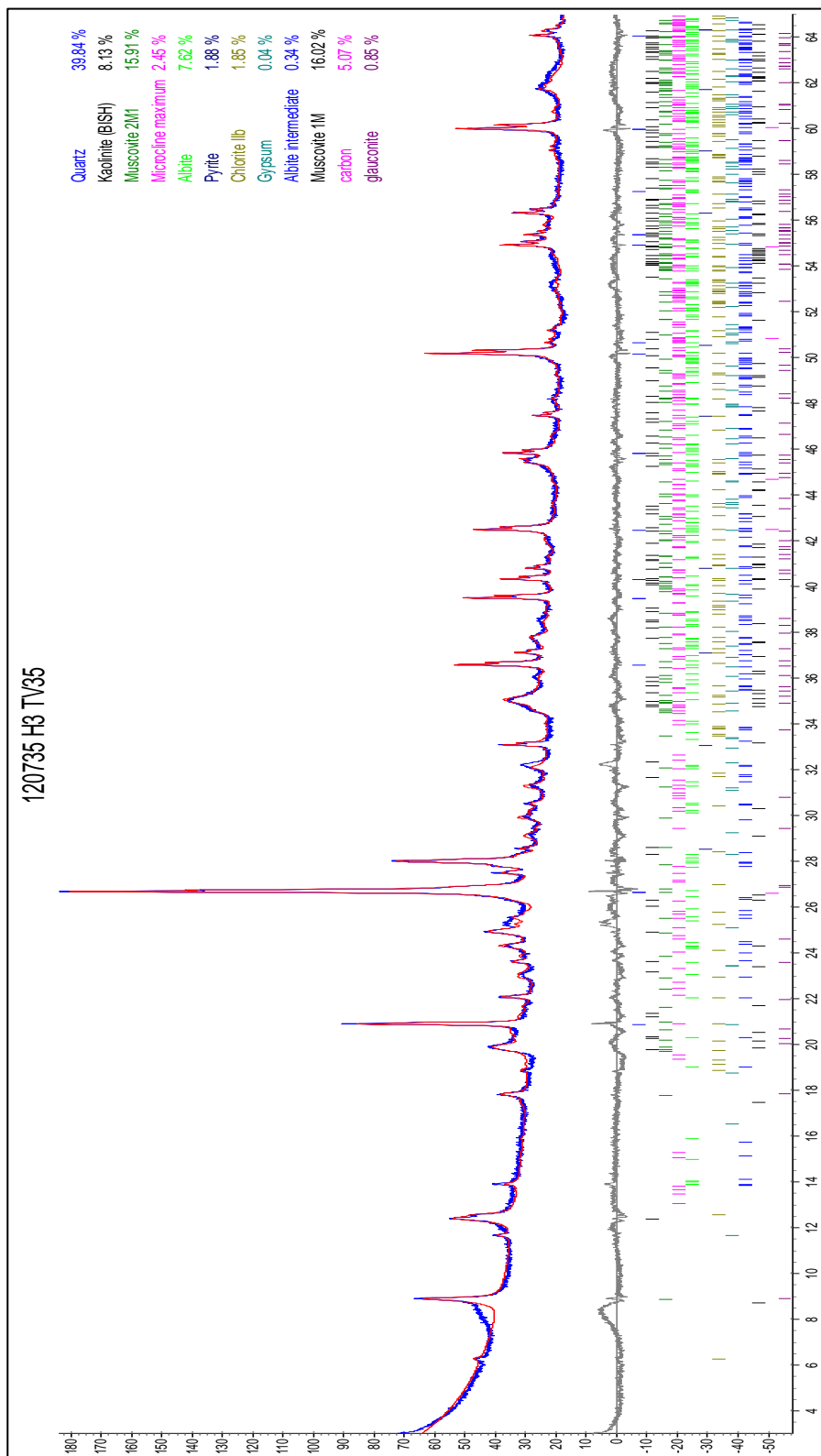
Figur 103: Loggen viser intervallet 429,5 m til 445 m. Ved 431,7 m ligger et 23 cm tykt kull-lag fra øvre Svea fløtsen, deretter 57 cm med siltholdig mellomstein. Deretter kommer ytterligere 64 cm fra øvre Svea fløtsen. En ny siltholdig mellomstein, 83 cm tykk, ligger stratigrafisk over det 18 cm tykke kull-laget fra midtre Svea fløtsen. Siltsteinen som skiller midtre fra nedre Sveafløtsen er bare 10 cm tykk. Nedre Sveafløtsen er i denne kjernen 1,61 m tykk. Under kullet ligger en siltholdig sandstein med traukryss sjikting som ender ved grensen til kritt ved 441,77 m. den øverste delen av kritt viser en siltstein med bølget lagning, som gradvis går over i linselagning.

## 9.5 Tynnslip og XRD



Figur 104: Et eksempel på hvordan identifiseringsen av mineralene forgår ved gjennomlysningsmikroskop. Under polarisert lys undersøkes det først om det er opake mineraler tilstede, samt de spesielle egenskapene til mineralene. Deretter undersøkes tynnslipet med analysatoren inne (kryssede nicols). Tilslutt bestemmes optisk fortegn og aksevinkel. NTNU, 2009a.

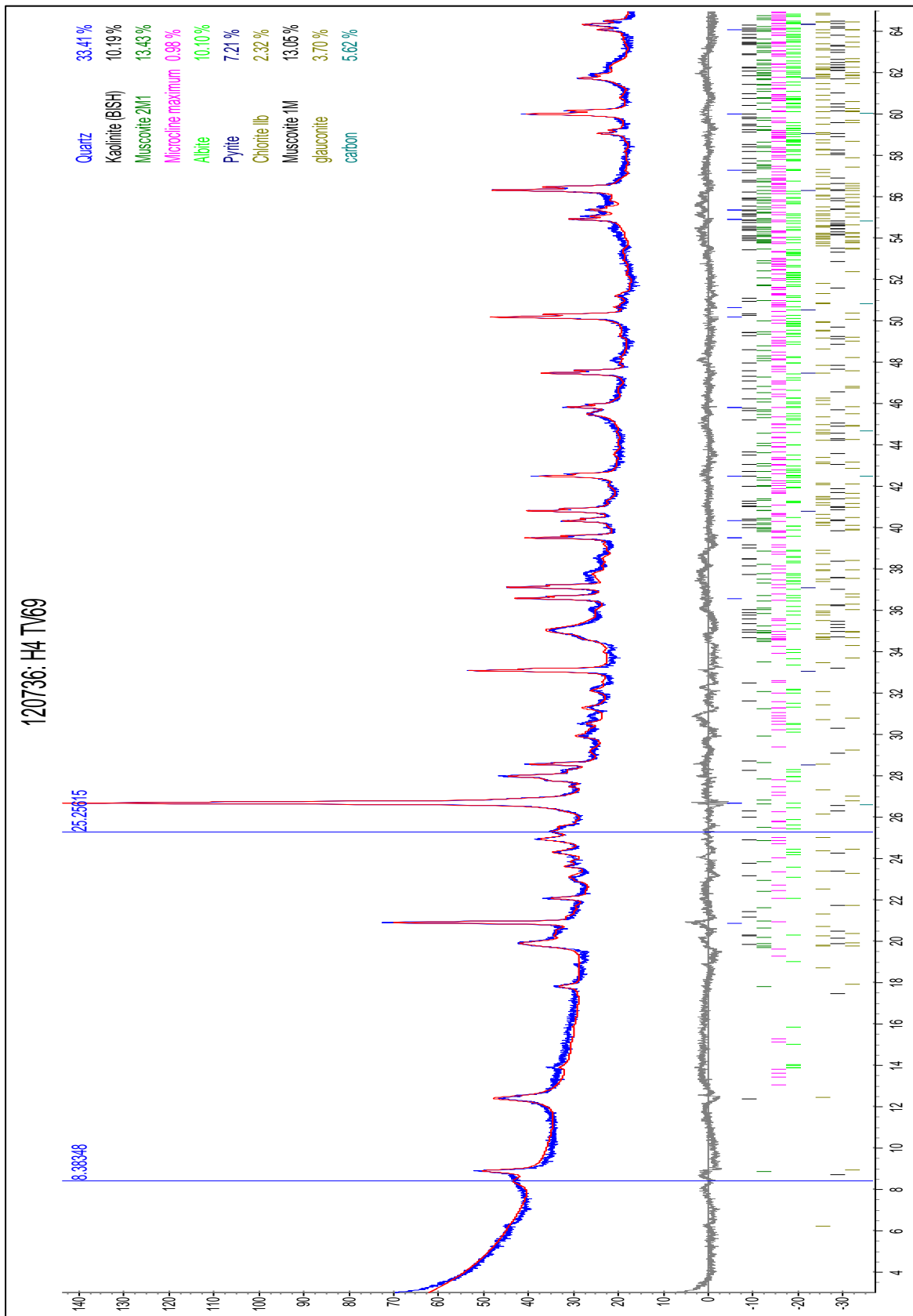
Prøvenr. 120735.



Figur 105: Figuren viser analyseresultat fra prøvenr. 120735. Den nederste grå linje er analysen for muskovitt 1M. Analyseresultat øverst i venstre hjørne.



Prøvenr. 120736.

