

Mineraldannende prosesser, biosignaturer og
finkornede sedimenter i karstgrotter ved
Reingardslivatnet, Mo i Rana

Masteroppgave i geovitenskap

Ida Marie Gabrielsen



Institutt for geovitenskap
UNIVERSITET I BERGEN

August 2018

Sammendrag

Reingardslisystemet er et grottesystem utviklet i en marmorsoner som strekker seg 2,5 km i øst-vestlig retning i Reingardslia (Mo i Rana). Systemet regnes i dag som et av de lengste grottesystemene i Norge med en total lengde på 9053 meter og en vertikal utstrekning på 400 meter. Grottesystemet ligger sør for Reingarlivatnet og består av totalt fire grotter (Lapphullet, Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta) som er koblet sammen i kombinasjoner av labyrinth- og lineargeometri. Denne oppgaven har 1) kartlagt grottene Olavsgrotta og Persgrotta i samarbeid med medstudenter; 2) gjort feltundersøkelse av finkornete sedimenter avsatt i grottene; 3) tatt prøver av sekundære mineraler funnet i disse grottene. Dette har blitt gjort for å undersøke dannelseshistorie i forhold til de andre grottene i systemet (Lapphullet og Larshullet), og for å undersøke hva som styrer de mineraldannende prosessene i grottene. De finkornede sedimentene er undersøkt med visuelle og taktile metoder og avsetningene finnes flere steder i Olavsgrotten. Avsetningen av sedimentene kan skyldes enten perkolerende grunnvann rikt på finkornede sediment, og/eller en delvis til fullstendig oppdemming med stagnerende forhold som følge av en bre. De sekundære mineralene i Olavsgrotta og Persgrotta har blitt undersøkt med skanning elektronmikroskop (SEM) og XRD. Mineralene identifisert er kalsitt (CaCO_3), jarositt ($(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), gips (CaSO_4), og jernoksid ($\text{Fe}_x\text{O}_y + n\text{H}_2\text{O}$). Mineralforekomstene i Olavsgrotta og Persgrotta er et resultat av berggrunns litologien (vekslende lag av marmor og glimmerskifer), sprekke tetthet, og geometrien til grottene. Alle mineralforekomstene har kilder fra de omkringliggende bergartene som er blitt løst opp av perkolerende regnvann/grunnvann gjennom sprekker og felt ut i grottene når den har vært tørrlagt. Karbonat mineraler i marmor er kilde til kalsitt utfellinger av botryoider, stalagmitter, stalaktitter, krystalldammer og månemelk. Pyritt i glimmerskiferen er kilde til Fe^{2+} og S^{1-} , som går til jernoksidutfellinger og sulfatutfellinger av jarositt og gips ved reaksjoner. Mikroorganismer spiller også en viktig rolle i den sekundære grottemineraliseringen. De kan være med på å katalysere prosessene enten ved biologisk induert mineralisering eller biologisk kontrollert mineralisering. Funn av biosiganturer i månemelk (celler, etsemerker, EPS) og i jernoksidene (hule stilker) gir en god indikasjon på dette. I tillegg viser en prøve av månemelk ekstrahert for 16S rRNA tilstedeværelse av *Actinobacterier*, *Firmicutes*, og *Proteobacteria* som er bakterier knyttet til mikrobiell dannelse av månemelk i hulesystemer. Grottens geometri er ikke bare avgjørende for de mineraldannede prosessene, men også for de finkornede avsetningene. For mineraler er det avgjørende for luftfuktigheten, mens for de finkornede sedimentene er det avgjørende for potensielle sedimentplugg. Flere passasjer i grottene er trange og små og det kan dermed lett oppstå sedimentplugg når grotten er fylt med vann. Forholdene kan da være lagt til rette for

avsetning av finkornede sedimenter. Dateringer fra speleothemer og grottenes geometriske form gir en indikasjon på at grottene er dannet gjennom flere glasieringer. Tilstedeværelsen av sulfatmineraler (jarositt og gips) gir en indikasjon på at svovelsyrespeleogenese kan ha vært tilstede ved protogrottestadium for alle grottene ettersom kilden til sulfat er pyritt fra glimmerskifer i berggrunnen over. Det er derfor også trolig at svovelsyrespeleogenese fremdeles er en aktiv prosess i grottene. Majoriteten av finkornede sedimenter og mineraler har sannsynligvis blitt avsatt i siste del av grottens dannelseshistorie. Unntaket er de daterte speleothemene, som viser tegn til dannelse gjennom flere glasieringer.

Forord

En stor del av denne masteroppgaven dedikeres til Randi, min gode venninne og medstudent, du vil for alltid være savnet. Takk for lattermilde stunder og motivasjonspreik, du var et friskt pust i masterhverdagen.

Videre rettes en stor takk til hovedveileder, professor Stein-Erik, for god veiledning og ikke minst stort engasjement under denne oppgaveskrivingen. Takk for to lærerike år. Jeg setter stor pris på å ha fått ta del i et så utrolig spennende prosjekt! Jeg vil også takke min medveileder, førsteamanuensis Rannveig Øvrevik Skoglund, for god hjelp, korrekturlesing og ikke minst god stemning i feltleiren. En stor takk rettes også til frivillige som hjalp til under feltarbeidet, med kartlegging og godt humør i leiren. Dette gjelder Sverre Aksnes, Torstein Almo og Ionut Mirea (Mr. Squeeze). I tillegg vil jeg takke Hege Kilhavn (Teamleder for Rogacamp), Severin Lølkes og Marie E. Heggstad for godt samarbeid under feltsesongen 2016-2017. Takk til grottedykkere Antti Eloranta, Yngve Gabrielsen og Sami Paakarinen.

Det må også rettes en takk til grunneier Knut Stormo for transport av utstyr (og studenter), tillatelse til å sette opp leir, bruk av utedo og en ekstra stor takk for utlån av hytte under feltsesongen 2017. Videre må også Rana kommune, miljøavdelingen ved Hilde Sofie Hansen takkes for tilgang og tillatelse til å samle prøver. Takk til Irene Heggstad og Leif Erik Rydland Pedersen for god veiledning og inspirasjon på SEM. En takk rettes også til ansatte ved geomikrobiologilaboratoriet, spesielt Anita-Elin Fedøy og Francesca Vulcano, på UiB for hjelp med prøvepreparering og gjennomføring av geomikrobiologiske metoder.

Takk til mine medstudenter og venner gjennom både bachelor og master for morsomme og slitsomme stunder. Hverdagen hadde virkelig ikke vært det samme uten dere! Ekstra stor takk til Leif Erik Rydland Pedersen, Hege Kilhavn, Marie E. Heggstad og Iselin Tjensvoll Torland for korrekturlesing av oppgaven. Videre vil jeg også takke Marie Heggstad for godt samarbeid, mange gode innspill og ideer. Hege Kilhavn vil jeg også takke igjen for utallige telefonsamtaler i perioder med total frustrasjon og demotivasjon. Jeg vil også takke mine romkamerater Suvi, Kristine, Anne-Marie og Ingvild for mental støtte og hjelp til husarbeid i hektiske mastermåneder. Jeg vil også takke min familie for all støtte. En ekstra stor takk rettes til min mormor som alltid har hatt meg i tankene sine, hver dag.



Bergen, August 2018

Innholdsfortegnelse

1. INTRODUKSJON	1
2. BAKGRUNN	3
2.1 REINGARDSLISYTEMETS BERGGRUNN I STORE TREKK	3
2.2 SPOR ETTER ISEN	6
2.3 DAGENS KLIMAFORHOLD	9
2.4 TIDLIGERE FORSKNING I REINGARDSLISYSTEMET	10
3. TEORI	15
3.1 KARSTGROTTER OG DERES DANNESEPROSESSER	15
3.1.1 <i>Oppløsning av karbonatbergarter</i>	15
3.1.2 <i>Kjemisk og hydraulisk gjennombrudd</i>	19
3.1.3 <i>Utviklingen av en grotte og dens livsforløp</i>	20
3.1.5 <i>Kontaktkarst</i>	22
3.1.6 <i>Svovelsyrespeleogenese og hypogene grotter</i>	26
3.1.7 <i>Avsetninger i grotter</i>	27
3.2 ABIOTISKE OG BIOTISKE MINERALISERINGSPROSESSER	29
3.2.1 <i>Grottemiljø</i>	29
3.2.2 <i>Grottemineralisering</i>	30
4. METODE	45
4.1 STUDIE- OG PRØVETAKINGSOMRÅDET	45
4.2 GROTTKARTLEGGING	47
4.3 PRØVETAKING OG OPPBEVARING AV MATERIALE.....	50
4.4 TRADISJONELL RØNTGENDIFFRAKSJON (XRD)	50
4.5 SVEIP-ELEKTRONMIKROSKOP (SEM)	51
4.6 DNA-SEKVENSANALYSE	52
5 RESULTAT	55
5.1 BESKRIVELSE AV GROTTESYSTEMET.....	55
5.1.1 <i>Olavsgrotta</i>	59
5.1.2 <i>Persgrotta</i>	72
5.2 MINERALFOREKOMSTER OG BIOSIGNATURER.....	77
5.2.1 <i>Kalsitt, CaCO₃</i>	79
5.2.2 <i>Gips, CaSO₄</i>	87
5.2.3 <i>Jarositt (K, Na, H₃O)Fe₃(SO₄)₂(OH)₆</i>	90
5.2.4 <i>Jernoksid, Fe_xO_y+nH₂O</i>	93
5.2.5 <i>Muskovitt/hydromuskovitt/illitt (K,H₃O)(Al,Mg,Fe)₂(Si,Al)₄O₁₀ ((OH)₂, H₂O)</i>	95

6. DISKUSJON	97
6.1 GENERELL BESKRIVELSE AV REINGARDSLISYSTEMET	97
6.1.1 <i>Litologi</i>	98
6.1.2 <i>Sprekkesetetthet</i>	99
6.1.3 <i>Grottegeometri</i>	99
6.2 MINERALFOREKOMSTER OG BIOSIGNATURER.....	101
6.2.1 <i>Kalsitt</i>	101
6.2.2 <i>Jarositt og gips</i>	109
6.2.3 <i>Jernoksid</i>	111
6.3 MINERALUTFELLINGER OG FINKORNIGE SEDIMENTER I KORRELASJON TIL HVERANDRE OG DET EKSTERNE MILJØET	113
6.3.1 <i>Mineralutfellinger</i>	114
6.3.2 <i>Finkornede sedimenter (Leire og silt)</i>	116
6.3.3 <i>Sammenheng mellom mikroorganismer, mineralutfellinger og finkornede sedimenter</i>	121
6.4 HENDELSESFORLØP FOR REINGARDSLISYSTEMET	122
7. KONKLUSJON	128
8. VIDERE ARBEID	130
REFERANSER	132
VEDLEGG	141

1. INTRODUKSJON

Denne oppgaven representerer siste del av et større kartleggingsprosjekt av et grottesystem i Reingardslia, Mo i Rana. Kartleggingsprosjektet startet høsten 2015 og ble avsluttet høsten 2017. Etter grottenes fredning i 1967 er det i forbindelse med dette kartleggingsprosjektet blitt produsert nye og forbedrede kart over et grottesystem som ligger sør for Reingardslivatnet. Reingardsliprosjektet har hatt som hensikt å kartlegge grottene og studere dem med hensyn på blant annet paleohydrologi, strukturgeologi, berggrunnslitologi, sedimentologi, mineralogi og biosignaturer.

Reingardslisystemet består i dag av fire grotter: Olavsgrotta, Persgrotta, Larshullet og Lapphullet. Grottene i Reingardslisystemet, spesielt Larshullet og Lapphullet, har allerede blitt undersøkt med hensyn på paleohydrologi, strukturgeologi, sedimentologi, overflatekarst og mineralogi. Dette er ikke blitt undersøkt i Olavsgrotta eller Persgrotta. Det gjenstår dermed å utføre lignende studier for disse grottene. Marie Heggstad (2018) har studert litologi og strukturgeologi i Olavsgrotta og Persgrotta for å kunne gi en samlet forklaring på grottenes plassering i terrenget, samt deres utstrekning og morfologi.

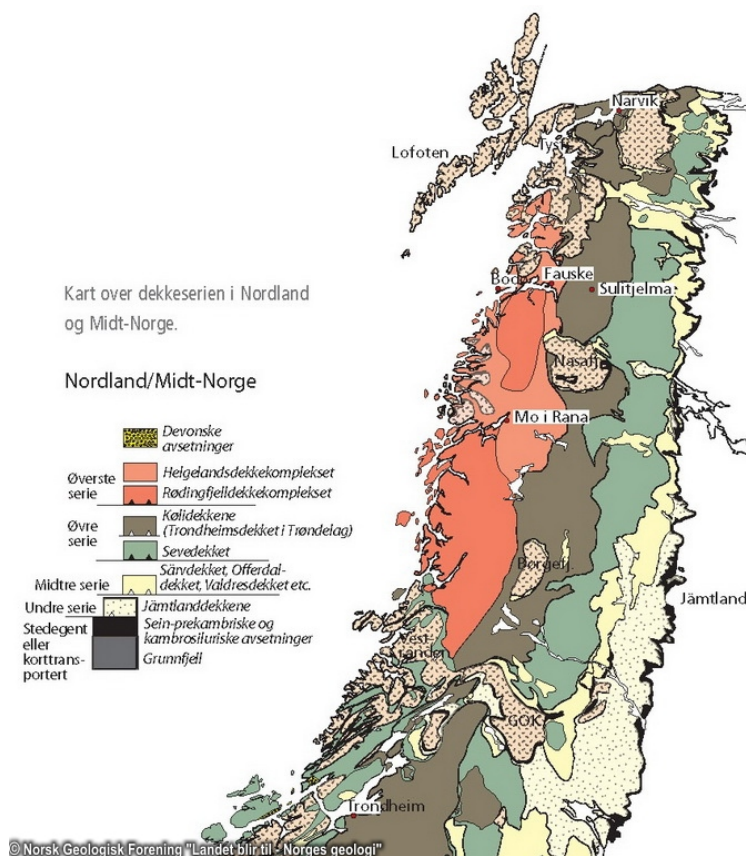
Denne oppgavens fokus er kartlegging, mineralogi, biosignaturer samt sedimentologi. Målet er å kartlegge Olavsgrotta og Persgrotta for å undersøke deres dannelseshistorie i forhold til de andre grottene i systemet Lapphullet og Larshullet. I tillegg skal det å gis en forklaring på de mineraldannende prosessene, biosignaturer og finkornede sedimentavsetninger i Olavsgrotta og Persgrotta. Dette for å videre sammenligne dem med lignende avsetninger fra de andre grottene i systemet. Videre skal det prøves å bestemme hvilke eksterne faktorer som kan ha hatt en innvirkning på grottemineraliseringen og biosignaturene observert i Reingardslisystemet. Mineralavsetningene og de finkornede avsetningene skal så kobles til det eksterne miljøet. På bakgrunn av resultater fra denne masteroppgaven og andre oppgaver vil det til slutt bli foreslått et hendelsesforløp for dannelsen av Reingardslisystemet, mineralforekomstene og de finkornede sedimentene.