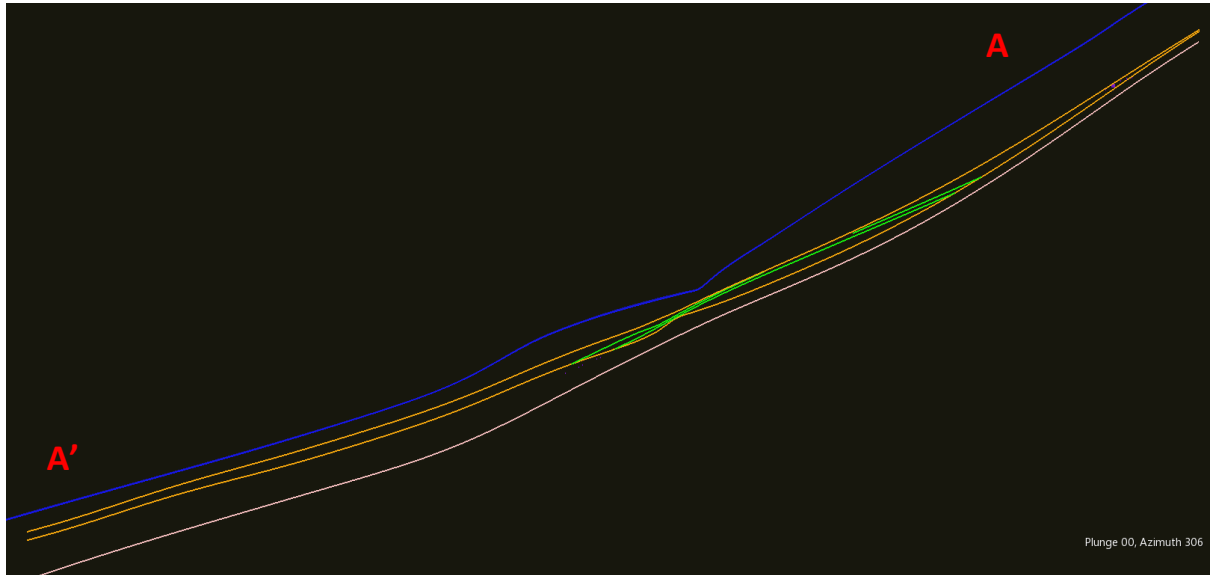


Figur 106: Figuren viser analyseresultatene fra prøvenr. 120736. Strekene nederst indikerer hvor toppene til hvert mineral befinner seg. Analyseresultat øverst i venstre hjørne.

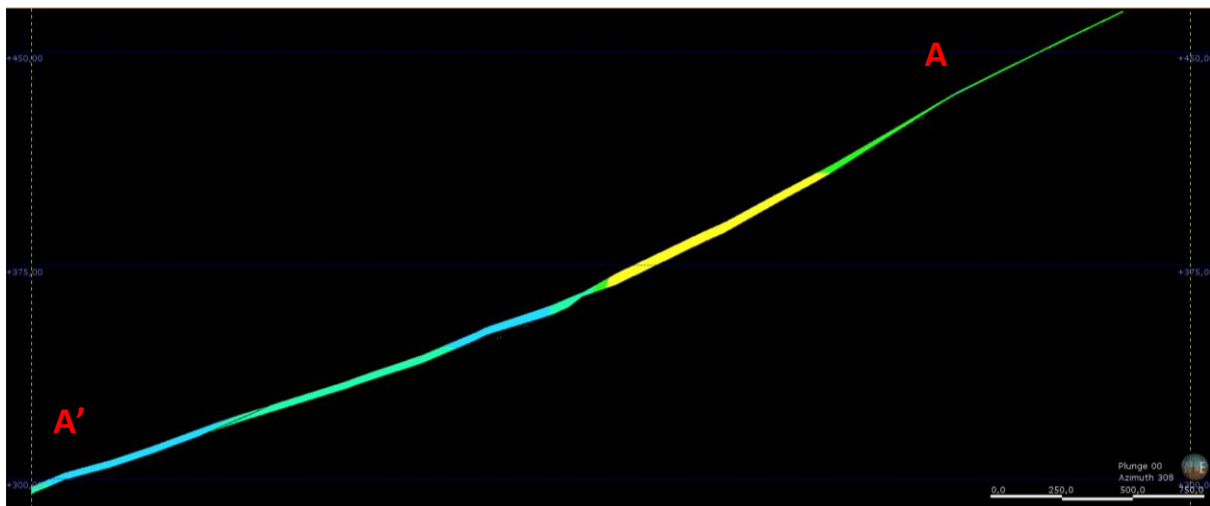
## 9.6 Modellering

Modelleringsresultatene fra de to modelleringsmetodene presenteres nedenfor ved hjelp av utvalgte snitt i de forskjellige delene av randsonen i gruva, se *Figur 38* i kapittel 4.4.

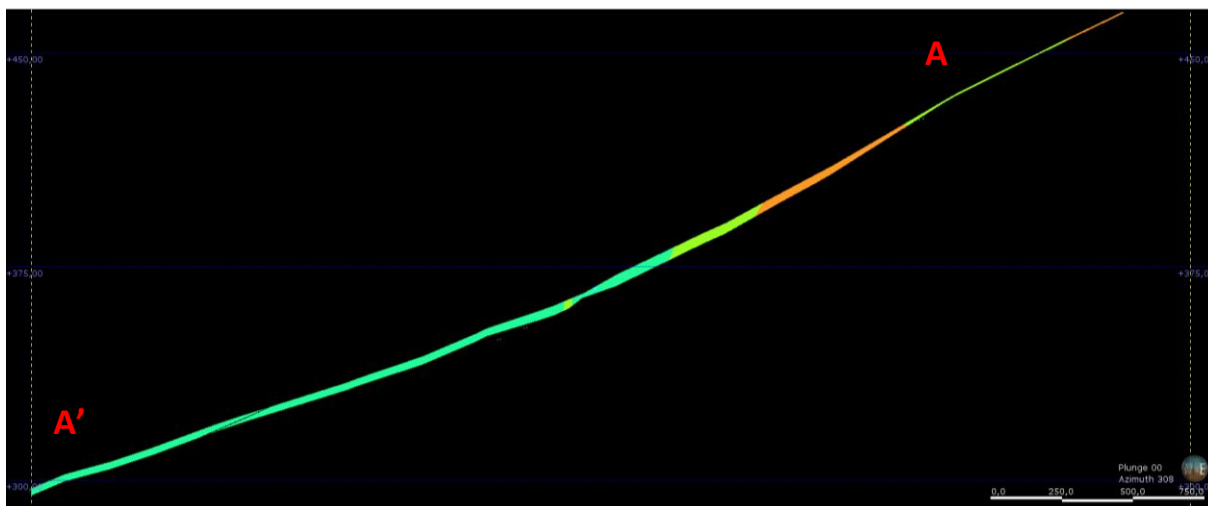
### Snitt A-A' langs H5



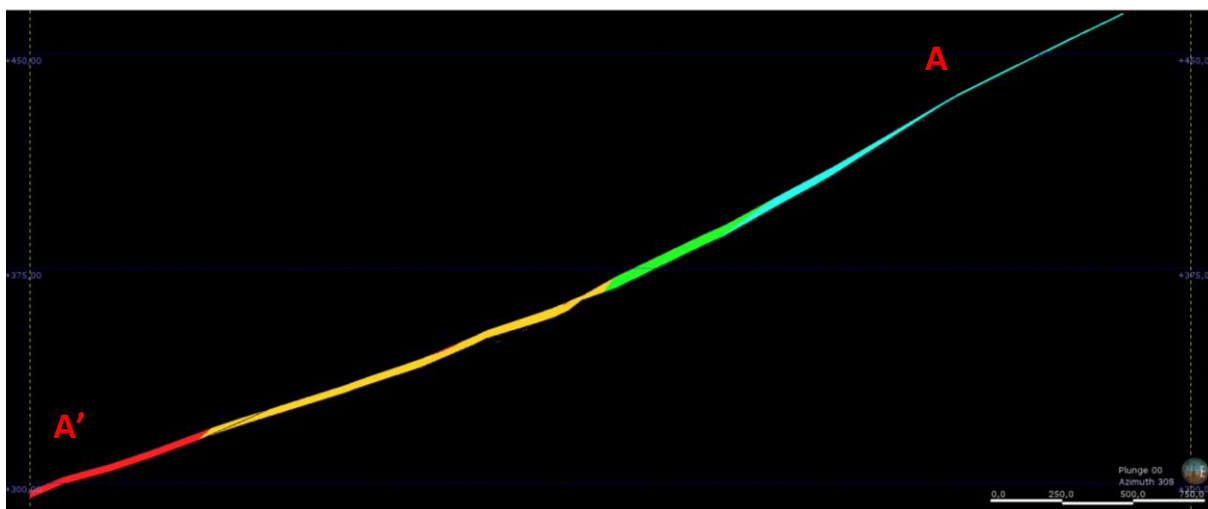
**Figur 107:** Figuren viser i rosa grensen kritt-paleogen, Sveafløtsen i oransje og bentonittlaget i blått. Totalt med mellomstein viser Sveafløtsen en tykkelse på ca. 4 m i området. Mellomsteinen i grønt varierer i området mellom 1-2 m, og kiler ut mot hengen til høyre i bildet og mot liggen til venstre (mot sørvest). Årsaken til dette er at mengden med tilgjengelige data er lite. Bentonitten viser en mektighet fra 0,2 m i sørvest til 0,04 m i nordøst. Skalering Z-akse 1:10.



**Figur 108:** Figuren viser askeinnholdet. Blå farge viser askeinnhold 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10.

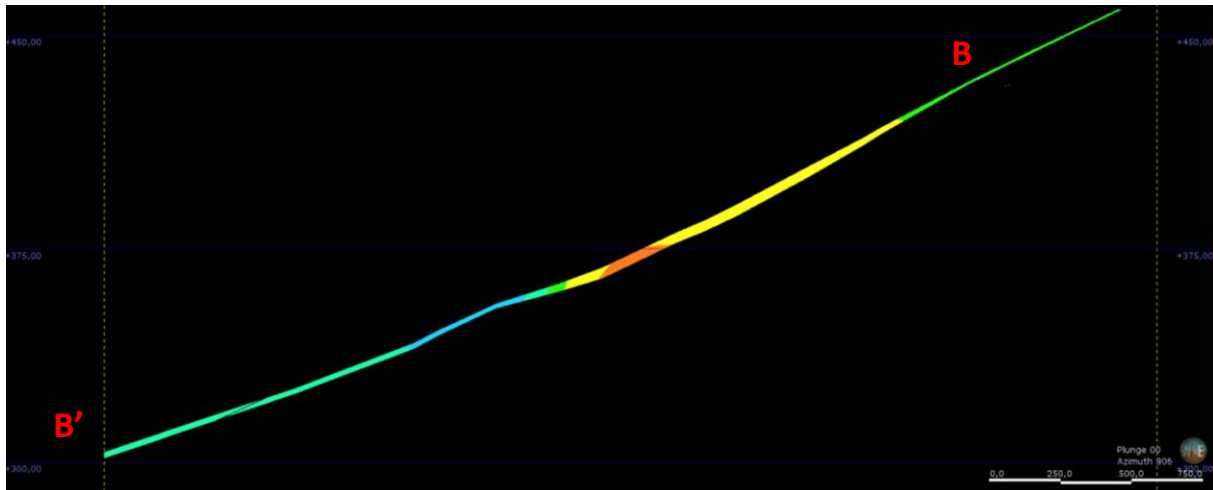


Figur 109: Figuren viser brennverdien til Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier fra 6000-6500 kcal/kg, grønn farge 6500-7000 kcal/kg, lysegrønn 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Skalering Z-aksen 1:10.