2. BAKGRUNN

2.1 REINGARDSLISYTEMETS BERGGRUNN I STORE TREKK

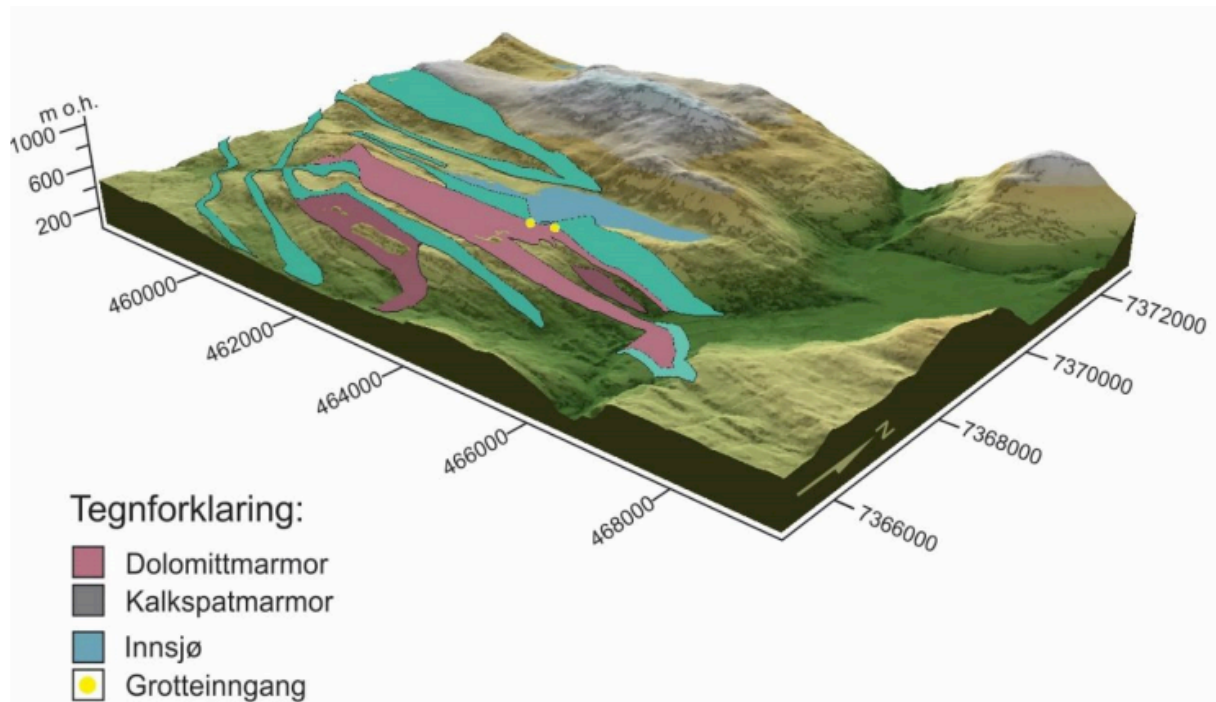
Bergartene vi finner i Mo i Rana ble dannet under den kaledonske fjellkjededannelsen (Stephens m. fl., 1985; Søvogjarto, 1988). Den kaledonske fjellkjeden ble til da de kontinentale platene Baltika og Laurentia kolliderte og lukket Iapetus havet som lå imellom dem (Gjelle & Søvogjarto, 2004; Fossen m. fl., 2006). Kollisjonen kan ha utspilt seg på et tidsrom fra 750 til mindre enn 400 Ma år tilbake i tid (Bryhni, 2017). Under denne kollisjonen ble den Laurentiske platen delvis skjøvet over den Baltiske platen og det ble dannet flere skyvedekker (Gee m. fl., 1985; Gee m. fl., 2008). Disse skyvedekkene er delt inn i fire hovedenheter basert på affiniteten til bergartene de består av (Roberts og Gee, 1985): 1) Undre dekket består av Prekambriske metakrystalline bergarter, som sammen med lavere Paleosoisk og sen prekambriske metasedimentære bergarter er tolket til å komme fra den kontinentale marginen til det Baltiske kontinentet; 2) Midtre dekket er tolket til å være den ytre kontinental marginen til Baltika, og består av lavere Paleosoisk og sen Prekambriske metasedimentære bergarter, mafiske ganger, og prekambriske krystalline bergarter; 3) Det øvre dekket er består av metabergarter av havbunnskorpe, sedimenter, og øybuer som ble dannet i Iapetus havet. 4) Det aller øverste dekket inneholder bergarter fra den Laurentiske marginene, i hovedsak metabergarter av sedimentær, vulkansk, og intrusiv opprinnelse.

Reingardslisystemet, som dette studiet fokuserer på, er en del av den øverste dekkeserien (fig. 1). Bergartene i Mo i Rana plasseres i varierende underdekkekomplekser, både Rødningfjelldekkekomplekset og Helgelandsdekkekomplekset (fig. 1).

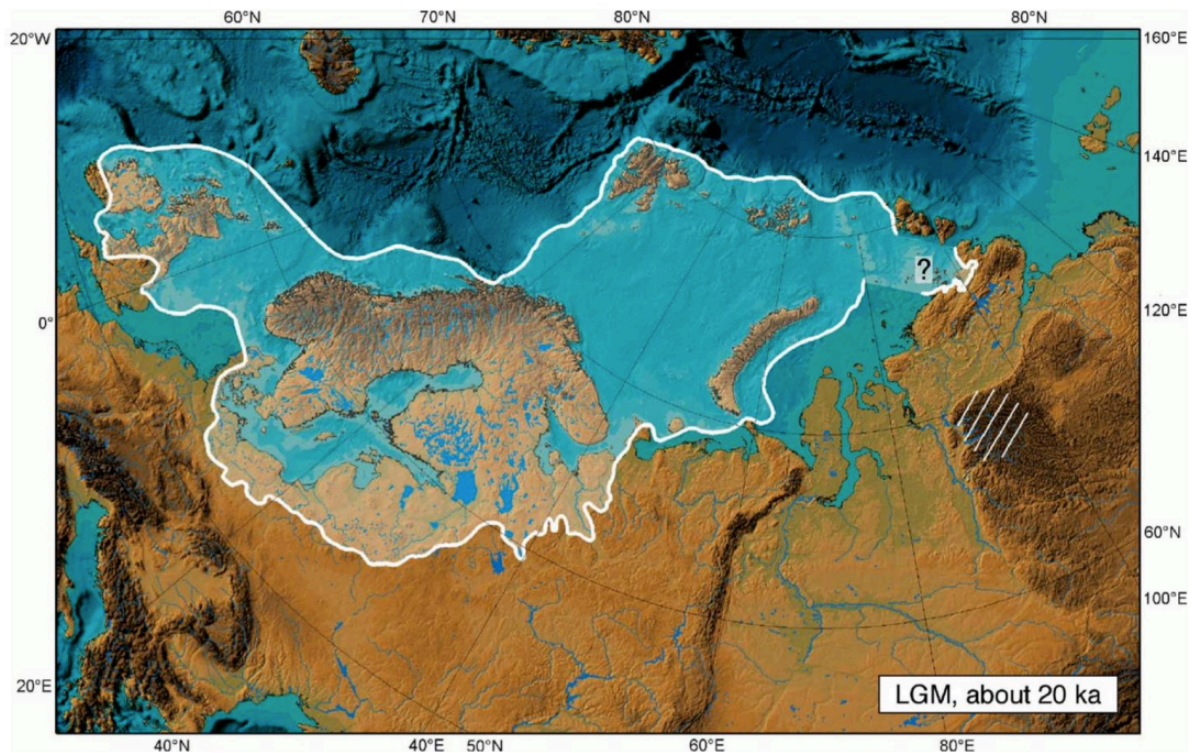


Figur 1 Kart over dekkekomplekser fra den kaledonske orogenese for Midt-Norge. Bergartene ved feltområdet hører i dette tilfellet til Helgelandsdekkekomplekset. Figuren er hentet fra Fossen m. fl. (2013).

Bergartene i Reingardsliasystemet består for det meste av metasedimentære bergarter, og grottene ligger i områder med kalkspatmarmor, dolomitmarmor og glimmerskifer (fig. 2). Bergartene er av prekambrisk til antatt kambro-silurisk alder og har gjennomgått varierende grad av regionalmetamorfose fra grønnskifer- til ganulittfacies (Søvegjarto m. fl., 1988). Den kaledonske fjellkjedefoldingen har, sammen med gjentatt heving og erosjon i mesozoikum, ført til eksponering av smale foldede marmorbånd med stor lateral utbredelse. Mellom marmorbåndene er det akvikluder (vannhindrere) av glimmerskifer eller granittiske intrusiver (Lauritzen & Skoglund, 2013). Den stripedede utformingen er det som kjennetegner den norske karstypen, og har fått navnet stripekarst (Lauritzen, 2001). Foldingen av de karbonatrike sedimentære sekvensene legger til rette for spesielle typer erosjon og forvitningsprosesser. Tidligere lagdeling, sprekker og porøsitet i marmoren har som følge av metamorfosen blitt fjernet. Dette har en innvikling på grottedannelsen da muligheten for vann som trenger inn kraftig har blitt redusert. Derimot kan nye potensielle startpasasjer ha blitt åpnet som følge av post-kaledosk sprø deformasjon og sprekkedannelse (Gabrielsen m. fl., 2002; Ksienzyk m. fl., 2014)



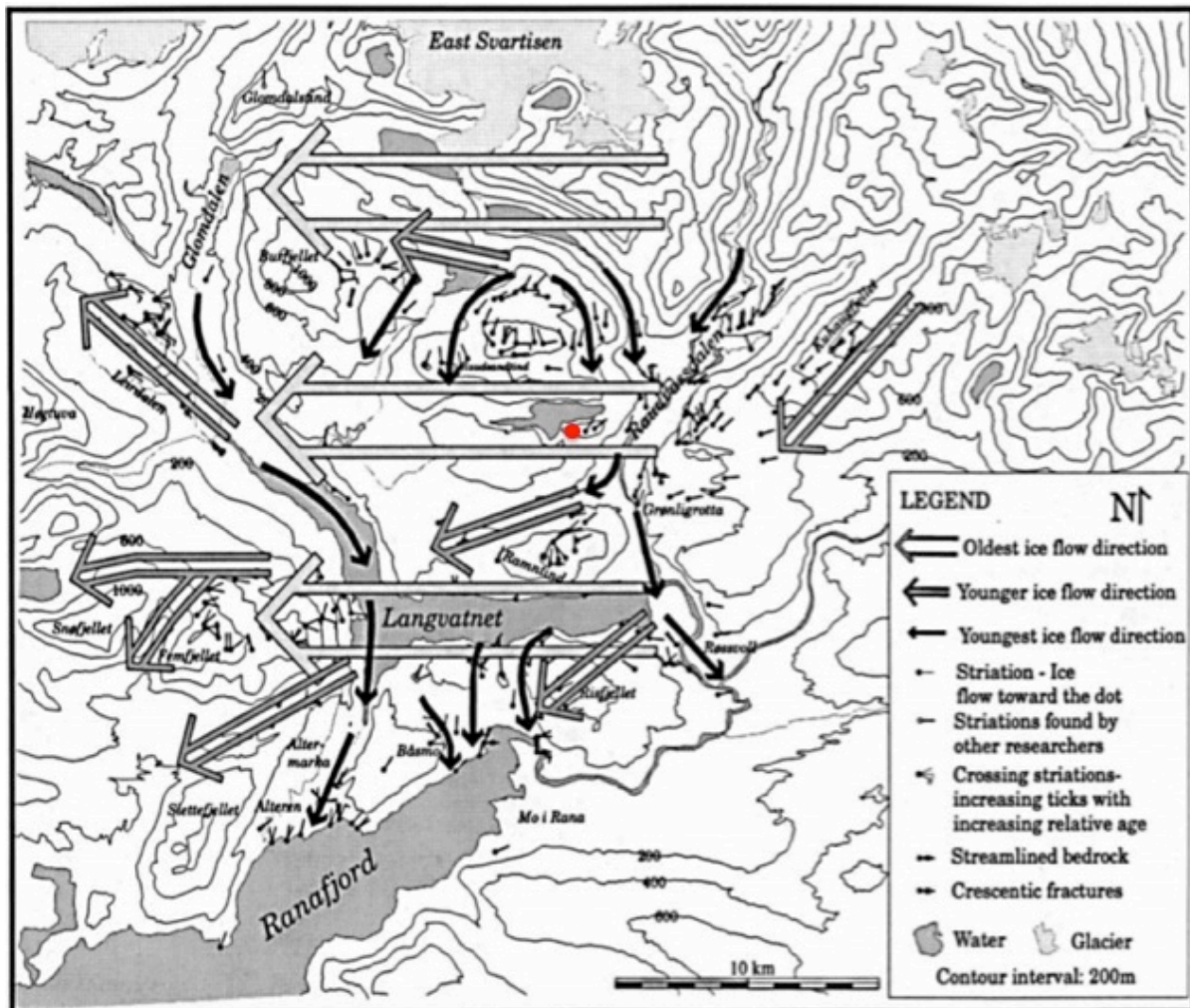
Figur 2 Berggrunnsgeologisk terrengmodell over Reingardslisystemet med omtrentlig beliggenhet av de kartlagte grottene markert med gule prikker. Vertikalskala er overdrevet 2x. Terrengmodellen er hentet fra Lølkes (2017).



Figur 3 Rekonstruksjon av siste maksimale geografisk utbredelse av glasieringen for omtrent 20 000 år siden. Figuren er hentet fra Svendsen m. fl. (2014).

2.2 SPOR ETTER ISEN

I tiden etter den kaledonske fjellkjedefoldningen (devon) og ferdigstilling av peneplanet, samt oppløft og erosive prosesser i neogen, formet de kvartære prosessene landmassene i Skandinavia. Typiske prosesser som glasieringer og deglasieringer satte sine spor i landskapet. Rana-området ble utsatt for fire store glasieringer i kvartær. De fire glasieringene inkluderer sen-saale (før 130 000 år), tidlig-weichsel (ca. 90-80 000), midt- weichsel (60-50 000 år) og sen weichsel (20-15000 år). Den siste glasieringsperioden, weichsel (ca. 115 000 til 11 700BP), frem mot deglasieringen av Svartisen-området er beskrevet av Blake og Olsen (1999). I denne perioden hadde isdekkene sin siste maksimale geografisk utstrekning for omtrent 20 000 år siden, LMG (eng. Last glacial maximum), vist i figur 3. Blake og Olsen (1999) har brukt skuringsstriper, mikroskopiske striper på kvartslinser og andre erosjonsformer for å rekonstruere isbevegelsen og strømningsretningen i områdene sør for Svartisen fra LGM til deglasieringen av Svartisen (fig. 4). Brebevegelsen i områdene sør for Svartisen har vært forskjellig avhengig av isens tykkelse. Når isen var på sitt tykkeste under LGM, beveget den seg uavhengig av topografien fra øst mot vest.



Figur 4 Rekonstruksjon av isbrebevegelser i områdene sør for Svartisen fra LGM og frem til deglasiasjonen av Svartisen (Blake og Olsen, 1999). Modifisert med rød prikk som representerer omtrent beliggenhet av grottene sør for Reingardslivannet.

Spor etter den tykke innlandsisens bevegelse finner man i de høyereliggende områdene representert av de store, hvite pilene på kartet (fig. 4). I de lavereliggende områdene, under de høyeste fjelltoppene, finner man spor etter en sør-vest rettet isbrebevegelse. Bevegelsen var da mer styrt av den lokale topografien i Svartisen-området som følge av at isen hadde smeltet og breoverflaten var mindre. De minste, svarte, pilene på kartet representerer den yngste brebevegelsen, i en mer sørlig retning, trolig fra da Svartisen hadde en større utstrekning. På dette stadiet var brebevegelsen styrt av topografien der breen fulgte dalene og fjellformasjonene fungerte som barrierer. For omtrent 9500 år siden ble Svartisen separert fra det større kontinentale isdekket (Blake og Olsen, 1999). Svartisen hadde da en mye større utstrekning enn den har i dag, og både Glomdalen og Raudvassdalen var fylt med en 500 meters tykk brearm. Høye fjelltopper, som blant annet Raudsantind og Ramntind, stakk da sannsynligvis opp av isen som nunataker.



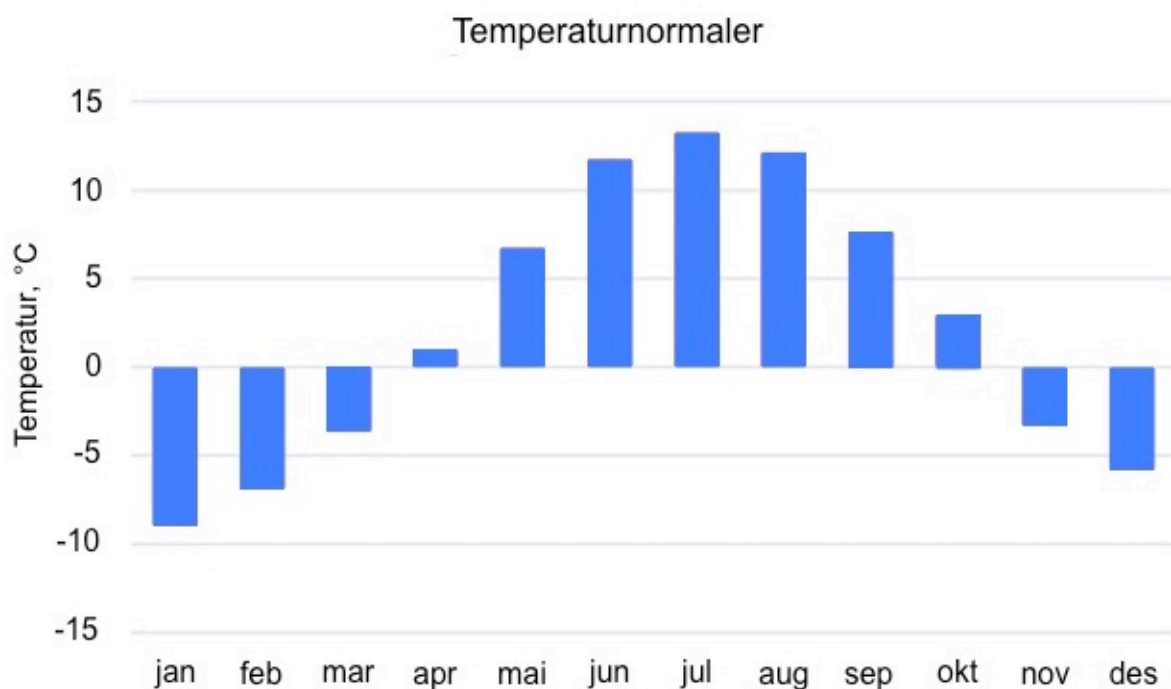
Figur 5 3D foto over landskapet i Rana-området. Glomdalen i øst, Røvassdalen i vest og Svartisen i nord. Rød pil markerer den omtrentlige beliggenheten til grottesystemet sør for Reingardslivannet i Reingardsdalen. Foto er modifisert fra Kartverket.

Etter at Svartisen hadde separert seg fra de større kontinentale isdekkene begynte den sin tilbaketrekning rundt $9310 \pm 110\text{BP}$, og rundt 9000 BP lå brefronten halvveis tilbake til sin nåværende posisjon (Blake og Olsen, 1999).

Landskapet som preger Reingardslia er et resultat av tidligere istider og nåtidens prosesser. De største dalene i Rana-området har, som følge av deres størrelse, kunne opptre som effektive dreneringskanaler for Svartisen (Blake og Olsen, 1999). Dette er daler som Røvassdalen i øst, og Glåmdalen, i vest (fig. 4). Rana- området består også av flere mindre daler, blant annet Reingardsdalen hvor grottene i Reingardslisystemet befinner seg. Reingardsdalen er en hengende dal som ligger vest i Røvassdalen (fig 5). Lauritzen m.fl. (1990) daterte en stalagmittplaten fra de nederst i Lapphullet til å være avsatt mellom 350 000 og 730 000 år siden. Stalagmittplaten inneholdt spor av 2 kalde perioder (glasialer) med lav vekst og 3 varme perioder (interglasialer) med vekst. Upubliserte dateringer fra Lauritzen (1987) fra en speleothem hentet fra nedre deler av Larshullet viser en alder på 300 000 år. For å kunne forstå hvordan karstgrottene i reingardslia er dannet glasialer, interglasialer, interstadialer, og stadialer samt tilgang på vann inkluderes i tolkningen. Tilgang på vann er viktig for karstifiseringen og den er størst ved reduserende brevolum (Lauritzen og Skoglund, 2013). Videre utvikling av grottene og det som finnes inne i grottene i dag, som for eksempel mineraler, er avhengig av blant annet dagens klima.

2.3 DAGENS KLIMAFORHOLD

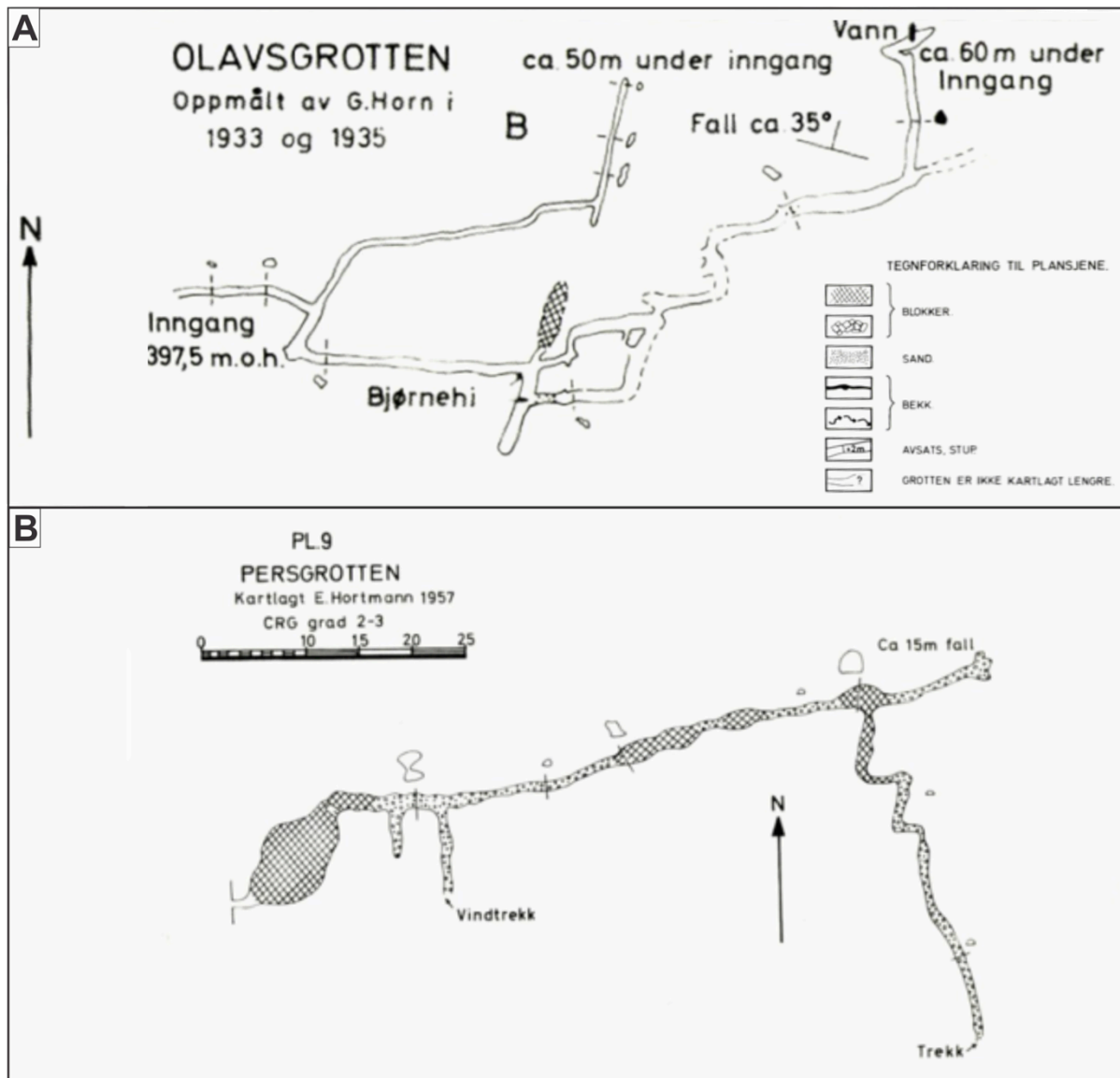
Temperatur og nedbør er to viktige faktorer som påvirker Reingardslisystemet i dag. Øvrevik (2002) beskriver klimaet i områdene rund Grønlia, et par kilometer øst for Reingardslia, som subartisk og oseansk. Dette vil mest sannsynlig også være gjeldene for Reingardslia hvor vintrene forholdsvis er kalde og somrene milde. Den nærmeste målestasjonen til Reingardslia er plassert ved Mo i Rana Lufthavn, 9 km sør-øst retning for grottene. Ettersom målestasjonen ligger 70 m o.h., omtrent 330 m lavere enn Reingardslia, vil temperaturene, mest sannsynlig være lavere som følge av høyere elevasjon og lengre avstand til fjorden. Ut fra adiabatisk temperaturendringer, hvor temperaturen synker $0.6 \text{ }^\circ\text{C}$ for hver 100 m høyde, vil temperaturene i reingardslia være rundt 2.5°C lavere enn på Mo (Shaw, 1983; Sivle, 2017). I følge meteorologisk institutt har vintrene en gjennomsnittstemperatur på rundt -9°C , og somrene på rundt 13°C , som tilsvarer $-11,5^\circ\text{C}$ og $11,5 \text{ }^\circ\text{C}$ for Reingardslia (fig. 6). Årsmiddeltemperaturen for Reingardslia vil, tatt i betraktning adiabatisk temperaturendringer, ligge rundt $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Reingardslia ligger mindre eksponert for kystklimaet enn Svartisen og vil derfor ikke oppleve samme mengde nedbør, målt til 4000 mm/år for Svartisen (Karlsen, 2003). En sammenligning med forholdene ved Grønlia og Mo er derimot mer korrekt, hvor gjennomsnitt årlig nedbør for Grønlia var på 1680 mm/år (1988-2001) og 1430 mm/år (1961-1991) for Mo (Øvrevik, 2002, Meteorologisk institutt). Omtrentlig gjennomsnittlig årlig nedbør for Reingardslia vil, ut i fra adiabatisk nedbørsendringer på 0.5mm/km , hvor nedbøren øker i takt med økende høyde over havet, ligge rundt 1800 mm/år (Shaw, 1983). I perioden november til mars vil omtrent halvparten av nedbøren falle som snø. Temperaturene målt i Grønnligrotta, 250 m. o. h, har en gjennomsnittlig bakketemperatur i grønnligrotta er $2,72 \text{ }^\circ\text{C}$ (Grindheim, 2018). Temperaturer inne i Olavs og Persgrotta er muligens like eller lavere ettersom disse grottene ligger 150 meter høyere. Målinger av P_{CO_2} i *Kappellet* i Grønnliggrotta varierer fra et grunnnivå på omtrent 500 ppm om vinteren og sommeren til en gradvis økning til 1000 ppm om høsten. Dette skjer mest sannsynlig som følge av vegetasjonen som også er i samsvar med den naturlige P_{CO_2} syklusen (Grindheim, 2018).



Figur 6 Temperaturnormaler for Mo i Rana fra Mo i Rana lufthavn. Data er hentet fra Meteorologisk institutt via eklima.met.no

2.4 TIDLIGERE FORSKNING I REINGARDSLISYSTEMET

Grottene i Reingardslisystemet ble fredet og stengt i 1967 og har siden dette ikke blitt studert eller forsket på før somrene 2015 – 2017 (*Forskr. Om fredning av grotter, Rana 6. Januar, 1967*). Reingardslisprosjektet, som startet i 2015, omfattet videre studier av Lapphullet, Larshullet, Olavs- og Persgrotta i løpet av en periode på 3 år. Grottene ble kartlagt og studert med fokus på speleogenese, paleohydrologi, strukturgeologi, sedimentologi og speleothemdannelser. Til sammen har det vært seks masterstudenter som har arbeidet i Reingardslisområdet, hvor fire er ferdige. Masteroppgavene som er levert omhandler strukturgeologi, paleostrøm, sedimentologi og mineralogi i Lapp- og Larshullet samt overflatekarst i områdene rundt (Stadheim, 2016; Øyehaug, 2016; Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017). Denne masteroppgaven fokuserer på grottemineralisering i Olavs- og Persgrotta samt videre studier av månemelk fra Lapphullet, hvor abiotiske og biotiske mineraldannende prosesser er vektlagt.



Figur 7 Gammelt kart over Olavsgrotta og Persgrotta, (a,b). Kartene er modifisert fra Hjorten (1968).

Før fredningen av grottene i 1967, var det flere som studerte grottene i Reingardslisystemet. Deriblant var det kjente, norske geologer som Oxaal (1914) og Horn (1947), men også franskmannen Corbel (1957) og flere briter (Railton, 1954; Hjorthen, 1968). Reingardslisystemet består i dag av Larshullet, Lapphullet, Olavs- og Persgrotta. Olavs- og Persgrotta, som dette studiet omfatter, har fått navnene sine etter lokale personer i området. Olavsgrotta etter lærer Olav Sjønes i Røvassdalen, og Persgrotta etter Per Bjørnå som oppdaget grotten i 1957 (Horn, 1947; Hjorthen, 1968). Olavsgrotta ble kartlagt av Horn (1947) i løpet av somrene 1933 og 1935, mens Persgrotta ble kartlagt i 1957 av Einar Hjortmann (fig. 2.4) (Hjorten, 1968).

Sør for Larshullet ligger inngangen til Olavsgrotta, omtrent 30 meter nord for stien. Grottens totale lengde ble målt til 425 m med en høydeforskjell på 60 m (fig. 7). Grotten følger strøkretningen, men de spalter i en NNØ retning. Inngangen er trang og grottepassasjene varierer fra en meterstørrelse til 30 cm (Horn, 1947; Hjorthen, 1968). Horn (1947) beskriver passasjemorfologien i Olavsgrotten som avvikende fra det normale, hvor passasjene i Olavsgrotten er mer firkantede og parallell med lagdelingen/strøkretningen. Steder hvor grotten følger sprekker har passasjene fått en spalteform. Olavsgrottene er på lik linje med Larshullet og lapphullet en trykkledningsgrotte dannet ved totalt vannfylte passasjer hvor det er få vadose nedskjæringer. Dannelsen av grottene i Reingardslisystemet har, i følge Horn (1947), vært subglasialt under siste istid.

Persgrotta var trolig den siste oppdagede grotten i Reingardslisystemet. Inngangen til Persgrotten ligger i bunnen av en doline, 75 m øst for Olavsgrotten. Inngangen her er også trang og fortsetter i en omtrentlig 11 m subvertikal sjakt som videre fører til en 5 m høy og 10 m lang hall (fig. 7). Fra hallen fortsetter hovedpassasjen til grotten. Persgrotten har, i likhet med Olavsgrotten, passasjer av små dimensjoner. Sidepassasjene er korte, omtrent 1 m, og blokkert med sand og grus. Grottens lengde er ikke oppgitt og utforskningen i grotten virker derfor ikke særlig detaljert (Hjorthen, 1968).

Det er flere dannelses teorier for grottene i Reingardslisystemet. Oxaal (1914) argumenterte for at både lapphullet og Larshullet var dannet under like forhold proglasialt. Horn (1947) argumenterer for fire muligheter til grottedannelse i området. De fire mulighetene omhandler når grottene ble dannet i forhold til istidene og konkluderer at systemet er dannet subglasialt under siste istid. Railton (1954) derimot, støttet ikke denne teorien og argumenterer for en dannelse som følge av drenering fra Reingardslivatnet. Corbel (1957) argumenterer for at kalsiumkarbonat ble løst opp raskere i et kaldt, arktisk klima og dermed ville siste istid være en tilstrekkelig periode for å danne Larshullet. Hjorthen (1968) støtter seg til Horns dannelses teori, hvor grottene er dannet subglasialt under siste istid. Senere skal de ha blitt bearbeidet av bekker og danner det som er å se av vadose nedskjæringer.

Studier av vegetasjon i overgangssonen fra lys til mørke ved grotteinnganger, Speleobotanikk, har tidlig vært av interesse. Horn (1947) vektla ikke speleobotanikk i avhandlingen sin, men beskriver likevel funn av harde og bløte kalksinterdannelser i flere av grottene i Rana. Dette er trolig det vi i dag kjenner som grottekoraller, hardt, og månemelk, bløtt. Horn (1947) tok prøver av sinterdannelsene og sendte dem videre til Høeg (1946), for videre studier. Dette

viste seg senere og være en av de tidligst publiserte geomikrobiologiske undersøkelser i grotter. Høeg (1946) var den første til å oppdage cyanobakterier i månemelk og dannelsen av månemelk har siden dette vært et mysterium. Horn (1947) beskriver blant annet Lapphullet som et potensielt studieområdet for speleobotanikk og dette er noe denne masteroppgaven til dels skal ta for seg.