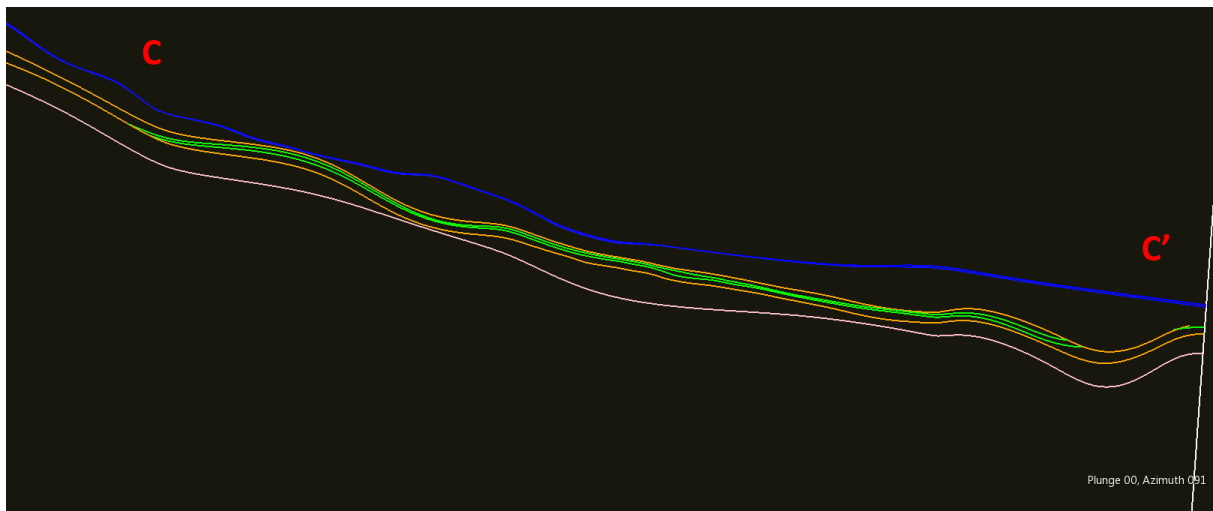
Figur 110: Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen. Lyseblå farge viser verdier 0,4-0,7 %, grønn farge 0,7-1,2 %, oransje farge 1,2-1,9 % og rød farge over 1,9 %. Skalering Z-aksen 1:10.

### Snitt B-B' 175 m nordøst for H5



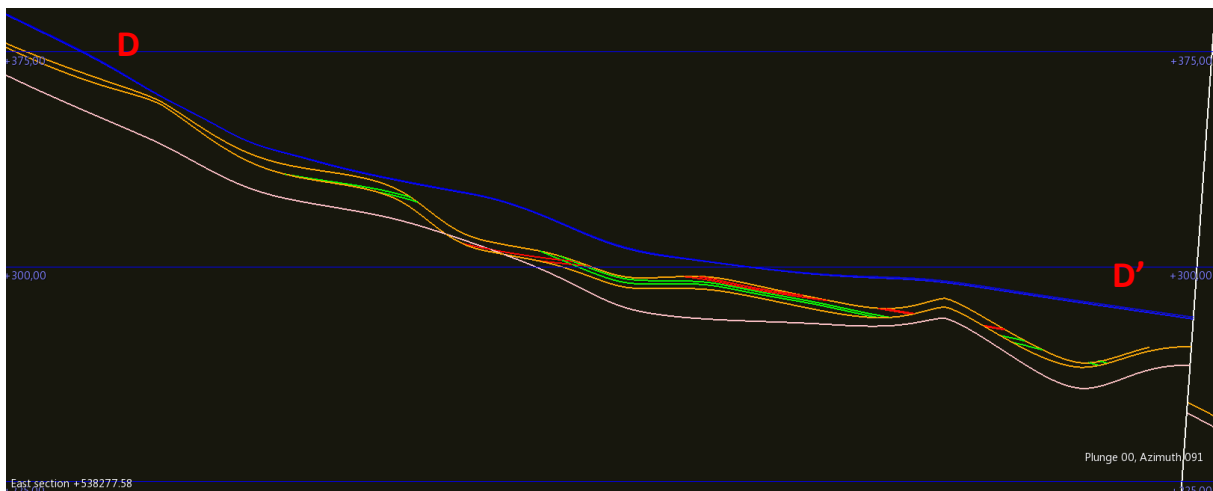
Figur 111: Figuren viser askeinnholdet der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Som det går frem av figuren øker askeinnholdet mot nordøst i forhold til snitt A-A'. Skalering Z-aksen 1:10.

### Snitt C-C' langs H4

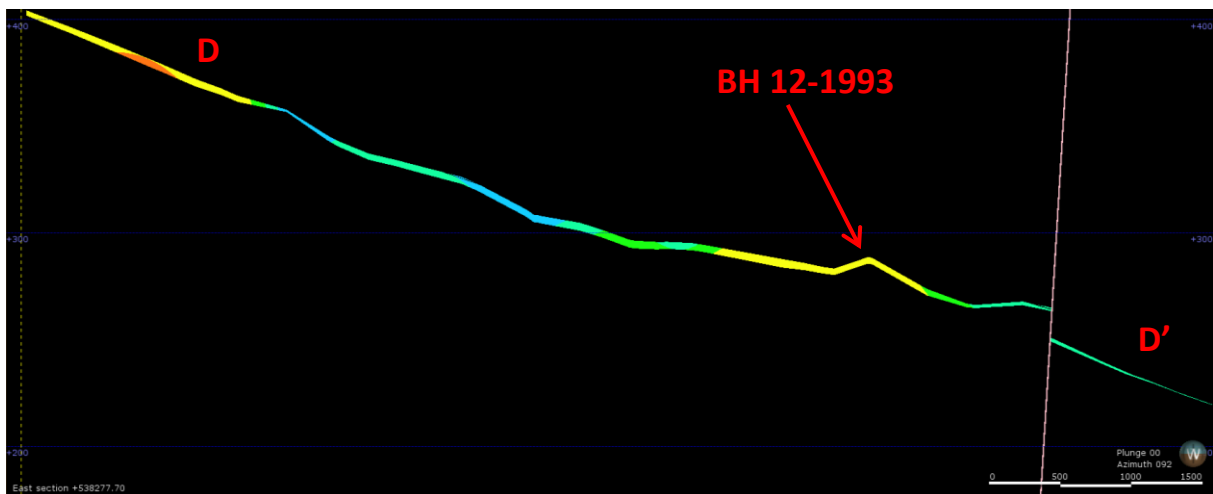


Figur 112: Figuren viser grensen kritt/paleogen i rosa nederst. Legg merke til den stedvis korte avstanden opp til Sveafløtsen. Normalforkastningen som krysser H2 ved tverslag 25 er vist i hvitt. Forkastningen på figuren ligger imidlertid ca. 1000 m sørvest for tverslag 25 i H2. Tykkelsen til Sveafløtsen varierer fra i underkant av 3 m mot forkastningen sør til i overkant av 4 m midt på figuren. Fløtsen tynner ut igjen mot nord til ca. 2 m. Mellomsteinen, som her er modellert sammen, varierer langs snittet fra 1,5 m nærmest forkastningen i sør, i underkant av 0,5 m midt i figuren for igjen å øke til ca. 1 m i nord. Bentonitten i blått ligger varierende høyde over Sveafløtsen med en tykkelse fra 0,6 m i sør til under 0,3 m i nord. I området hvor bentonitten er veldig nærme Sveafløtsen, er tykkelsen til bentonittlaget bare 0,05 m. Skalering av Z-aksen 1:15.

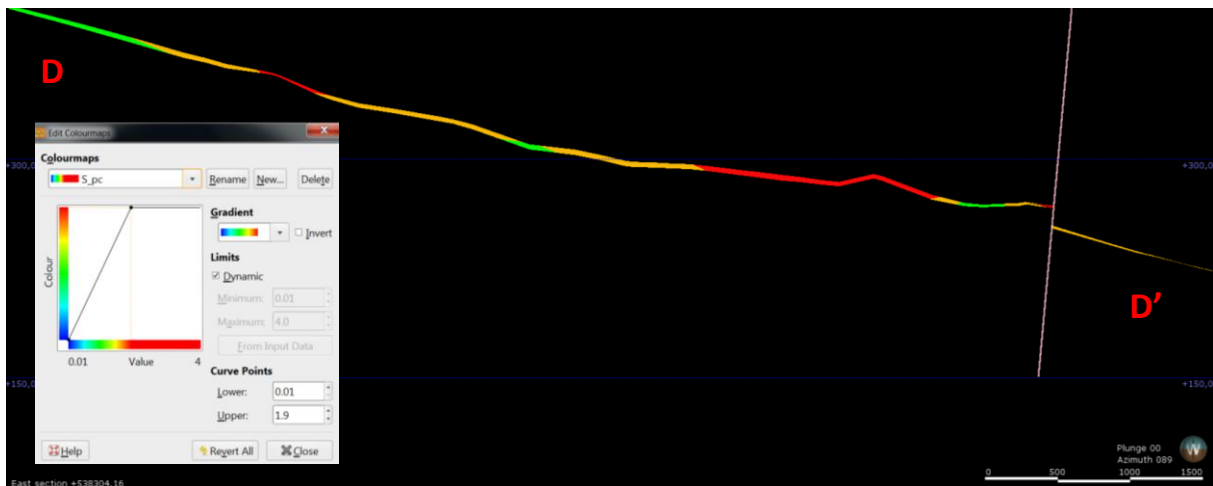
## Snitt D-D' 200 m vest for H4



Figur 113: Figuren viser grensen kritt-paleogen i rosa, Sveafløtsen i oransje, Mellomstein 1 i grønt, Mellomstein2 i rødt og bentonittlaget i blått. Midt på figuren skjærer Sveafløtsen seg ned i kritt-sedimentene og Mellomstein2 ligger stratigrafisk under Mellomstein1. De to mellomsteinene er her modellert hver for seg, og Leapfrog modellerer mellomsteinen inn og ut av Sveafløtsen. Fordi mellomsteinen ble modellert inne i Sveafløtsen, kiler den ut mot hengen og ligger til Sveafløtsen. Toppen og fordypningen til Sveafløtsen nær forkastningen skyldes borehullene 12-1993 og 45-1991. Ved normalforkastninga ligger hengblokka over liggblokka. Bentonittlaget ligger i varierende avstand over Sveafløtsen, men er mye jevnere enn Sveafløtsen. Skalering Z-akse 1:15.