3. TEORI

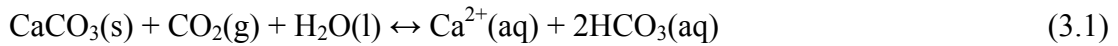
3.1 KARSTGROTTER OG DERES DANNESEPROSESSER

Det finnes mange forskjellige typer grotter og karstgrotter er en av dem. Karst er en betegnelse for landformer under og på overflaten, der bergartene består av lettløselige bergarter (kalkstein, marmor og gips) (Ford og Williams). Dannelsen av karstgrotter avhenger av bergartenes oppløselighet og vann. I tillegg til dette er også berggrunnslitologi og berggrunnstruktur viktig for grottedannelsesprosessene. I denne masteroppgaven er meteoriske marmorgrotter (karsthule, karstgrotte) vektlagt. Meteoriske karsthuler, også kalt epigenetiske grotter, er de vanligste karsthulene og de blir dannet ved grunn meteorisk sirkulasjon (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2016b). Videre, i de etterfølgende delkapitlene, beskrives speleogenese (dannelse av grotter) i marmor, samt grotters morfologi og innhold. På bakgrunn av feltområdets berggrunnsgeologi og glasiasjonshistorie, beskrives også to kontaktkarstformer, stripekarst og iskontaktspeleogenese.

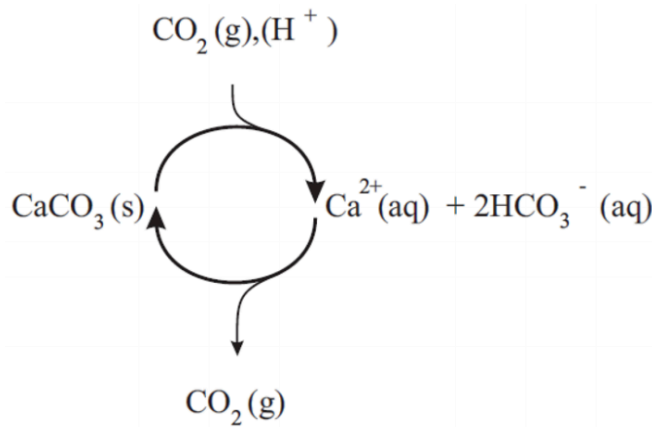
3.1.1 Oppløsning av karbonatbergarter

Oppløsning av karbonatbergarter er styrt av kjemiske og fysiske prosesser. Kjemiske prosesser innebærer vann med forskjellig kjemi, mens fysiske prosesser er som oftest sprekkedannelse. Begrepet "karst" brukes om områder hvor kjemisk eller fysisk oppløsning er dominerende. De vanligste karstbergartene er marmor, kalkstein, kvartsitt og evaporitter, der karbonater og silikater løses opp ved kjemiske prosesser (Lauritzen, 2016a). Ettersom feltområdet i hovedsak består av karbonatbergarter, er det kun karstprosesser i karbonater som vil bli omtalt videre.

Kalsitt, CaCO_3 , og dolomitt, $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ er de to viktigste karbonatmineralene, hvor sistnevnte løses opp saktest. Kalsitt har raskest oppløsning og oppløsningsprosessene kan forklares i et forenklet system som baserer seg på trefasesystemet $\text{CaCO}_3(\text{s})/\text{H}_2\text{O}(\text{l})/\text{CO}_2(\text{g})$. Trefasesystemet er fundamentalt i karstifiseringen og uttrykkes i en heterogen reaksjonsligning som inneholder både gass, væske og fast stoff:



Ligningen viser hvordan kalsitt reagerer med karbondioksid og vann for så å løses opp i vann som ioner av kalsium og bikarbonat. Ut fra ligningen ser man at trefasesystemet er avhengig av CO_2 -tilførsel og det kan derfor ses på som en slags syklus (fig. 8)(Lauritzen, 2016a).



Figur 8 Karstprosessene (oppløsning og utfelling) kan ses på som en syklus hvor CO_2 drives inn eller pumpes ut av systemet. Figuren er hentet fra Lauritzen (2016a).

Dannelsen av karst, det vil si oppløsning av karbonatbergarter, krever CO_2 eller en annen syre (kilde som avgir H^+) for å drive prosessen. Et eksempel på en annen kilde er surt meteorisk vann. Ved endring av trykk (avgassing) eller endring i pH (addisjon av base) vil reaksjonen (3.1) gå mot venstre og CaCO_3 tilbakedannes (utfelles) som speleothemer. Ordet speleothemer kommer fra gresk der spelaion betyr grotte og thema betyr innhold. Differansen mellom oppløsning/korrosjon og utfelling kalles karstdenudasjon (Lauritzen, 2016a).

Prosessene rundt karstifiseringen består av transportprosesser på tvers av flere fasegrenser. Ut fra formelen (3.1) må CO_2 gå fra gass til væske. Denne prosessen er det aller første trinnet og kalles for solvatisering (3.2). CO_2 molekylene blir da omgitt av vannmolekyler og kan videre reagere med vann for å danne karbonsyre, H_2CO_3 . Prosessen hvor CO_2 reagerer med vann kalles hydratisering og er som oftest den hastighetsbestemmende trinnet i karstifiseringen, ettersom det er en langsom prosess (3.3). Karbonsyre dissosieres videre i to protolysetrinn. Først dannes bikarbonat, HCO_3^- , som igjen protolyseres videre til karbonat, CO_3^{2-} (3.4, 3.5). Begge protolysetrinnene produserer H^+ ioner og den relative konsentrasjonen av de ulike karbonatspeciene er derfor avhengig av pH. Der pH er lav vil dissosiasjonen av karbonsyre være lav og konsentrasjon av karbonsyre være høy. Jo høyere pH, dess mer vil protolyseres mot bikarbonat og karbonat. pH mellom 6.5 – 8.9 er vanlig i karstsystemer og bikarbonat vil være dominerende her (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2016a).

Trinn 1: Solvatisering:



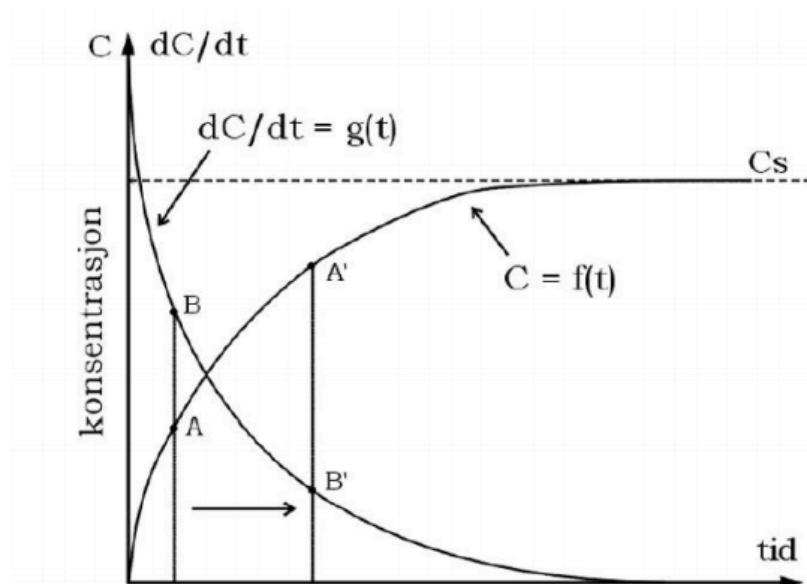
Trinn 2: Hydratisering:



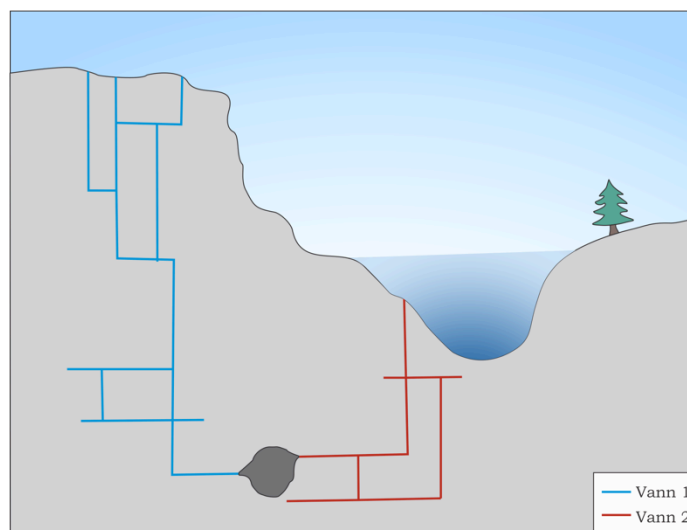
Trinn 3: Dissosiasjon av Karbonsyre



Oppløsningshastigheten er en viktig faktor i karstifiseringsprosessen. Oppløsningshastighet er den totale transporten av partikler vekk fra kalsittoverflaten. Når det er like mange partikler som løsner og fester seg på kalsittoverflaten er systemet i likevekt. Ettersom reaksjonen nærmer seg metning og konsentrasjonen av kalsium øker vil reaksjonshastigheten minke, vist i figur 9. Kurven viser konsentrasjon og oppløsningshastighet som en funksjon av tid, $C = f(t)$, hvor hastigheten er plottet inn som den deriverte av konsentrasjonen med hensyn på tid, dC/dt . Fra A til A', og B til B' ser man at etter hvert som konsentrasjon øker minker oppløsningshastigheten (fig. 9) (Lauritzen, 2016a).



Figur 9 Konsentrasjon og oppløsningshastighet for kalsitt, som funksjon av tid. Grafen er hentet fra Lauritzen (2016a).



Figur 10 Blandingskorrosjon, hvor to ulike vannmasser mettet på kalsiumkarbonat møtes og blandes. Miksingen fører til dannelse av en grotte langt under overflaten.

For å øke oppløsningshastigheten må det tilsettes nytt, umettet vann til løsningen, da vil konsentrasjonen minke og hastigheten øke. Dette er tilfelle ved blandingskorrosjon, hvor to ulike vannmasser som er mettet på kalsiumkarbonat møtes og blandes. Blandingen av vannmassene fører til en undermetning og mer aggressivt vann, samt en økning i oppløsningshastighet. Dette er også forklaringen på hvordan hulrom kan utvikles langt under overflaten fra smale sprekker (fig. 10)(Lauritzen, 2016a)

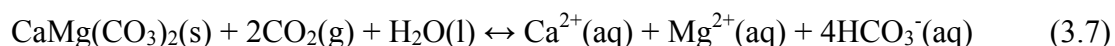
Plummer, Wigley og Parkhurst (1978;1979) utviklet en ligning (PWP) som tok hensyn til flere parametere og endringer underveis i karstprosessene (3.6). PWP-ligningen er en hastighetsbestemmende ligning basert på endringer i reaksjonene mot likevekt, i tillegg til reaksjonsmekanismer for prosessene som skjer på kalsittoverflaten, og uttrykkes slik:

$$\text{PWP} = \frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(\text{H}^+) + k_2(\text{H}_2\text{CO}_3) + k_3(\text{H}_2\text{O}) - k_4(\text{Ca}^{2+})(\text{HCO}_3^-)] \quad (3.6)$$

Hvor hastighetskonstantene k_1 , k_2 , og k_3 beskriver oppløsning, foroverrettede reaksjoner, mens k_4 beskriver den motsatte reaksjonen, utfelling. De foroverrettede reaksjonene, k_1 , k_2 , og k_3 , er en funksjon av temperatur, mens k_4 er en funksjon av temperatur og P_{CO_2} . Hvert ledd i PWP-ligningen er avhengig av aktiviteten til (H^+) , (H_2CO_3) , (Ca^{2+}) , (HCO_3^-) , (H_2O) som vil endre seg etter hvert som reaksjonen skrider frem. Ligningen er utledet og er gjeldende for helt ren kalsitt som løses i vann hvor $\text{CO}_2(\text{g})$ tilføres mens reaksjonen pågår. Naturlige kalksteiner vil som regel inneholde litt forurensning og vil derfor ikke følge kinetikken i PWP-ligningen til punkt og prikke og løses langsommere enn hva ligningen tilsier. Arbeidet rundt PWP-

ligningen og dataene fra ligningen har gitt støtte til begrepet effektiv penetrasjonsdistanse som videre skal forklares i neste delkapittel (3.1.2) (Plummer m. fl., 1978;1979; Lauritzen 2016a).

Tidligere ble det nevnt at dolomitt har en tregere oppløsningshastighet enn kalsitt. Dette som følge av at kalsitt følger et forenklet trefasesystem. Ut fra PWP-ligningen vil denne også bare gjelde for helt ren kalk. I naturen vil kalsitten som regel ikke være helt ren og inneholder ofte magnesium, og vil til dels være dolomittisk. Dolomitt løses opp annerledes enn kalsitt som følge av at det inneholder både kalsium, Ca^{2+} , og magnesium, Mg^{2+} . Ionene løses opp ulikt fra mineraloverflaten og reaksjonshastigheten minker raskt i forhold til kalsitt (3.7). Reaksjonene for dolomitt uttrykkes slik:



Korrosjonshastigheten er vanskelig å beregne og den synker så raskt at den til slutt ikke er målbar lengre. Det tar derfor lang tid før systemet når likevekt, i tillegg har dolomitt ikke en klar penetrasjonsdistanse. Når vann trenger ned i bergmasser bestående av dolomitt vil det trenge langt inn før det stopper opp noe som resulterer i oppløsning i nesten alle sprekker over lang tid (Lauritzen 2016a).

3.1.2 Kjemisk og hydraulisk gjennombrudd

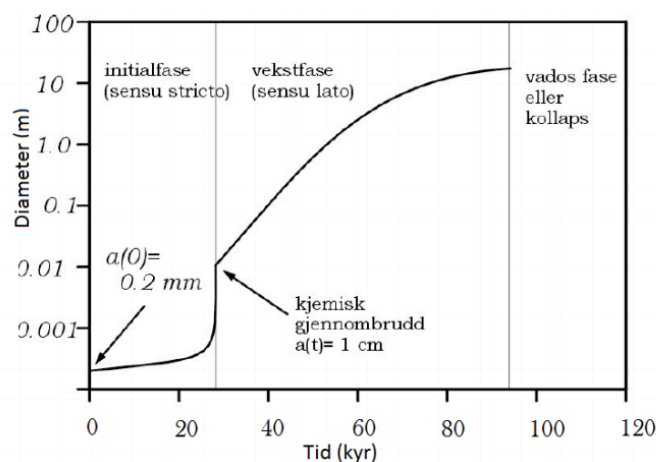
Effektiv penetrasjonsdistanse, EPD, er et viktig begrep for å kunne forstå kjemisk og hydraulisk gjennombrudd. Når undermettet, aggressivt, vann trenger inn i sprekker i karstbergrunnen vil oppløsningen være rask. Ettersom vannet nærmer seg metning vil oppløsningshastigheten minke, noe vi ser fra grafen i figur 3.1.1.2. Distansen som vannet trenger inn i sprekken før reaksjonsraten brått synker er den effektive penetrasjonsdistansen. Dersom en sprekk, eller vannveien, gjennom en bergmasse er kortere enn den effektive penetrasjonsdistansen vil aggressivt vann kunne arbeide effektivt hele dets lengde og man får det som kalles et *kjemisk og hydraulisk gjennombrudd*. For at korrosjonshastigheten skal øke og aggressivt vann skal kunne arbeide effektivt i hele sprekkenes lengde trengs turbulent vannbevegelse. Dette oppnås når diameteren på sprekken når omtrent 1 cm, hvor det går fra laminær - til turbulent strømning (Lauritzen, 2016a).

3.1.3 Utviklingen av en grotte og dens livsforløp

En grotte defineres ofte som et naturlig hulrom avgrenset av bergmasse. Mer presist trenger ikke en grotte nødvendigvis en inngang, eller være størrelsesbetinget. Den antropomorfe definisjonen på en grotte definerer en minimumsstørrelse hvor det må være mulig for mennesker å utforske den i tillegg til å ha en inngang (Lauritzen, 2016c). På den annen side finnes også en hydrologiske definisjonen relatert til de speleogenetiske prosessene, hvor proto-grotte stadiet må være passert og første ordens kinetikk må være gjeldende gjennom hele dets lengde. I tillegg må vannføringen være turbulent og grottepassasjen må ha oppnådd en minimums diameter på noen centimeter (Lauritzen, 2016c).

Utviklingen fra en trang sprekke til en omtrent 1 cm-diameters passasje vil gå tregt, men når den effektive penetrasjonsdistansen blir lengre enn hele sprekkesystemet vil utvidelsesraten økes betraktelig. Etter kjemisk og hydraulisk gjennombrudd vil konsentrasjonsraten stort sett avhenge av innløpskonsentrasjonen, og 1. ordens kinetikk vil være gjeldene.