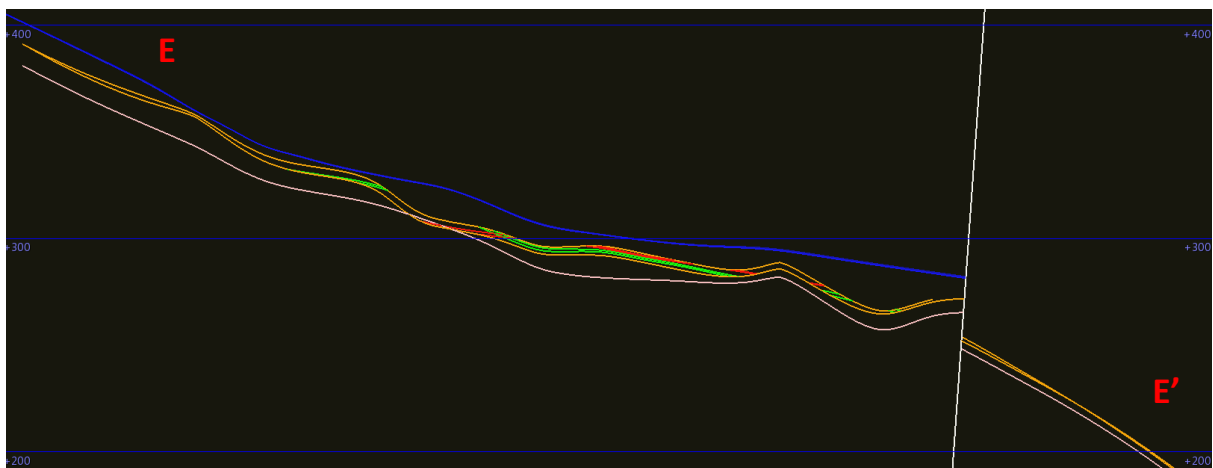


Figur 114: Figur over askeinnholdet der oransje farge viser verdier over 30 %, gul farge 20-30 %, grønn farge 15-20 %, lysegrønn farge 10-15 % og blå farge 5-10 %. Borehull 12-1993 kommer tydelig frem, og ved normalforkastningen ligger hengblokka stratigrafisk over liggblokka.



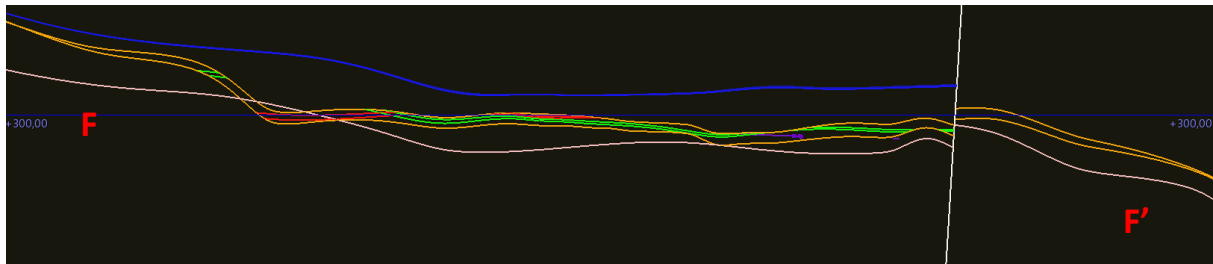
Figur 115: Figuren viser svovelinnholdet der rød farge viser verdier over 1,9 %, oransje farge 1,2-1,9 %, grønn farge 0,7-1,2 % og blå farge under 0,7 %. Legg merke til forskyvningen langs normalforkastningen som viser oppløft for unit2 og sprang nedover for unit1. Dette er motsatt retning i forhold til bevegelsen i H2. Skalering av Z-aksen er 1:10.

#### Snitt E–E' 400 m vest for H4

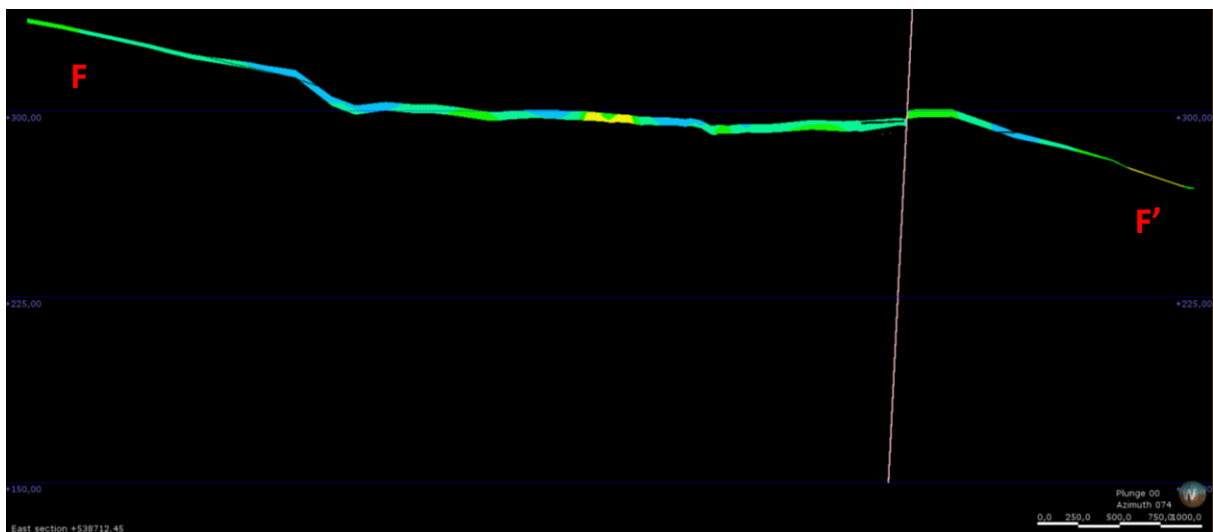


Figur 116: Figuren viser den samme trenden som snittet 200 m nærmere H4. Borehullene 12-1993 og 45-1991 preger også her modelleringen ved siden av normalforkastningen. Grensen kritt-paleogen i rosa, Sveafløtsen i oransje, Mellomstein1 i grønt, Mellomstein2 i rødt og bentonitten i blått. Legg merke til hvor mye flatere bentonittlaget er i forhold til lagene under. Skalering av Z-aksen 1:10.

### Snitt F-F' langs H3

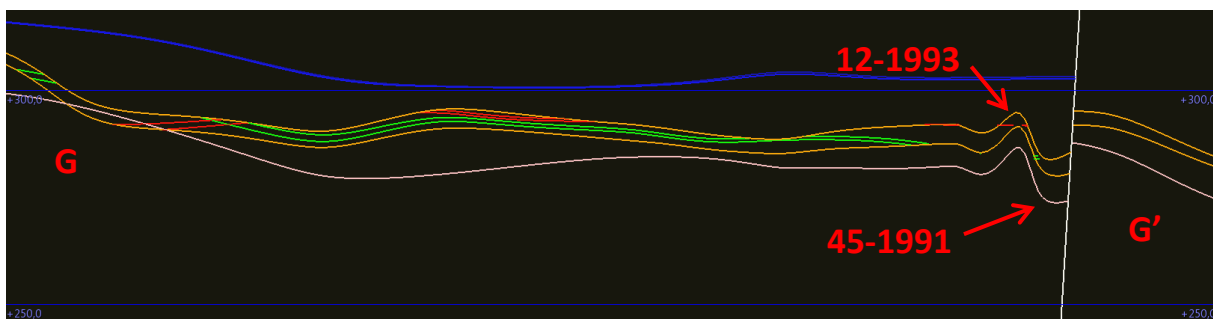


Figur 117: Figuren viser Sveafløtsen i oransje der denne går under grensen mellom kritt og paleogen ca. 375 m vest for DT4. I følge modelleringsprogrammet har kullet erodert ned i kritt, noe som er feil. Også her modelleres mellomsteinen inn og ut av Sveafløtsen, og Mellomstein2 i rødt ligger stedvis under Mellomstein1. Sør for normalforkastningen faller Sveafløtsen og kritt grensen markant. I liggblokka inneholder ikke Sveafløtsen mellomstein. Skalering av Z-aksen 1:15.

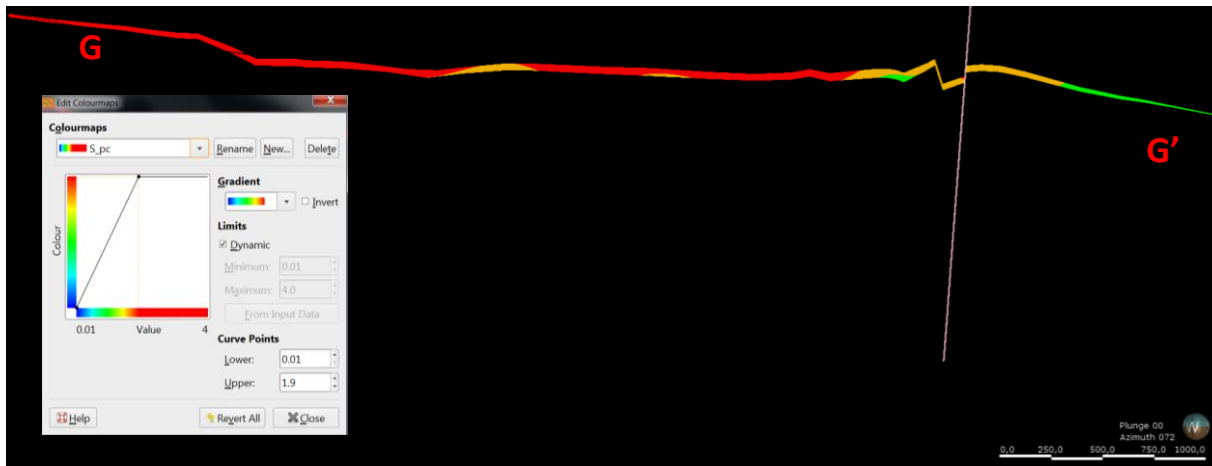


Figur 118: Figuren viser askeinnholdet som varierer veldig mye langs H3. Gul farge viser verdier 20-30 %, grønn farge 15-20 %, lysegrønn farge 10-15 % og blå farge 5-10 %. Modelleringen viser at Sveafløtsen er mye flatere i dette området. Skalering av Z-aksen 1:15.

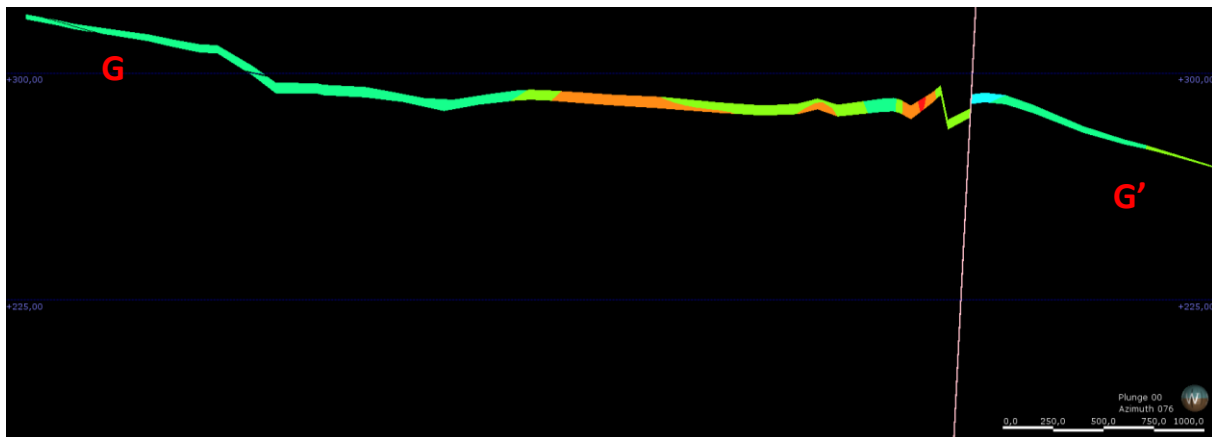
### Snitt G-G' 200 m vest for H3



Figur 119: Figuren viser at den samme geologiske utviklingen som i H3 fortsetter mot vest. Sveafløtsen kutter seg ned i kritt sedimentene ca. 550 m vest for DT4. Nærmere normalforkastningen påvirkes også dette snittet av borehullene 12-1993 og 45-1991. Skalering av Z-aksen 1:15.



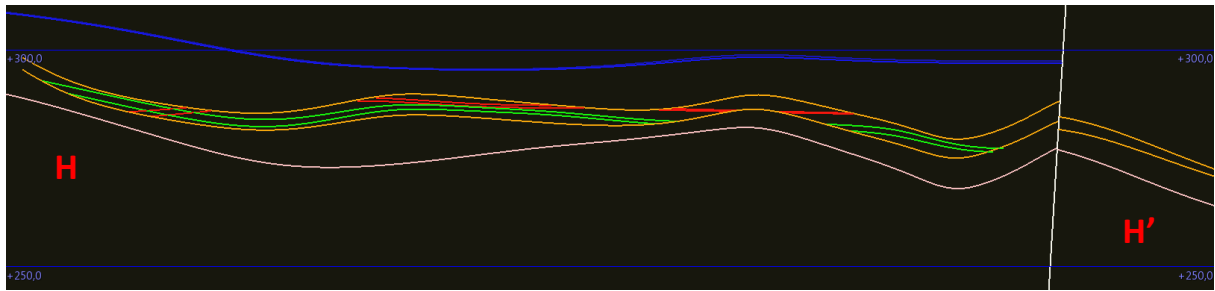
Figur 120: Figuren viser svovelinnholdet i Sveafløtsen snitt G-G' tatt 200 m vest for H3. Unit1 (liggblokk) til høyre for normalforkastningen og unit2 (hengblokk) til venstre. Legg merke til hvordan kullfløtsen opptrer ved siden av normalforkastningen. Dette er nærmere diskutert i kapitlene 4.4 og 5.2. Grønn farge viser verdier 0,7-1,2 %, oransje farge 1,2-1,9 % og rød farge over 1,9 %. Skalering av Z-verdien er 1:10.



Figur 121: Figuren viser brennverdien der rød farge representerer verdier under 6000 kcal/kg, oransje farge 6000-6500 kcal/kg, grønn farge 6500-7000 kcal/kg, lysegrønn farge 7000-7500 kcal/kg og blå farge over 7500 kcal/kg. Brennverdien har en nær sammenheng med askeinnholdet og dermed mellomsteinen. Skalering av Z-aksen er 1:10.

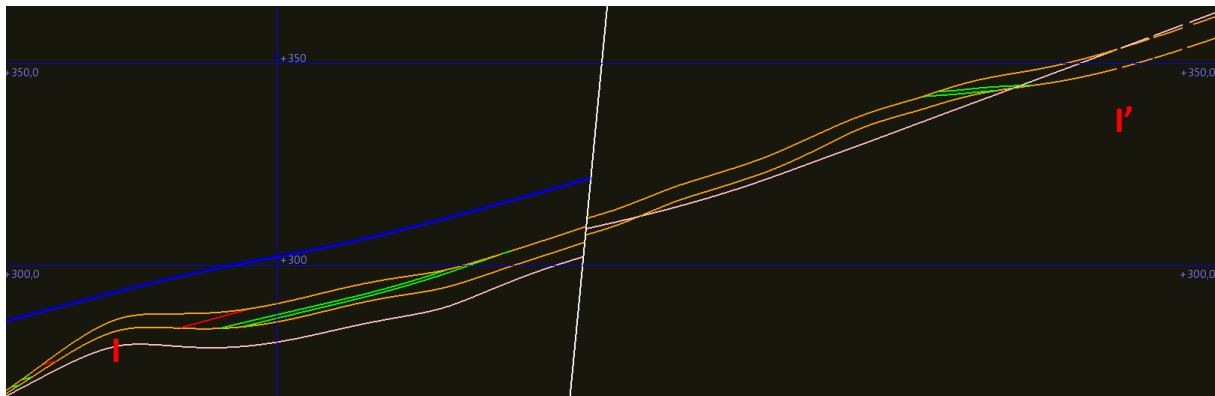


### Snitt H-H' 400 m vest for H3



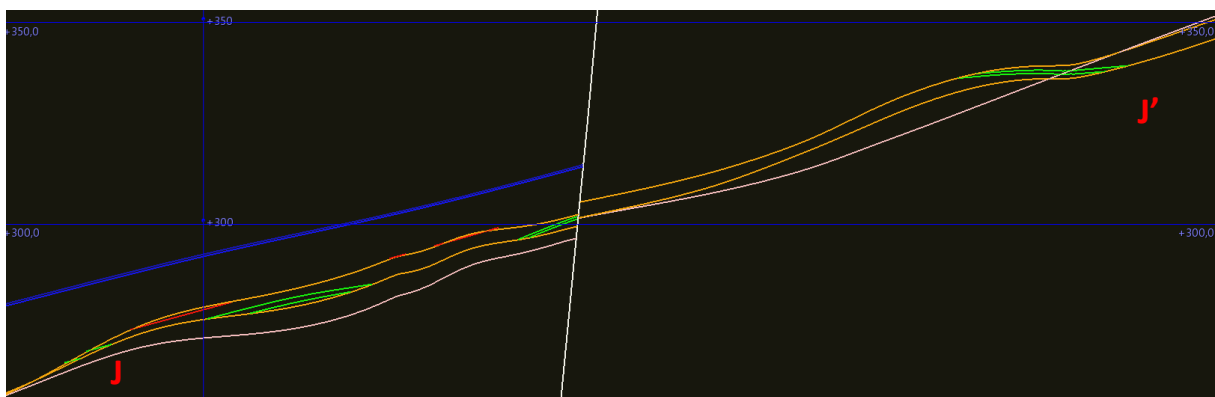
Figur 122: Figuren viser at tykkelsen til mellomsteinen fortsetter å øke lengre mot vest. Hengblokka er igjen kommet stratigrafisk høyere enn liggblokka. Også her viser modelleringen at bentonittlaget ble jevnere avsatt enn lagene under. Skalering av Z-aksen 1:15.

### Snitt I-I' langs H2

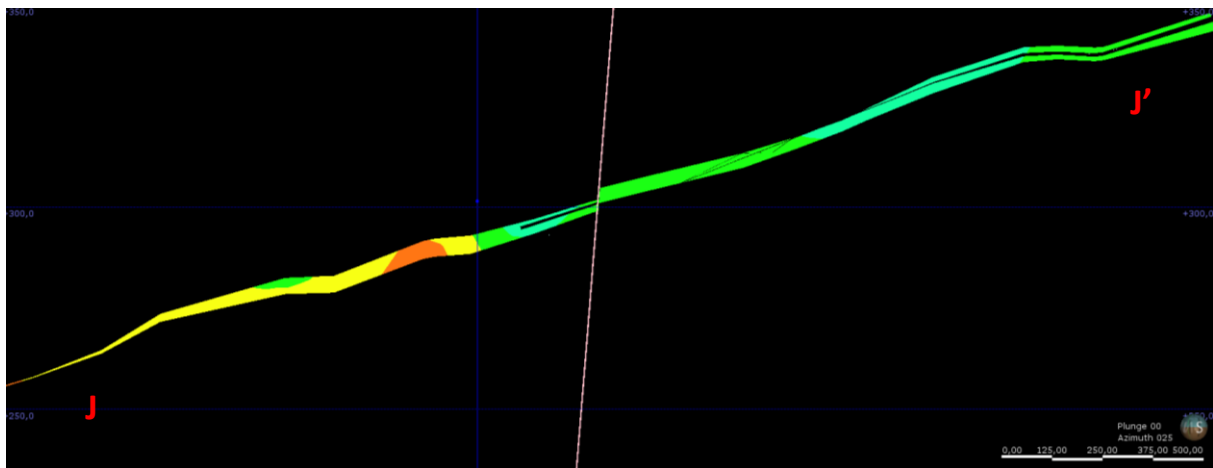


Figur 123: Modelleringen viser at Sveafløtsen kutter ned i kritt sedimentene på sørsiden av normalforkastningen. I liggblokka opptrer Mellomstein1 bare i et kort intervall mens Mellomstein2 er fraværende. Dette kan være forårsaket av det sparsommelige datagrunnlaget i området. Liggblokka inneholder ikke noen data om bentonitt, mens den i hengblokka er modellert som et plan. Skalering av Z-aksen 1:10.