Grotten har nå passert proto-grotte stadiet i initialfasen (*sensu stricto*) (fig. 11). Videre utvikling av sprekken vil i vekstfasen (*sensu lato*) av grotten være på omtrent 2-10 mm/år. Passasjenes utvikles først under freatiske betingelser, hvor passasjene er helt vannfylte og vannføringen høy. Etter hvert som grotten kommer i et mer modent stadium vil passasjene enten ha blitt så store at de ikke lengre kan være vannfylte, eller, som følge av heving og ekstern erosjon, blitt vados og veksten av passasjen har av den grunn stoppet opp. Mot slutten av grottens livsløp vil den kollapse og hentes inn av overflateerosjon (fig. 11) (Lauritzen, 2016a).

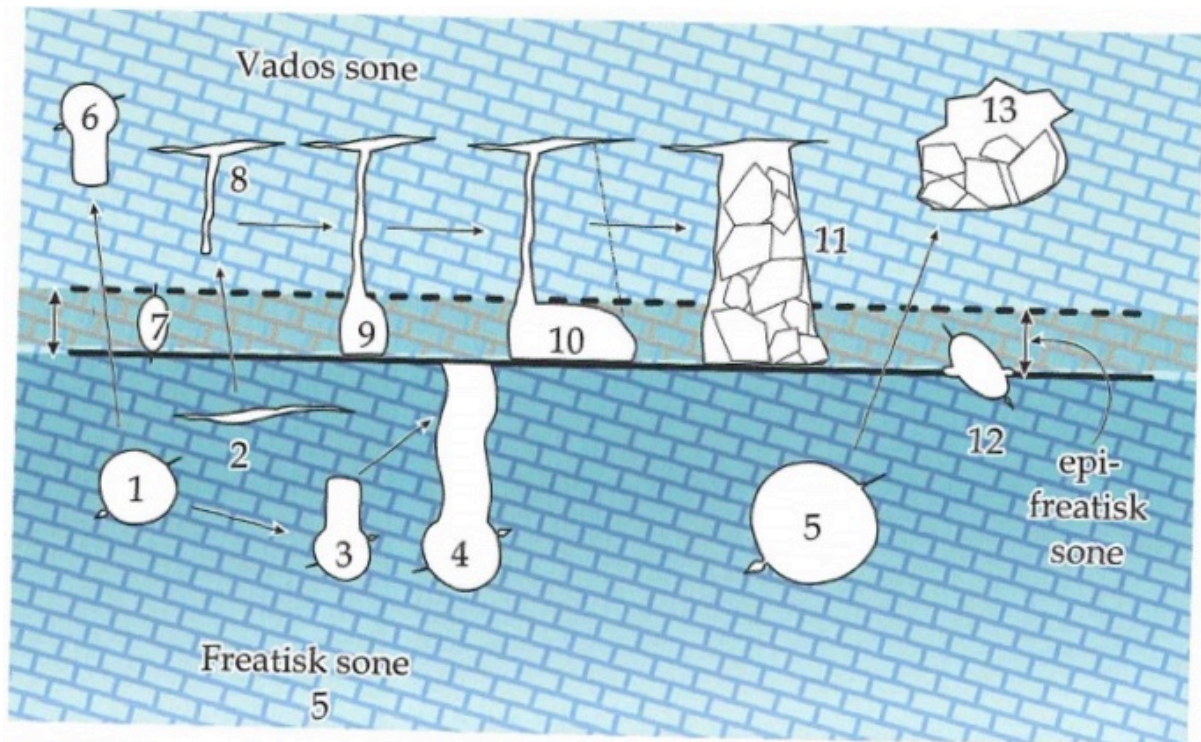


Figur 11 Grafen representerer en grottes livsløp og utvikling i diameter fra initialfase til kollaps over tid. Figuren er hentet fra Lauritzen (2016a)

3.1.4 Passasjemorfologi

Grottesystemene består av passasjer med vidt forskjellige form og størrelse. Utvikling av passasjer skjer langs sprekker, lagplan, litologiske grenser og forkastninger, der passasjens bredde og lengde er i horisontalplanet mens lengde og dyp er i vertikalplanet. Kombinasjonen av utvikling horisontalt og vertikalt gir opphav til ulike typer passasjemorfologi. Passasjene kan være store og små tunneler som man kan gå og kripe i, men også av enda mindre dimensjoner av desimeter- og centimeterstørrelse. Små sidepassasjene, er ofte delvis eller helt fylt med sedimenter. De største kanalene, primærkanaler eller hovedledere, har hatt størst vannføringskapasitet, mens de minste, sekundærkanaler eller sekundærledere, har hatt minst (Lauritzen, 2016c).

Lagning i karstbergarter som kalkstein vil som oftest fungere som ledespalter (Ford og Williams, 2007), men ettersom berggrunnen i studieområdet inneholder kalsitt- og dolomitmarmor vil metamorfose fjerne den tidligere lagningen (Heggstad, 2018). Selve utviklingen av passasjene er da avhengig av forskjellige faktorer som sekundærporøsiteten, bergartens renhet og løselighetskapasiteten til vann hvor førstnevnte utgjør den viktigste. Sekundærporøsitet kan være dannelsen av sekundære sprekker. Etter hvert som hovedgeometrien til systemet har blitt dannet vil resten av utviklingen avhenge av om systemet er i den freatiske eller vadose sonen, og om passasjen blir fylt eller tømt med sedimenter (Lauritzen og Lundberg, 2000). Passasjemorfologien kontrolleres av både hydrologi og geologi, hvor hydrodynamiske faktorer kontrollerer formen i isotropisk, homogen kalkstein. Passasjene i et slikt system vil være symmetriske. I anisotropisk, heterogene kalkstein vil formene være mer uregelmessige hvor sprekker og lagflater er typisk kontrollerende faktorer. Sprekker og lagplan hvor vannet enklest mulig kan strømme gjennom, kontrollerer hvor passasjene plasseres. Ledespalten, sprekken som passasjen utviklet seg fra, styrer formen på passasjen, og ved hellende lag eller sprekker gir dette en asymmetrisk form. Mengden væske tilstede avgjør om passasjen får en freatisk og/eller vados form (Lauritzen og Lundberg, 2000). figur 12 oppsummerer forskjellige passasjemorfologier som er mulige å finne i grotter.



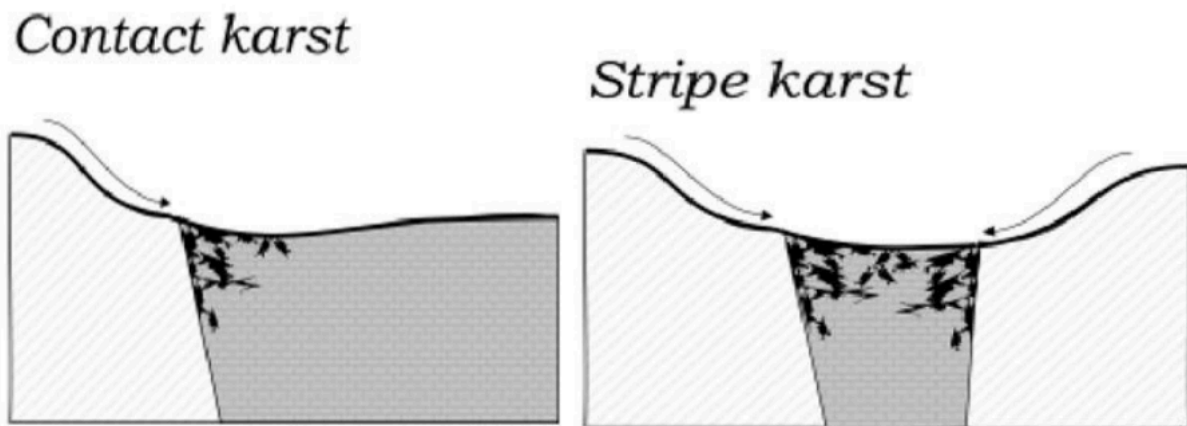
Figur 12 Tversnitt av ulike passasjer dannet i freatisk, epifreatisk og vados sone. Freatiske rør og linser, 1 og 2, dannes under grunnvannspeilet og flomvannssonen (epifreatiske sone). Dersom de freatiske rørene er vannfylte over lengre tid vokser de seg større. Antigravitative gjel, 3 og 4, utvikler seg videre opp til grunnvannspeilet. Freatiske rør utvikler seg til nøkkelhulsprofiler, 6, dersom det blir hevet over grunnvannspeilet. Epifreatiske rør, 7, og vannlinjekorrosjon langs veggen, 12, dersom grunnvannsnivået er stabilt over lengre tid. Vadosgang, 8, skjærer seg ned til flomvannssonen, 9, hvor den videre kan utvikles sidelengs, 10, og til slutt kollapse, 11. Passasjer kan også kollapse, 13, dersom de er tørrelagt og store nok. Figuren er hentet fra Lauritzen (2010).

3.1.5 Kontaktkarst

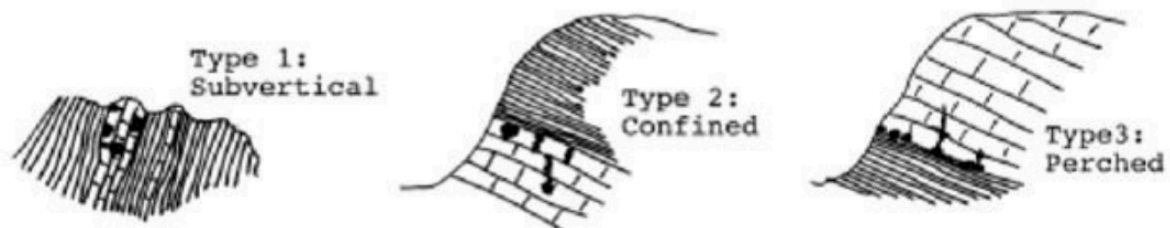
Ved grensen mellom en karstbergart og en akviklude vil karstifiseringsprosessene øke (Lauritzen, 2001). I Norge skyldes grottedannelsen i stor grad denne type karstifisering ved to typer kontaktkarstformer, stripekarst og iskontaktspaleogenese, som videre skal beskrives.

3.1.5.1 Stripekarst

Stripekarst, også kjent som ”den norske karsttypen”, ble først beskrevet av Horn (1947). Stripekarst betegnes som lateralt omfattende, men stratigrafisk tynne bånd med varierende helning, liggende mellom skiferlag. En vanlig prosess som danner stripekarst er orogen tektonikk, der metamorfose en sekundær effekt (Lauritzen, 2001). Stripekarst er en type kontaktkarst der karstlaget har en kontakt med en annen type, akviklude/tett, bergart på begge sider, og hvor man får kontakteffekter der det dannes en tydelig hydrologisk grense til hver enkel karstblotning (fig. 13) (Lauritzen, 2001). Kontakten med omkringliggende bergarter kan øke intensiteten på korrosjonen som følge av en demningseffekt nedstrøms ved en impermeabel bunn, eller ved allogent vann som samles oppstrøms for kontaktgrensen (fig. 13).



Figur 13 kontaktkarst, til venstre, og stripekarst, til høyre. Kontakt med omkringliggende bergarter, i stripekarst, kan øke intensiteten av karstifiseringen. Hentet fra Lauritzen (2001)



Figur 14 Fremstilling av de tre mest vanlige kontaktypene mellom stripekarst og en impermeable bergart rundt. Figuren er hentet fra Lauritzen (2001).

Kontakten mellom den impermeable bergarten og stripekarsten deles inn i tre hovedtyper; 1) åpen, subvertikal, hvor strømmingen kan være både åpen og lukket avhengig av kontakten. 2) lukket, slak til bratt helning med freatisk strømming og 3) hengende, slak til bratt hellende med vasose og freatiske forhold (fig. 14).

Morfologien til grottesystemer dannet i stripekarst er en funksjon av hvordan passasjer transporterer vann samt hvordan de ulike passasjene er koblet sammen. De akviklude begrensningene fører til at grottesystemene ofte er langstrakte og begrenset i en av tre dimensjoner og dermed deles stripegrottetypene inn i fire morfologiske grupper (Lauritzen, 2001):

A: Sub-vertikale freatiske labyrinter eller nettverk, som ofte kjennetegnes av flere horisontale nivåer. Typiske for områder med store og raske endringer i vannivået, for eksempel områder der hydrologien styres av isbreer.

B: Lavvinklet freatiske labyrinter eller nettverk, med passasjer i det horisontale planet der gradienten er lav.

C: sløfegrotter med vadose nedskjæringer

D: Omfattende lineære dreneringssystemer, der grottesystemet kontrolleres av en lineær struktur og passasjene drenerer direkte fra tilstrømningspunktet til kilden.

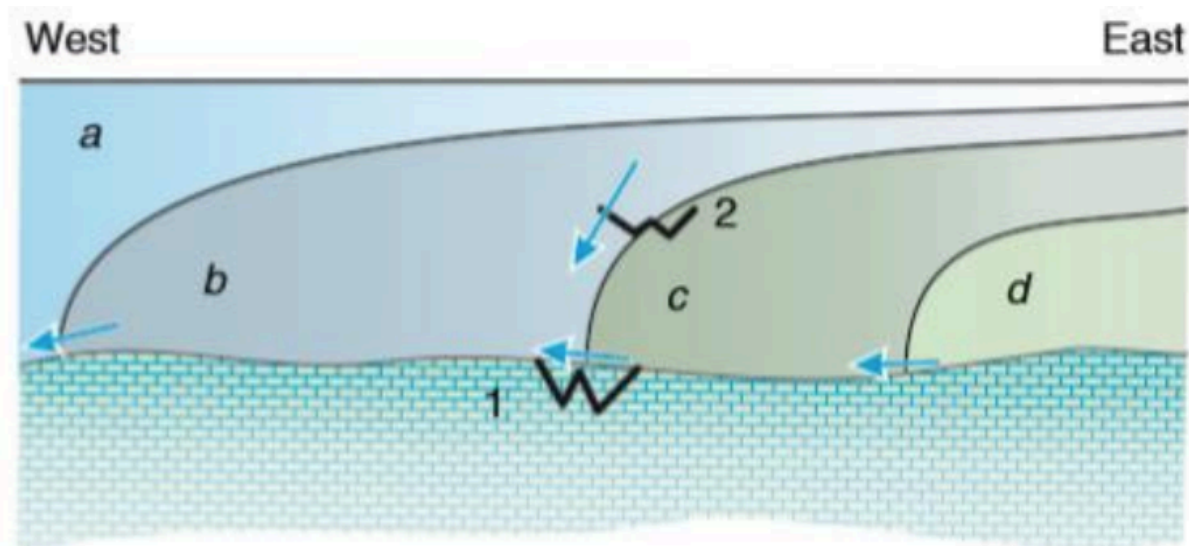
3.1.5.2 Glasial Karst

Klima med sykluser av glasier og interglasiale stadier har hatt en stor påvirkning på karsifiseringsprosesser ved høye breddegrader. Glasial iskontaktspeleogenese er grottedannelse ved siden av eller under isdekker eller isbreer (Lauritzen og Skoglund, 2013). Normalt vil et grottesystem utvikle seg trinnvis nedover i fjellet ved at den epifreatiske sonen senkes og passasjene som er øverst regnes da som de eldste (Lauritzen og Skoglund, 2013). Dette er ikke nødvendigvis tilfelle for et glasialt karstsystem der en isbre eller et isdekke vil kunne heve den piezometrike overflaten, og dermed reaktivere eldre grottesystemer. Ettersom subglasialt vann følger helning til isens overflate og ikke er avhengig av underlagets topografi, kan det dermed gi en vannstrøm i motbakke.

Glasiale grottesystemer kan ha blitt dannet gjennom flere glasier. Utviklingen kan da ha skjedd i intervallene mellom glasier, eller under selve glasier, men også som en kombinasjon av begge situasjonene. I glasiale daler bestående av stripekarst er det vanlige å finne freatiske, relikte rør høyt oppe i dalsiden (Lauritzen og Skoglund, 2013). For å få dannet slike grottesystemer må det ha vært freatiske forhold og grunnvannsspeilet må dermed ha stått høyt opp i dalsiden. For å få dannet et slikt tilfelle må dalen må ha vært fylt opp av en bre, eller grottene har blitt dannet før dalen ble utviklet (Lauritzen og Skoglund, 2013)

Størrelsen på grottesystemer dannet ved glasiol iskontaktspeleogenese er avhengig av den kjemisk aggressivitet til, samt tilgangen på, vann over en viss tid. En eller flere av disse faktorene vil være hastighetsbestemmende i ulike situasjoner. Forskjellen på hastigheten på og utviklingen av en grotte før og etter kjemisk gjennombrudd vil være større enn normalt i glasiol områder. Utviklingen av nye grotter vil dermed skje saktere under glasier, men utvidelsen av eksisterende grotter vil gå raskere (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Breer og isdekker har forskjellige termale, hydrologiske og reologiske egenskaper som igjen påvirker utviklingen av grotter i glasiol miljø. De kan ha både en negativ og positiv innvirkning på grottesystemet.