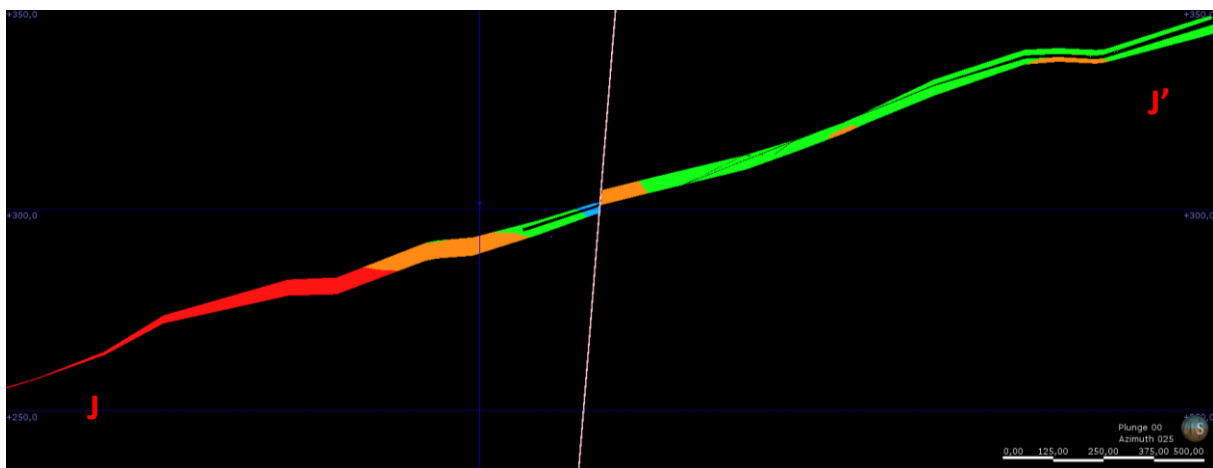
### Snitt J-J' 200 m sørvest for H2



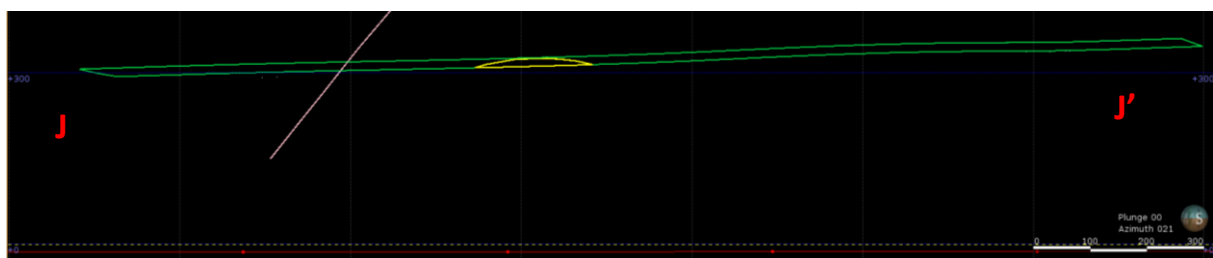
Figur 124: Også her kutter Sveafløtsen seg ned i kritt sedimentene i sør, og samtidig inneholder Sveafløtsen lite mellomstein i liggblokka. Hengblokka inneholder stedvis Mellomstein1 og små mengder av Mellomstein2. Bentonittlaget ligger mye jevnere enn den underliggende Sveafløtsen i hengblokka. Skalering av Z-aksen 1:10.



Figur 125: Figuren viser askeinnholdet der lysegrønn farge representerer verdier 10-15 %, grønn farge 15-20 %, gul farge 20-30 % og oransje farge over 30 %. Den svarte stripen i Sveafløtsen viser mellomsteinen modellert i Leapfrog Geo, noe forskjellig fra den som ble modellert ved hjelp av Leapfrog Mining i Figur 124 ovenfor. Skalering av Z-aksen er 1:10.

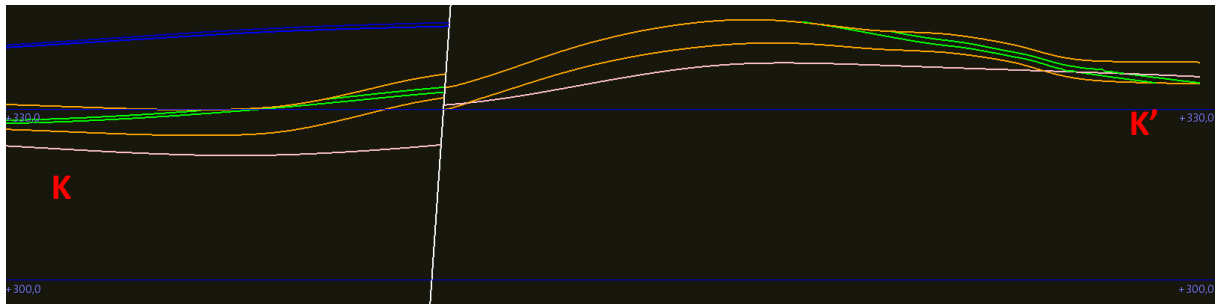


Figur 126: Figuren viser fosforinnholdet som øker mot nordvest i hengblokka. Blå farge viser verdier fra 0,01-0,025 %, grønn farge 0,025-0,075 %, 0,075-0,1 % og rød farge over 0,1 %. Skalering av Z-aksen er 1:10.

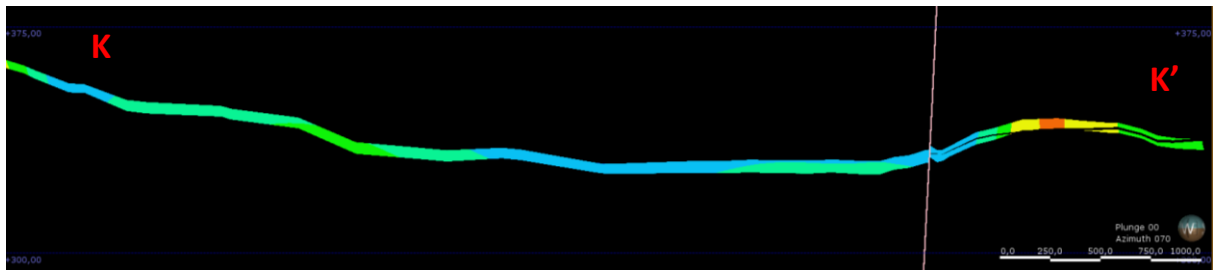


Figur 127: Figuren viser CMRR verdier der gul farge viser verdier 45-50 og grønn farge 50-60. Ingen skalering av Z-aksen.

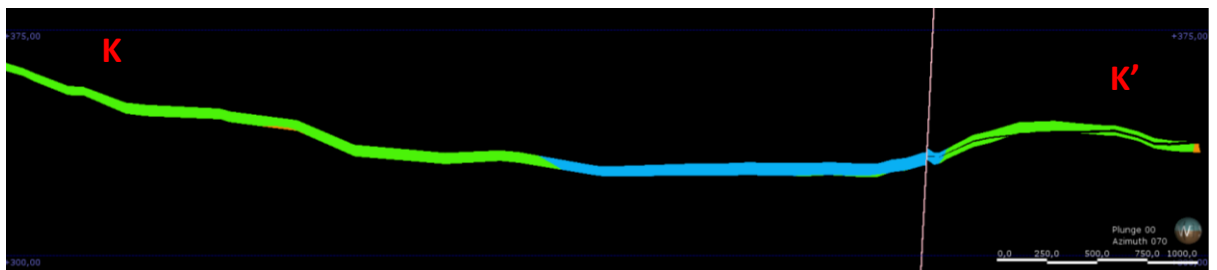
## Snitt K-K' langs H1



Figur 128: Helt til høyre går Sveafløtsen ut i dagen ved Høganesbreen der programmet modellerer Sveafløtsen ned i kritt sedimentene. Normalforkastninga skjærer snittet ved tverslag 2 i HT3. Videre mot nord i hengblokka følger ikke Mellomstein1 helt Sveafløtsen. Skalering av Z-aksen er 1:10.

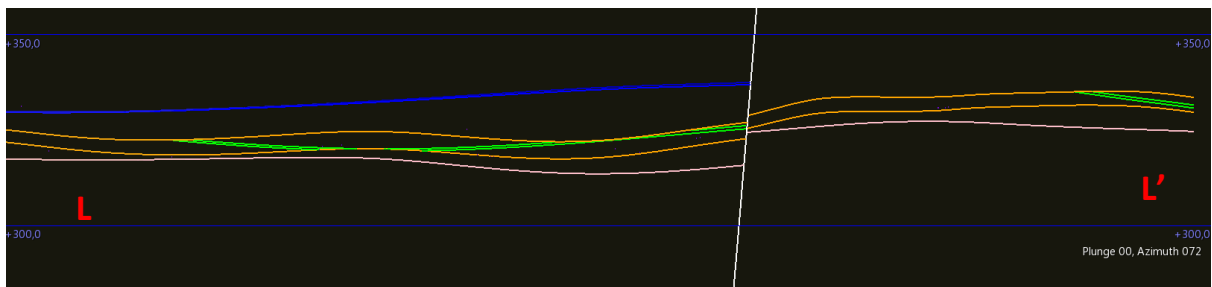


Figur 129: Figuren fra Leapfrog Geo viser askeinnholdet i Sveafløtsen der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 %, gul farge 20-30 % og oransje farge viser verdier over 30 %. De to modelleringsverktøyene Mining og Geo modellerer Sveafløtsen likt. Den svarte stripa i Sveafløtsen i liggblokka fremstiller mellomsteinen. De laveste askeverdiene ligger like ved og nordover fra normalforkastningen som skjærer snittet ved tverslag 2 i HT3. Skalering av Z-aksen er 1:15.

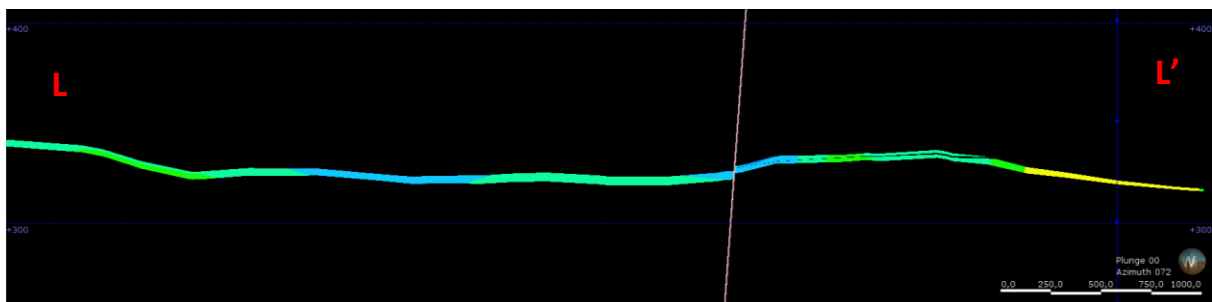


Figur 130: Figuren viser svelleegenskapene (FSI) til kullet i Sveafløtsen. Oransje farge viser verdier under 2, grønn farge 2-6 og blå farge 6-7,5. Som det går frem av figuren varierer FSI lite over store områder, se målestokk nede til høyre. Skalering Z-aksen 1:15.

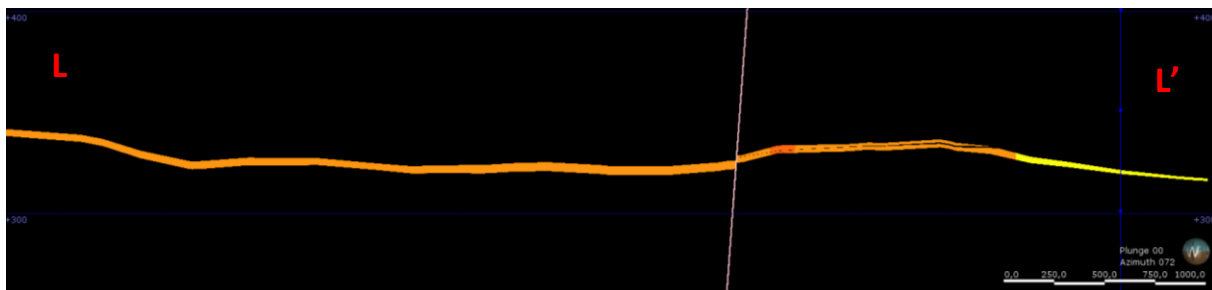
## Snitt L-L' 200 m vest for H1



Figur 131: Modelleringen viser stor forskjell i spranghøyden til krittgrensen og Sveafløtsen, noe som ikke er riktig. Mellomstein1 kiler ut i hengblokka ved normalforkastningen og Mellomstein2 er fraværende. Bentonittlaget viser en mye jevnere overflate enn Sveafløtsen og grensen mellom kritt-paleogen. Skalering Z-aksen 1:10.

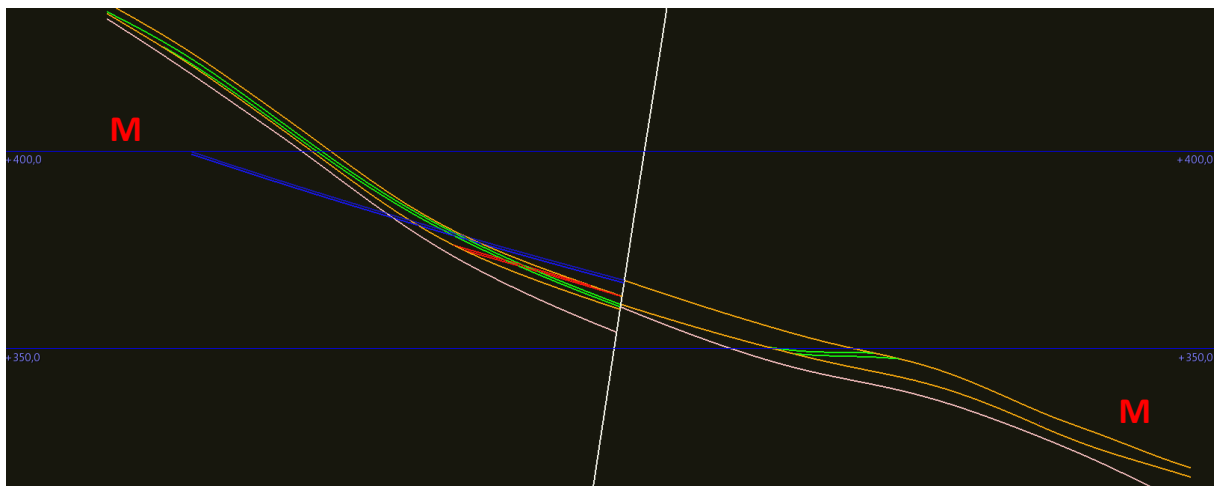


Figur 132: Figuren viser at askeinnholdet varierer over korte avstander i liggblokka, mens variasjonen ikke er like stor i hengblokka. Blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10.

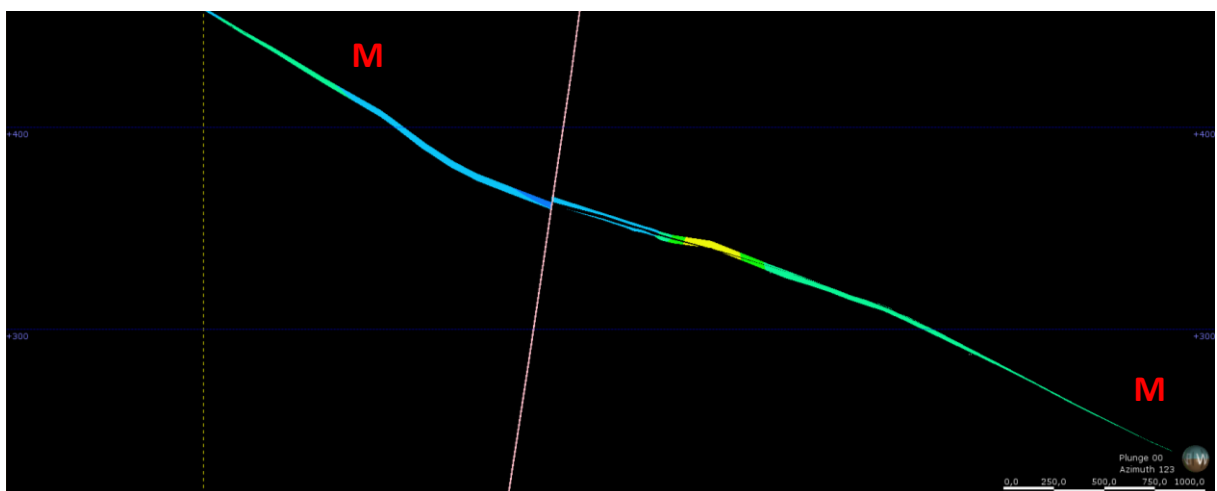


Figur 133: Figuren viser at de flyktige bestanddelene varierer lite langs snittet. Området nord for normalforkastningen er i all hovedsak utdrevet og det interessante området i randsonen ligger til høyre på figuren. Gul farge viser verdier 25-30 %, oransje farge 30-35 % og mørk oransje farge viser verdier over 35 %. Skalering Z-aksen 1:10.

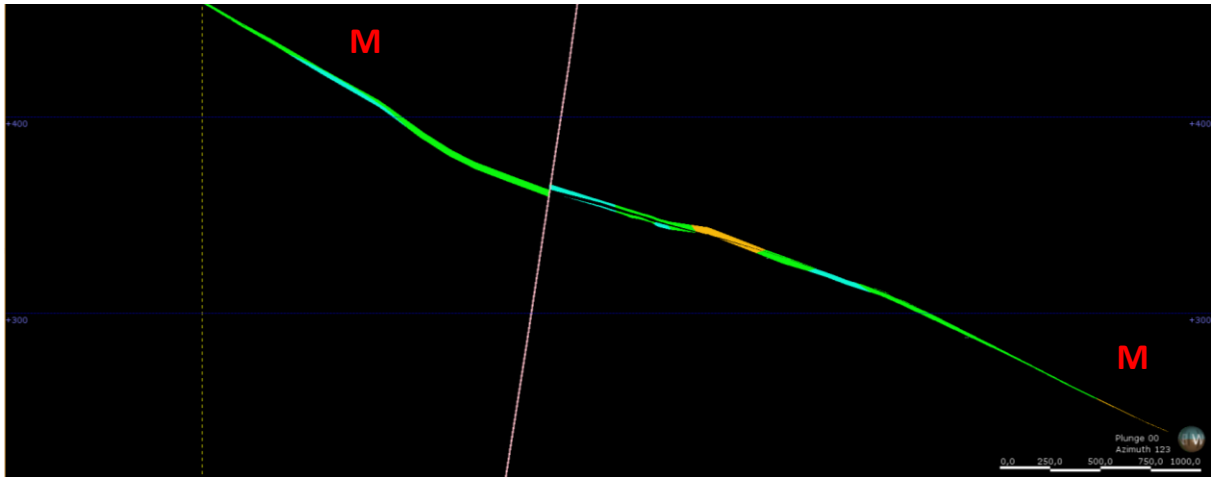
## Snitt M-M' langs HT5



Figur 134: Normalforkastningen skjærer HT5 mellom tverslag fem og seks. Mellomstein1 med grønn farge i liggblokka til høyre kiler ut mellom ligg og heng over en kort avstand, mens den følger Sveafløtsen i hengblokka til venstre. Mellomstein2 i rødt kutter Mellomstein1 i hengblokka, noe også bentonittlaget gjør. Skalering Z-aksen 1:10.