Figur 15 Bilvask analogi. Grotten representerer bilen mens isbreene, a,b,c,d, representerer det som "vasker over bilen". Stasjonære grotter plassert i dalbunnen, 1, og fjellsiden, 2. Isbreene endrer posisjon fra a-d. Figuren er hentet fra Lauritzen og Skoglund (2013).

Negative innvirkninger kan være ødeleggelse av grottene og positive innvirkninger er bevaring, men også en fremskynding av grottedannelsesprosessene. Klimaet styrer de termale forholdene og tilstedeværelsen av flytende vann under isen er styrt av akkumulasjonsraten. Isdekker kan enten være kaldbaserte eller varmbaserte. Dette avhenger av trykksmeltepunktet hvor isbreen og isdekkene kan være på på/ved trykksmeltepunkt (varmbasert), under trykksmeltepunkt (kaldbasert), eller en blanding (Skoglund og Lauritzen, 2013).

Polare breer, også kalt kaldbaserte breer. Breer av denne typen er fastfrosset til underlaget og vil dermed ikke gli eller erodere, men bevegelsen vil skje ved deformasjon høyere opp i ismassen. Polare breer vil alltid være under frysepunktet, og vannsirkulasjonen i grottene vil derfor stagnere. Polare breer finnes ofte i områder hvor isdekker ikke er tykke nok for trykksmelting og noen isdekker kan være delvis polare i akkumulasjonsområdet ved de høyeste toppene eller ved fronten (Ford, 1977; Øvrevik og Lauritzen, 2005).

Tempererte, eller varmbaserte, breer er tykke, store isdekker. I motsetning til polare breer, som er fastfrosset, vil tempererte breer ha vann langs bunnen og erodere. Vannføringen og strømningshastighetene avhenger av frontens posisjon i forhold til grotten. Den hydrauliske gradienten i et varmbasert isdekke er styrt av overflategradienten (Lauritzen, 1982). Isdekker med veldig lav overflategradient og svært lav vannsirkulasjon, lite aktivitet, er typiske egenskaper for isdekker nær glasialt maksimum vist i figur 15a (Lauritzen og Skoglund, 2013). En kombinasjon av fremrykk og tilbaketrekking av isdekker og isbreer, slik det

sannsynligvis var under de pleistocene glasieringene, skaper de mest ideelle forholdene for utvidelse av et glasialt grottesystem. Den hydrauliske gradienten i tempererte breer er styrt av overflaten til isdekket. Dersom relieffet til karstrenner er det samme som det tempererte isdekket vil den hydrauliske gradienten i grottesystemet øke (Øvrevik og Lauritzen, 2005). Forholdet mellom en grotte og en bre er forklart av Skoglund og Lauritzen (2013) gjennom en bilvask analogi. Bilen i dette tilfelle representerer grotten som får breen ”vasket” over seg (fig. 15). I figur 15b har fronten til breen trukket seg litt tilbake innenfor ablasjonsområdet hvor den tilfører store mengder vann til grottene, størst til karstområder liggende over dalbunnen, med lav strømningshastighet. I figur 15c har fronten trukket seg lengre tilbake og begynner seg rett ved grottene, der den hydrauliske gradienten vil være på sitt høyeste. I figur 15d har breen trukket seg et godt stykke vekk fra grottene og det er bare dalbunnen som påvirkes av den glasielle avrenningen (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Det er ikke bare grottene som blir påvirket i glasiell karst, men også konsentrasjon av CO₂ og temperatur. Temperaturen påvirker vannets tetthet og viskositet, dersom temperaturen synker vil viskositeten øke som igjen senker oppløsningsraten av kalsium. Vannets mulighet til å korrodere minker dermed ved lave temperaturer (Lauritzen og Skoglund, 2013)

3.1.6 Svovelsyrespeleogenese og hypogene grotter

I flere karstområder kan det oppstå prosesser hvor H₂S lekker ut. Dette vil reagere med oksygenrikt meteorisk vann og videre danne svovelsyre, H₂SO₄, som igjen vil føre til speleogenese og dannelse av hypogene grotter (Ford og Williams, 2007). H₂S kan komme lekkende ut fra petroleumsreservoarer hvor mikrober omsetter sulfat i sin metabolisme av hydrokarboner (Lauritzen, 2016a). Kilden til H₂S kan også komme fra andre steder. Stripekarst er, som nevnt, den norske karstypen, og lagene med skifer kan inneholde jernoksider og pyritt som igjen kan gi opphav til svovelsyrespeleogenese (Skoglund og Lauritzen, 2011).

3.1.7 Avsetninger i grotter

Det finnes flere forslag for inndelinger av facies for grottesedimenter og avsetninger. Avsetninger i grotter kan deles inn etter hvor de stammer fra og deles inn i tre hovedgrupper: alloktone, autoktone og utfellinger (Ford og Williams, 2007). Avsetninger i grotter kan også deles inn i forskjellige facies basert på ulike strømningsdynamikk i grottesystemet (Bosh og White, 2007). Inndelingen kan også relateres til glasiale og ikke- glasiale perioder (Larsen m. fl., 1987, Valen m. fl., 1996). Nese (1996) deler inn i seks ulike facies som videre deles inn i ulike undergrupper (tabell 1). Hestangen (2005) bruker fem faciesinndelinger for å beskrive avsetningene i Grønli-Setergrotta systemet. Faciesinndelingene er følgende: 1) diamikte enheter, 2) fluviale enheter, 3) stagnereingsenheter, 4) nedfallsblokker og 5) utfellinger. De forskjellige faciesinndelingene er koblet til forskjellige glasier og miljø der 1-3 kobles til glasier og representerer perioder med hel eller delvis vannfylling av grotten. Facies 4-5 representerer perioder med lite til ingen vann i grotten og kan kobles isfrie perioder.

Tabell 1 Sedimentfacies inndeling etter Nese (1996).

Silt – og leirfaces	Flomsediment	Inneholder organism materiale, massiv
	Flomsediment	”Cap mud”, svakt laminert
	Finsediment	Laminert silt og leire
	Finsediment	Massiv silt og leire
Sandfacies	Sand, stratifisert	Strømrifler eller skråsjikt
	Sand	Massiv
	Sand	Massiv
	Grusig sand	Massiv
Grusfacies	Grus	Matriksbåren, massiv
	Grus	Kornbåren, massiv
	Grov grus	Matriksbåren, massiv
	Grov grus	Kornbåren, massiv
Diamikton – og plymikton-facies	Diamikton	Matriksbåren, massiv
	Polymikton	Matriksbåren, massiv
Blokkfacies	Blokker, matriksbåren	Angulære blokker omgitt av matriks som består av sand, silt og leire

Rullesteinfacies	Stein og blokker	Rundet til godt rundet allogene og autogene stein og blokker
------------------	------------------	--

Det er valgt å ta utgangspunkt i seks av de forskjellige faciesinndelingene til Nese (1996), i tillegg til Hestangen (2005) sine faciesinndelinger for å beskrive sediment- og mineralavsetninger. Hestangen (2005) brukes også som utgangspunkt for å kunne forklare sammenhengen mellom avsetningene og det eksterne miljø, samt korrelering med glasiøle og interglasiøle perioder.

3.2 ABIOTISKE OG BIOTISKE MINERALISERINGSPROSESSER

3.2.1 Grottemiljø

Forholdene i en grotte er unik og den har sitt eget stabile mikroklima (Lauritzen, 2016b). En grotte skiller seg fra overflaten og har forskjellig fysiske, kjemiske og biologiske egenskaper (Ghosh, 2017). Atmosfæren i grotter er ulike og avhengig av flere faktorer, som luftfuktigheten, ventilasjon, partielltrykket av CO₂ og temperatur. Disse er avgjørende for grotteatmosfæren og de videre mineraldannende prosessene. Avhengig av om grottene har en eller flere åpninger, vil luften som entrer grotten enten skiftes ofte ut eller forbli inne i grotta under lav sirkulasjon. Grotter som har en inngang og lav sirkulasjon regnes som statisk, en grotte med flere åpninger og høy sirkulasjon regnes derimot som dynamisk (Geiger, 1965; Bögli, 1980). Mye ventilasjon og utlufting vil ha en innvirkning på blant annet luftfuktigheten og videre mineralvekst (Lauritzen, 2016b).

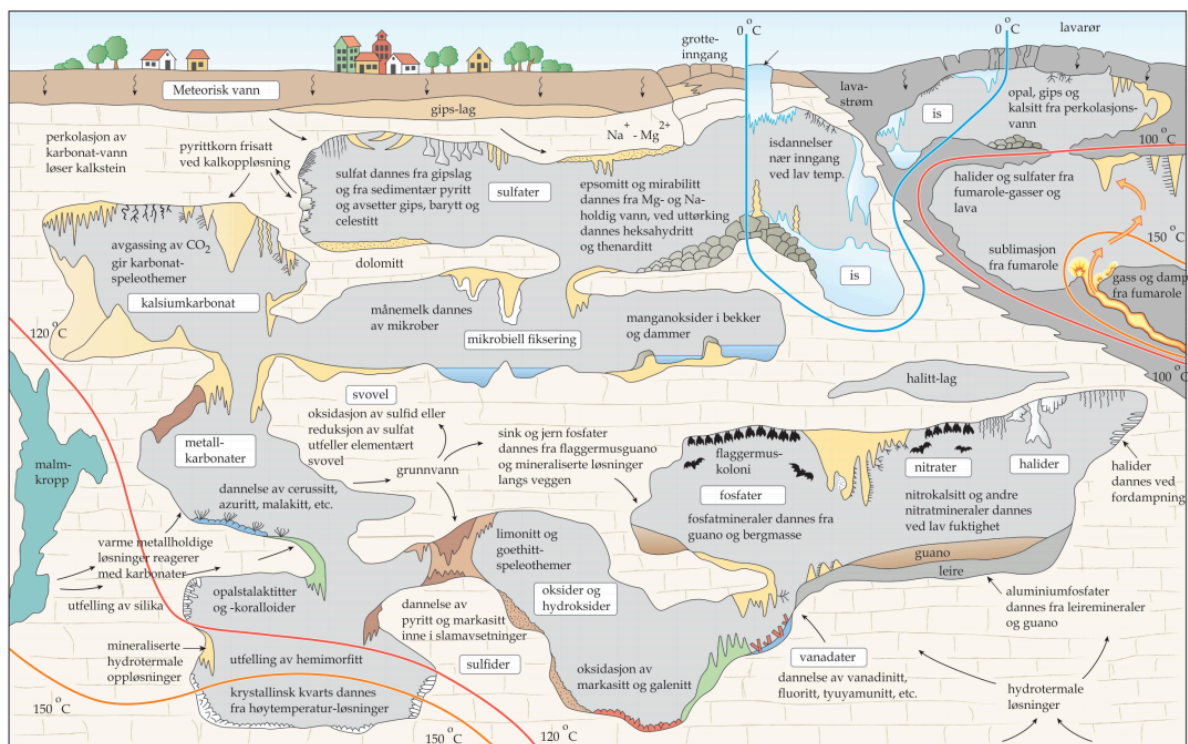
Atmosfæren i en grotte har som oftest en høyere konsentrasjon av CO₂ enn luften ute (Ek og Gewalt, 1985). Konsentrasjonen av CO₂ i grotten avhenger blant annet av jordsmonnen over grotta, diffusjon av gasser, antropogen påvirkning og oksidasjon av organisk materiale i bergartene eller avsetningene (Liñán m. fl., 2008). På den nordlige halvkule er maksimalverdiene av CO₂ i jordsmonnet beregnet til juli-september (Ford og Williams, 2007), konsentrasjonen er omtrentlig to til fire ganger høyere enn på vinteren. Høye konsentrasjoner av CO₂ i grotten samt høy konsentrasjon av CO₂ i grunnvannet vil føre til økt utfelling av kalsitt, men for høye konsentrasjoner av CO₂ i grotteatmosfæren kan igjen føre til korrosjon og oppløsning. Generelle temperaturer for grotter ligger mellom 10-20°C, men kan være ned til frysepunkt (under 0°C) eller oppimot 35°C (White, 1976; Onac og Lauritzen, 1995; Hill og Forti 1997). For grotter i Norge vil ikke temperaturene være så høye, bakketemperaturer målt i Grønnigrotta, Mo i Rana, har en gjennomsnittsverdi på 2,72 °C (kapittel 2.3)(Grindheim, 2018). Utfelling of forddampingsprosesser foregår mye saktere ved lavere temperaturer og speleothemer i alpine grotter er dermed mye mindre i størrelse. Redokspotensiale, Eh, i grotter ligger mellom +0,4 og +0,6, og pH mellom 7 og 8 (Onac og Forti, 2011). Grottemiljøet skiller seg også fra tektoniske og hydrotermale miljø som befinner seg lenger ned i dypet, hvor temperatur og trykk er høyere (Lauritzen, 2016b). De ulike grotteegenskapene påvirker tilstedeværelsen og mengden av forskjellige mineralfaser, samt heterogenitet i og blant hulehabitanter (Onac og Forti, 2011; Ghosh, 2017). Studier av

tilstedeværelsen og dannelsesprosesser til mineraler kan gi informasjon om hvilke forhold som er tilstede, men også hvilke forhold som tidligere har vært, i grotten.

3.2.2 Grottemineralisering

Grotter er på mange måter naturlige lavtemperaturlaboratorier hvor stabile og sjeldne mineraler dannes (Onac og Lauritzen, 1995; Lauritzen, 2016b). Mineralforekomstene i en grotte kan være *allogenetiske*, transportert utenifra, *autogene residualer*, uløselige rester fra moderbergarten, eller *autogene*, utfelt eller krystallisert i grotten (Onac og Lauritzen, 1995; Lauritzen, 2016a). Grottemineraler definerer mineraler som er dannet inne i grotten (Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2016a). Leiremineraler, som er oppløsningsresidu fra moderbergarten, og sedimenter som blir fraktet inn i grotten er ikke grottemineraler, derimot vil mineraler som krystalliseres ut på vegger og i tak, inklusive is, falle innenfor betegnelsen (Lauritzen, 2016a).

Mineraldannende prosesser i grotten er en kombinasjon av ulike elementer fra bergmassen rundt grotta, overflatemiljøet samt miljøet inne i selve grotten (fig. 16). Både abiotiske og/eller biotiske prosesser kan være årsaken til dannelsen av forskjellige typer grottemineraler og det diskuteres fremdeles hvilke prosesser som er de mest dominerende. For enkelthetens skyld er prosessene delt inn i kategoriene abiotiske og biotiske prosesser. Dette vil forhåpentligvis gi et klarere bilde over hvilke prosesser som foregår hvor. Prosessene er ofte i samspill med hverandre, og det er ikke nødvendigvis et skille mellom dem.



Figur 16 Skjematisk fremstilling av forskjellige mineraldannende prosesser som kan forekomme inne i en grotte. Figur hentet fra Hill m.fl. (1997) modifisert av Lauritzen (2016a).

3.2.2.1 Abiotiske prosesser

Grunnleggende kjemi og fysikk, samt forståelsen for energiprofilet og hvorvidt en prosess er spontan eller ikke, er grunnleggende for forståelsen av grottemineralisering. Energiprofilet i en reaksjon er omtalt som Gibbs frie energi. Dersom Gibbs frie energi for produktene i en kjemisk reaksjon ligger lavere enn reaktantenes energi, vil reaksjonen være spontan. Noen ganger trenger en reaksjon et lite energipuff for å komme i gang. Dette kalles aktiveringsenergi og den kan senkes på forskjellige måter, slik at reaksjonen skjer (Lauritzen, 2016a). Endringer i blant annet pH, Eh, temperatur, trykk, samt innflytelse av mikrober, er med på å senke aktiveringsenergien og øke hastigheten på reaksjonene.