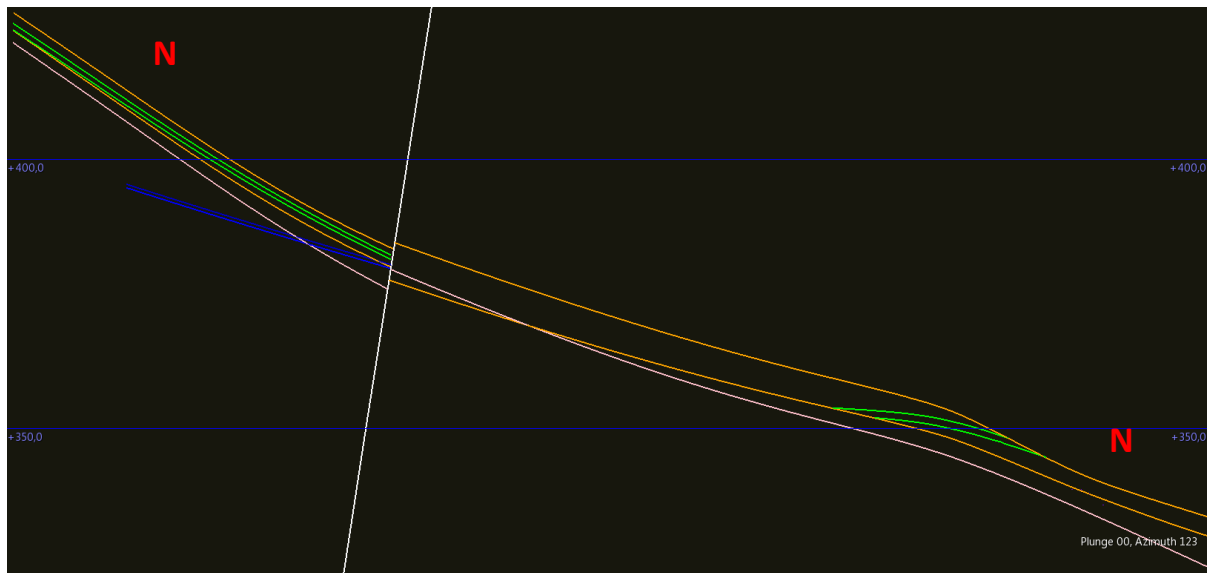


Figur 135: Figuren viser askenivået der blå farge viser verdier 5-10 %, lysegrønn farge 10-15 %, grønn farge 15-20 % og gul farge 20-30 %. Skalering Z-aksen 1:10. Den svarte streken inne i Sveafløtsen i liggblokka er de to mellomsteinene som Leapfrog Geo har modellert sammen. Skalering Z-aksen 1:10.

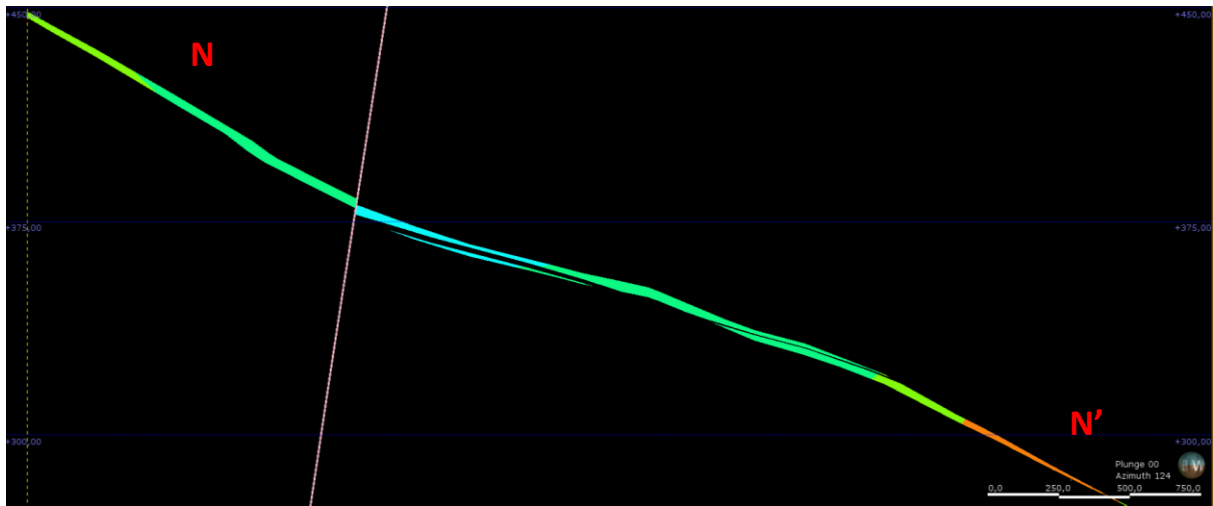


Figur 136: Figuren viser svovelinholdet der blå farge viser verdier 0,4-0,7 %, grønn farge 0,7-1,2 % og oransje farge 1,2-1,9 %. Skalering Z-aksen 1:10.

### Snitt N-N' 200 m sørøst for HT5

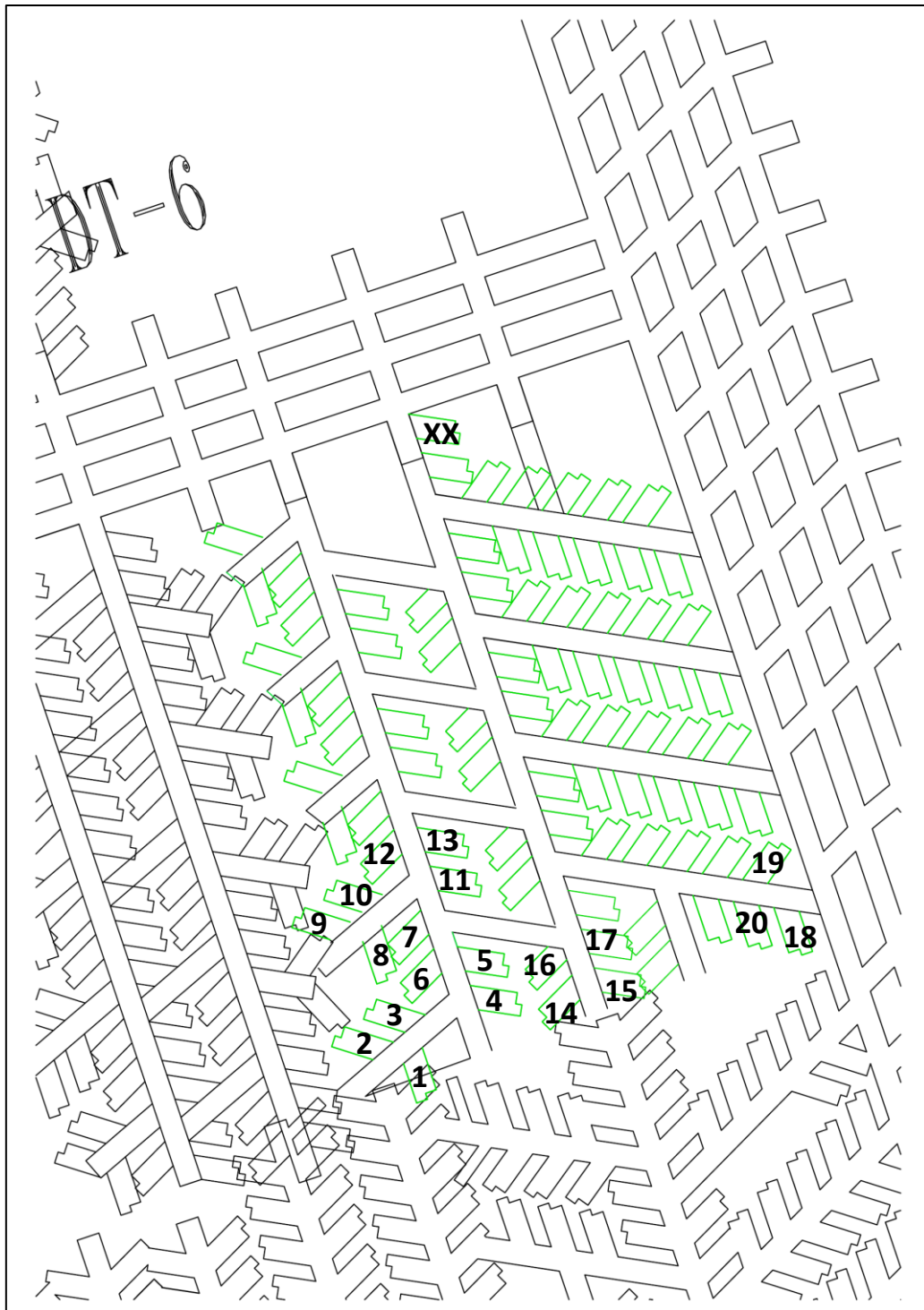


Figur 137: Figuren viser hvordan Leapfrog Mining på grunn av ulikt datagrunnlag modellerer de to forskjellige domeneene forskjellig. Tykkelsen til Sveafløtsen i oransje farge er i liggblokka 7,5 m og i hengblokka 3,5 m. Mellomstein1 i hengblokka er 0,8 m ved normalforkastningen og bentonittlaget som stratigrafisk er modellert under Sveafløtsen er 0,7 m. Skalering Z-aksen er 1:10.



Figur 138: Figuren viser brennverdien der oransje farge viser verdier 6000-6500 kgC/kg, grønn farge 6500-7000 kgC/kg, lysegrønn farge 7000-7500 kgC/kg og blå farge over 7500 kgC/kg. Den svarte stripen i Sveafløtsen representerer mellomsteinen. Skalering Z-aksen 1:10.

## Eksempel på splittekart



Figur 139: Figuren viser et eksempel på et splittekart, her fra området DT-6 i gruve 7. De planlagte splittene er vist i grønt, mens allerede utdrevet område er vist i svart. Før splittingen begynner nummeres splittene i hvilken rekkefølge disse skal kuttes i. Før arbeidet startes, deltar alle involverte på et møte der planen gjennomgås. Som det fremgår av figuren, møtes to forskjellige splitteområder ved de nederste grønne splittene. De 20 første og det siste splittet er nummerert. Metoden er veldig fleksibel med tanke på geografi og geologi, etter (SNSG, 2013).