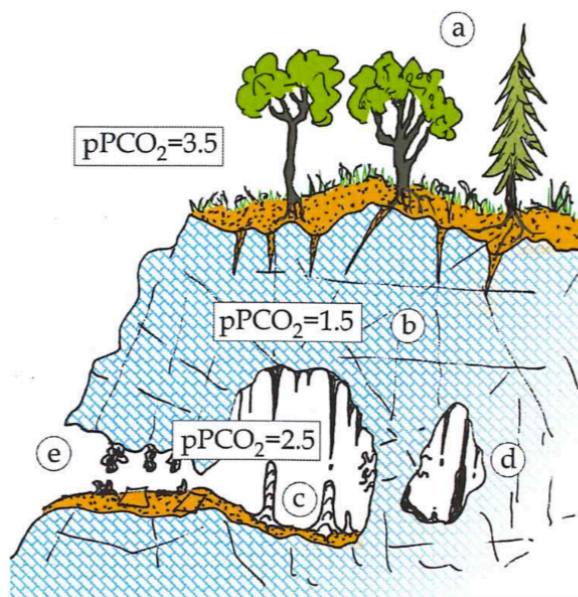
En av de viktigste faktorene for grottemineralisering er transport og tilførsel av ioner fra fluider. Andre viktige faktorer er temperaturen på grunnvannet da den styrer konsentrasjonen av oppløste ioner, samt Eh, pH, relativ fuktighet og luftstrøm. Eh og pH er vesentlige ettersom flere stoffer endrer løseligheten i takt med endringer i disse miljøparameterne (Onac og Forti, 2011). Den relative fuktigheten påvirker fordampingsprosesser, hvor det ved lav luftfuktighet (tørr luft) vil være mer fordampning enn ved høy luftfuktighet (Hill og Forti, 1997). Grottemineraler er ofte polygenetiske, med andre ord, ulike prosesser kan føre til utfelling av

samme type mineral. Det er derfor viktig, når man beskriver grottemineraler, å diskutere deres dannelsesmekanismer (Lauritzen, 2016b).

Fysiske, kjemiske og biologiske prosesser er med på å styre dannelsen til grottemineraler, hvor hovedfokuset i dette delkapittelet er de fysiske og kjemiske (abiotiske) prosessene. De kjemiske hovedprosessene kan deles inn i følgende kategorier: 1) Oppløsnings- og fellingsreaksjoner fra homogen løsning, 2) syre-base reaksjoner, 3) Faseoverganger/omkrystalliseringer, 4) hydratisering/dehydratisering, og 5) Redoksreaksjoner (White, 1997, Lauritzen, 2016b). I likhet med de kjemiske hovedprosessene kategoriseres også de fysiske prosessene. De fysiske prosessene deles in i termiske og mekaniske prosesser, hvor de termiske er karakterisert ved faseoverganger som for eksempel fra vann til is. Mekaniske prosesser er massetransport av ulike slag, som aerosoldannelse og avsetninger fra aerosoler, samt diffusjon og konveksjon (Lauritzen, 2016b). Videre følger beskrivelse av, og eksempler på, de kjemiske prosessene.

Oppløsnings- og fellingsreaksjoner fra homogen løsning

Oppløsning av berggrunnen fører ulike ioner ut i løsning, avhengig av hva berggrunnen består av. Typiske ioner kan være natrium, kalsium, magnesium, kalium, og sulfat. Perkolerende vann gjennom bergmassene blir anrikt av forskjellige ioner. En av faktorene som styrer metningsgraden i en løsning er pH. pH er lavere i jordsmonnet og dette vil ha en innvirkning på metningsgrad for de ulike ionene i den perkolerende vannmassen. Når løsningen møter hulrommene i grotta vil det skje en metning eller overmetning med hensyn på en eller flere av ionene, og ulike mineraler vil kunne felles ut (fig. 17). Temperatur og relativ fuktighet i grotten kan være en faktor som gir overmetning ved fordamping. Tap av CO₂ til atmosfæren i grotta, kan også gi overmetning. Dette som følge av blandingsprosesser, diffusjon eller fototrofe organismer (som bruker CO₂ ved fotosyntese). Organismer kan også påvirke utfellingsreaksjoner ved å endre pH (kapittel 3.2.1.2)(White, 1997; Onac og Forti, 2011, Lauritzen, 2016b; Maciejewska, 2017). Utfelling og oppløsning av kalsitt og gips er noen av de mest kjente fellings- og oppløsningsprosessene. Utfelling av kalsitt, som kan være styrt av abiotiske prosesser i forbindelse med dannelsen av månemelk, er et eksempel (Shumenko & Olimpiev, 1997; Onac og Ghergari, 1993; Hill & Forti, 1997; Borsato m. fl., 2000).



Figur 17 Skissen viser endringer i $p\text{CO}_2$ i forskjellige miljø samt utfelling av mineraler i grotta. Atmosferen, a, har lavere $p\text{CO}_2$ enn grotta, c, d, og jordsmonnet/berggrunnen, b. Endringer i $p\text{CO}_2$ fører til forskjellig metningsgrad for perkolerende vann som til slutt møter grotta. Vannmassene blir overmettet når det møter grotta mineraler felles ut. Vekst av mineraler vil være mer konsis og hurtig for det lukkede hulrommet, d, ettersom det ikke blir påvirket noe særlig av utlufting/ventilasjon. Området, e, vil være preget av mye ventilasjon og mineralveksten vil derfor være ujevn. Figuren er hentet fra Lauritzen (2016b).

Syre-basereaksjoner

Reaksjoner som inkluderer syrer og/eller baser er enten homogene eller heterogene. Et eksempel på homogene syre- og base reaksjoner er den raske protolysen av karbonsyre i karbonatsystemet, mens et eksempel på heterogene syre- og base reaksjoner kan være $\text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - systemet. $\text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - systemet involverer blant annet dannelsen av hydroksylerte og hydratiserte magnesiumkarbonater, hvor det vanligste hydrerte magnesiumkarbonatet er hydromagnesitt. Avhengig av luftfuktighet, partiell trykk og temperatur forekommer de forskjellige hydrerte og hydratiserte magnesiumkarbonatene i forskjellige regioner. De fleste magnesiumkarbonatmineralene i grotter forekommer som kremaktige masser kalt månemelk (White, 1997, Lauritzen 2016a, Lauritzen 2016b). Månemelk er et speleothem bestående av mineraler og ofte vann sammen i en masse. Andre mineraldannende heterogene syre-base reaksjoner er dannelsen av selenitt fra svovelsyre (Lauritzen, 2016b).

Faseoverganger/omkrystallisering

Faseovergangen eller omkrystalliseringen mellom kalsitt og aragonitt er avhengig av temperatur, trykk og mikroorganismer. Kalsitt har en trigonal form, mens aragonitt har en orthorombisk form. Hvilke prosesser som er de mest dominerende i omkrystalliseringen er uklart, da det er vanskelig å skille mellom uorganiske prosesser og prosesser som skyldes

mikroorganismer (White, 1997). Andre mineraler som dannes ved omkrystallisering er mineraler dannet ved høyere temperaturer i vulkanske grotter eller lavarør (Onac og Forti, 2011).

Hydratisering/dehydratisering

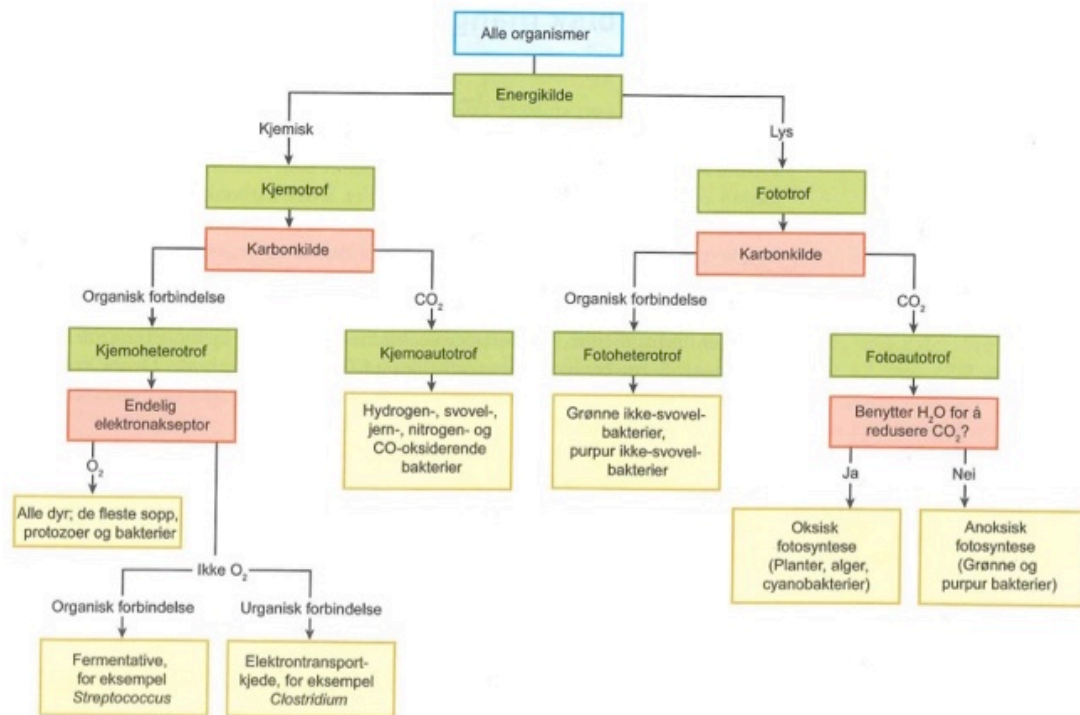
Fluktuerende luftfuktighet, P_{H_2O} , vil påvirke stabiliteten til forskjellige ionesammensetninger bestående av vannmolekyler. Ved lav luftfuktighet, tørr luft, vil hydratiserte mineraler miste deler av krystalliseringsvannet og forvandles til nye dehydrerte mineralfaser. Det motsatte vil være tilfelle for fuktige grotter hvor dehydrerte sammensetninger vil ta opp vann. Mirablitt er et eksempel på et hydratisert mineral som dehydreres til tenarditt dersom luftfuktigheten blir for lav. Hydratisering/dehydratisering prosesser regnes utelukkende som uorganiske mekanismer (White, 1997, Lauritzen, 2016b).

Red-oks prosesser

De fleste redoksreaksjoner som foregår i grotta skjer som følge mikroorganismer (kapittel 3.2.1.2), men i enkelte tilfeller er det vanskelig å skille prosessene fra abiotiske kjemiske reksjoner (Hill og Forti, 1997, Onac og Forti, 2011). Meteorisk grunnvann som perkolerer ned og ut i grotten blir påvirket av berggrunnen rundt og miljøet inne i grotten. Redokspotensialet i grotten er en viktig faktor. I det fleste grotter er det et dominerende oksiderende miljø hvor Eh ligger på +0,4 og +0,6. Reduserende forhold i grotten er ikke så vanlig da det avhenger av anoksiske forhold, med andre ord mye tilgjengelig organisk materiale. I vadose (luftfylte) hulrom kan meteorisk grunnvann skaper et oksisk og svakt surt mikromiljø. Dette kan føre til at pyritt eller andre sulfider som fins i berggrunnen oksideres og hydrolyseres til en rekke Fe-oksider og hydroksider (Onac og Forti, 2011). En kjent oksidasjonsprosess er oksidasjon av hydrogensulfid (H_2S) til svovelsyre (H_2SO_4) som igjen kan løse opp kalkstein, $CaCO_3$, og danne gips ($CaSO_4$). H_2S kan ha vulkans eller mikrobiell opprinnelse og ? (Lauritzen, 2016a).

3.2.1.2 Biotiske prosesser

Geomikrobiologi i grotter har lenge vært kjent, og ideen om at levende organismer kan spille en viktig rolle i sekundære kjemiske forekomster er gammel (Høeg, 1946). Mikroorganismer kan direkte forårsake biomineralisering eller produsere stoffer som fører til utfelling av mineraler, eller fungere som nukleasjonsområde (Northup m. fl., 1997; Boston m. fl., 2001; Onac og Forti, 2011).

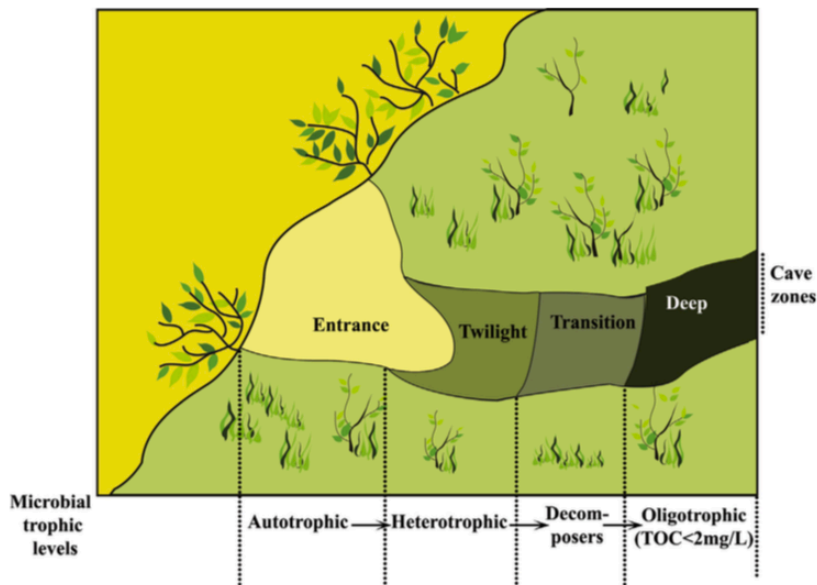


Figur 18 Organismer og klassifisering med begreper etter nærings og energikilder. Figuren er hentet fra Tronsmo (2016).

Biominalisering kan enten være biologisk kontrollert (BKM) hvor celleprosessene styrer dannelsen, eller biologisk indusert (BIM) hvor biprodukter fra en eller annen metabolsk aktivitet styrer dannelsen. Organismer som bygger skjell av CaCO_3 er et eksempel på biologisk kontrollert biominalisering, mens avfallsstoffer fra en celle er et eksempel på biologisk indusert biominalisering (Frankel m. fl., 2003; Konhauser, 2007; Knoll, 2012). Bevis for tilstedeværelse av biogenese kan etableres fra (1) tilstedeværelse av mikrober; (2) biogene teksturer, slik som strukturer man finner i stromatolitter, og/eller (3) geokjemiske proksier som indikerer mikrobiell aktivitet (Jones, 2010). Slike karakteristiske elementære, molekylære eller morfologiske teksturer som kan knyttes til nåværende biogenese eller fortidens biogener kalles for biosignaturer (Westall & Cavalazzi, 2011; Pedersen, 2018).

Grotter kan på mange måter regnes som et ekstremt miljø. Miljøbegrensningene er mange og mikroorganismene som lever her er, på lik linje med andre steder, avhengig av energi, næring og karbon. For å definere organismene finnes det spesifikke begreper som alle kan kobines for å utlede enkle begreper. Disse begrepene vil gi en ide om hva en organisme bruker for å oppfylle sine grunnleggende behov for energi, elektroner og karbon (figur 18).

Hver hule er unik, og avhengig av økotonene, kan man omtrent vite hvor energien og næringsstoffene kommer fra.

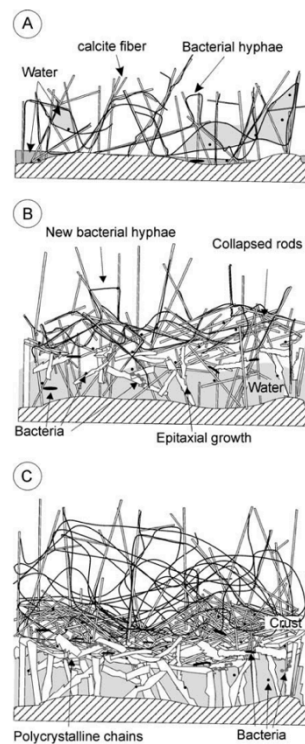


Figur 19 Skjematisk oversikt over potenssiell inndeling av mikrobielle trofiske soner og energistrøm i et typisk grottesystem. Figuren er hentet fra Ghosh m. fl. (2017).

De mikrobielle trofiske strukturerne i grotter er på mange måter enklere enn på overflaten. Dette som følge av den begrensede mengden lys, redusert mengde næringsstoffer, samt reduserende fluktasjoner i både temperatur og fuktighet. Inndelingen av de forskjellige trofiske sonene for et typisk grottesystem er vist i figur 19. I inngangsområdet vil det være fotoautotrofisk fotoheterotrofisk aktivitet ettersom det fortsatt er litt lys tilgjengelig her. Den fototrofe aktiviteten minker videre innover da lyset reduseres. Grotter er et område som har lite næring tilgjengelig, og mange huler domineres derfor av kjemotrofer og oligotrofer (Ghosh, 2017). Oligotrofiske soner inneholder mindre enn 2 mg/L total organiske karbon, og kilden til organisk karbon er vanligvis i oppløst form (Cheeptham, 2013; Barton, 2015; Ghosh, 2017). Oppløst organisk karbon kan stamme fra jordsmonnet over, som igjen avhenger av grottens topografiske plassering (Barton, 2015). Flere studier viser at oppløste stoffer i grunnvann som entrer grotten kan være viktige energikilder for enkelte mikroorganismer (Sarbu m. fl., 1996; Hose m. fl., 2000; Baskar m. fl., 2011).

Grotter er ikke bare lavtemperaturlaboratorier, men de gir også et innblikk inn i undergrunnens økosystem og dets habitanter (Engel m. fl., 2008; Baskar m. fl., 2011). Studier av geo(mikro)biologi i grotter er derfor viktig for forståelsen av forskjellen mellom undergrunns økosystemer og overflateøkosystemer. I tillegg vil studier av mikroorganismer og andre former for liv, samt deres interaksjoner med mineraler, være viktige informasjonskilder for tidligere geomikrobiologiske interaksjoner (Baskar m. fl., 2011).

Videre følger detaljerte beskrivelse av biomineralisering og biomarkører i månemelk, jernavsetninger og sulfider som er relevante for Reingardslisystemet.

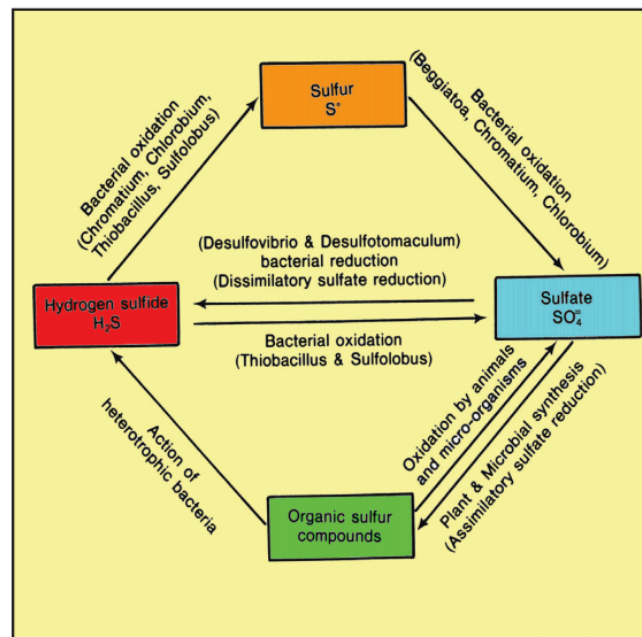


Figur 20 Biotisk dannelsesmodell for månemelk. Initiell fase (A) med mikrobiell kolonisering. Intermediær fase (B) med mikrostrukturell nedbryting og til slutt en siste fase (C) med videre påvekst. Figuren er hentet fra Canaveras m. fl. (2006)

Mikrobiell kalsittkorrosjon og utfelling

Mikroorganismer kan direkte og indirekte påvirke utfelling av kalsitt på mange forskjellige måter. Mikroorganismene kan påvirke kalsittutfellingen destruktivt eller konstruktivt. Konstruktive prosesser inkluderer mikrobe forkalkinger, mikrobiell industert kalsittutfelling, samt fanging og binding av forvitret materiale til substrater. Destruktive prosesser inkluderer nedbrytning av substrater ved oppløsning, boring og residual mikritt produksjon (Jones, 2010).

Månemelk er et av de mest omdiskuterte speleothemformene i grotter (Jones, 2010). Det er funnet et bredt spekter av mikroorganismer i månemelk, som arkea, bakterier, og svamp, og en biogen innflytelse på dannelsen er derfor lenge prøvd påvist (Canaveras m. fl., 2006; Rooney m.fl., 2010 Rooney m. fl., 2010; Portillo og Gonzalez, 2011; Engel m.fl., 2013; Reitschuler m. fl., 2014, 2015, 2016; Axenov-Gibanov m. fl., 2016; Maciejewska m. fl., 2016, 2017). En biologisk dannelsesmodell ble foreslått av Canaveras m. fl. (2006) (fig. 20). Modellen viser hvordan Actinobakterier potensielt kan fremme kalsiumkarbonatutfelling ved å skape lokalt gunstige forhold, der bakterieveggen fungerer som en nuklesjonssone. Ny forskning viser at enkelte Actinobakterier, som *Streptomyces*, spiller en viktig rolle i kalsittutfellingsprosessene i månemelk (Maciejewska m. fl., 2017)



Figur 21 Svovelsyklusen, mikroorganismer og deres genetiske reaksjonsvei. Figuren er hentet fra Onac og Forti (2011).

Svovelsyklusen: sulfatreduserende og sulfatoksiderende bakterier

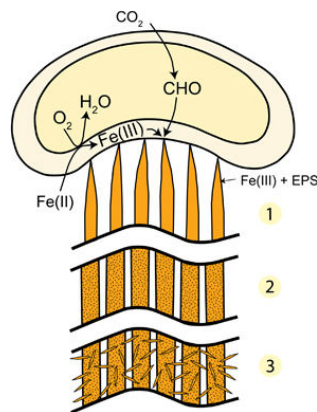
Svovelsyklusen innebærer redoksreaksjoner hvor mikroorganismer ofte driver reaksjonene. Mikroorganismene kontrollerer de oksiderende og/eller de reduserende trinnene i syklusen, samt utviklingen av spesielle grotteavsetninger, hovedsakelig sulfater (fig. 21) (Forti, 1989, 1996; Forti & Salvatori, 1988; Onac og Forti, 2011). Bakterier, som for eksempel *Thiobacilli*, oksiderer jernsulfider, som pyritt, med molekylær oksygen og det dannes jern(III) og sulfat (SO₄²⁻) (Hill og Forti, 1997; Frankel m. fl., 2003). Videre kan sulfatreduserende bakterier, som for eksempel *Desulfotomaculum*, redusere sulfatet til hydrogensulfid og slik foregår det i en syklus mellom svovel, hydrogensulfid og sulfat (fig. 21).

Jernoksiderende bakterier

Biomineraler fra jernoksiderende bakterier kan ha en spesielle morfologiske form. Dette kan potensielt være en viktig biosignatur i eldre bergarter, hvor formen kan direkte knyttes til en spesiell type jernoksiderende bakterie (Chan m. fl. 2011). Det eldste fysiske beviset for tidlig liv på jorden er jerntuber og jernfilamenter i en 3.7 milliarder år gammel jaspis, som er en indikasjon på tilstedeværelse av jernoksiderende bakterier som levde i et hydrotermalt miljø (Dodd m. fl., 2017).

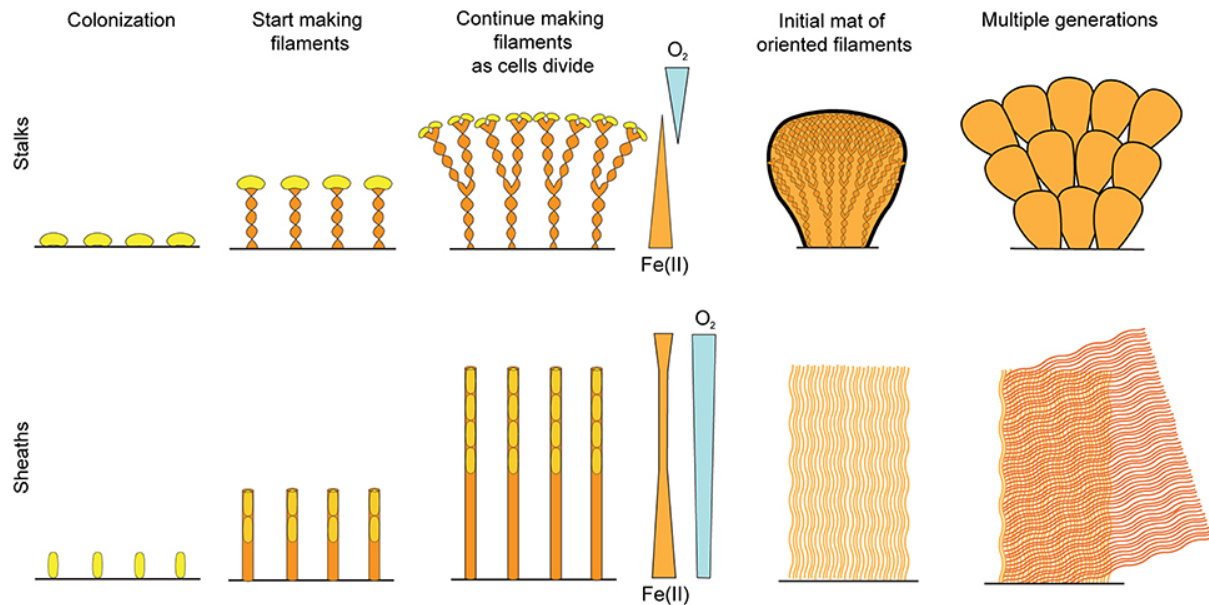
Kjemolitoautotrofe jernoksiderende bakterier får energi fra oksidasjon av Fe(II) (Konhauser, 2007). Bakteriene lever i områder uten tilgang på lys med relativt stabile temperaturer samt et

pH nøytralt og lite erosivt miljø. De jernoksiderende bakteriene er nøytrofile ettersom de lever i et miljø med nøytral pH. Det viktigste med dem er at de er mikroaerofile, det betyr at de lever ved en spesifikk oksygen konsentrasjon, som er lav. Figur 22 viser en generalisert modell for hvordan jernoksiderende bakteriene danner fibre i den konkave delen av cellen. Jern og extracellulære polymere forbindelser er til sammen det som danner fibre. Fibrene vil etterhvert mineraliseres ettersom hydroksid vil absorberes på fibre. Fibrene vil bli mineralisert til jern(III)-oksyhydroksid (videre referert til som jernoksid) som tuber og filamenter (Chan m.fl., 2011; (Krepski m.fl.,2012).



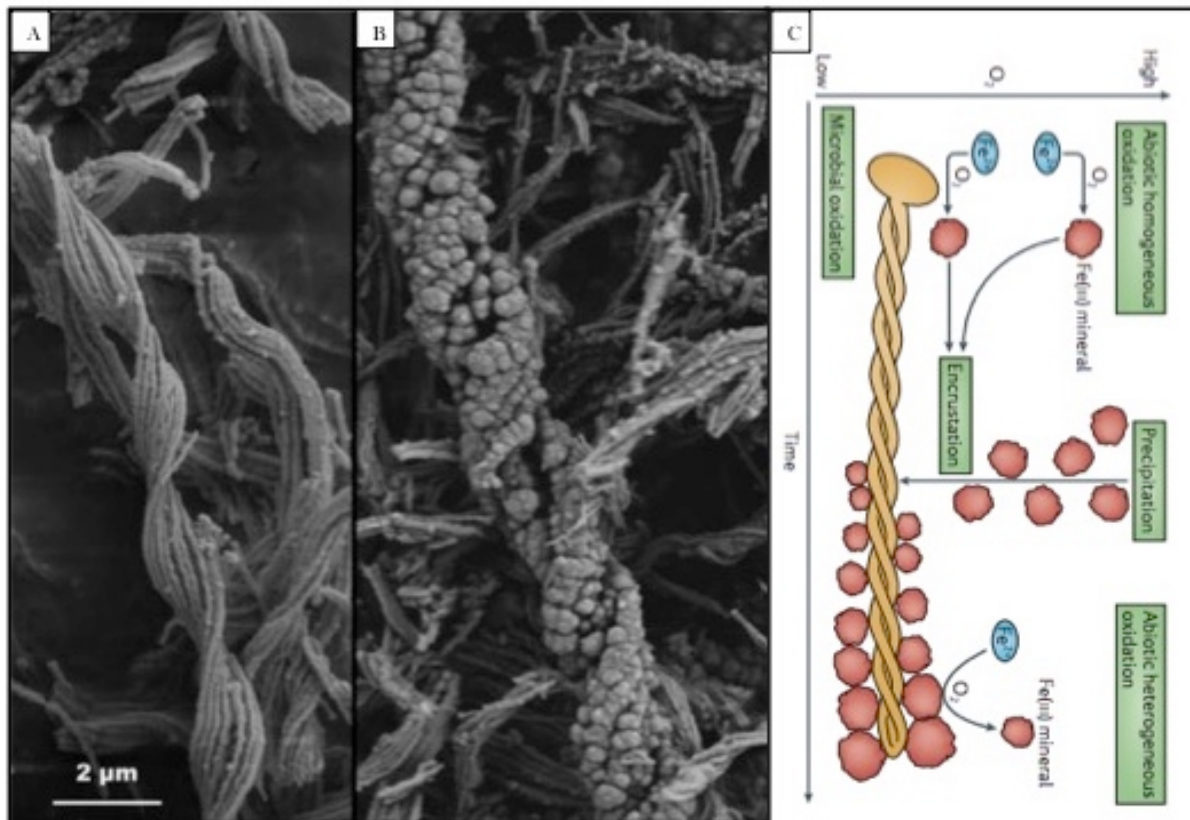
Figur 22 Generalisert modell for dannelsen av fibre for noen spesifikk jernoksiderende bakterier (Chan m.fl., 2011)

De jernoksiderende bakteriene produserer både stilker og skjeder i ferskvannsmiljø og marint miljø (fig. 23). *Gallionella Ferruginea* er en bakterie som danner skrueformede stilker og *Leptotrix Ochraea* er en bakterie som danner skjeder (Chan m. fl., 2016). Grunnen til at jernoksiderende bakterier produserer disse morfologiske formene er fordi cellen er avhengig av en spesiell redoksgradient, i tillegg hindrer morfologien gjengroing eller bortvasking av cellen.



Figur 23 Figuren viser hvordan forskjell i oksygengradient fører til dannelsen av stilker (øverst) og skjeder (nederst) (Chan m. fl. 2016)

Dannelsen av de forskjellige morfologiske formene avhenger av oksygengradienten som er tilstedte i miljøet. Stilkformene dannes under en bratt oksygengradient, mens skjedeformene kan tolerere mer variable oksygennivåer. Stilkeformene skiller seg også fra skjedene ved at de vokser på en litt forskjellig måte. Vekstretningen for stilker er rettet mot en geokjemisk gradient, mer spesifikt vekst mot oksygen (fig. 23). Skjedene vokser i en ende og etterlater seg jernfilament med spor etter cellen i form av hulrom (Chan m.fl., 2011). Videre i vekstprosessen vil de biologisk kontrollerte biomineralene fungere som nukleasjonsområder for videre påvekst av jernmoduler (fig. 24). Påvekst av jern er mest sannsynlig da styrt av abiotiske prosesser (fig. 24c) (Melton m. fl., 2014; Inoescu m. fl., 2015)



Figur 24 Utvikling av skrueformede stilker over tid. SEM bilde av ny (A) og eldre (B) stilk dannet av jernoksidende bakterier. Videre påvekst av jernmoduler (B,C) mest sannsynlig som følge av abiotiske prosesser. Modifisert fra Melton m. fl. (2014) og Inoescu m. fl. (2015)

3.2.1.3 Mineralklasser

Mineraler som finnes i grotter deles inn i følgende ni grupper: naturlig forekommende elementer (I); sulfider (II); halider (III); oksider og hydroksider (IV); nitrater, karbonater og borater (V); sulfater, kromater, molybdat og wolframater (VI); fosfater, arsenater og vanadater (VII); silikater (VIII) organiske forbindelser (IX) (Ramdohr og Struntz, 1967; Gains m. fl., 1997, Lauritzen, 2016b). Videre følger beskrivelse og dannelsesmekanismer for relevante mineralklasser funnet i Reingardslisystemet.

Karbonater (klasse V)

Karbonater er de vanligste mineralgruppene fra grotter, der kalsitt og aragonitt er de absolutt vanligste. Andre karbonatmineraler er vateritt, monohydrokalsitt, ikatitt, dolomitt, og huntitt. Kalsitt, CaCO_3 er det mineralet som viser størst morfologisk variasjon. De vanligste habitusene, i grotter, er skalenoedre, romboedre, prismer eller en kombinasjon av dem. Variasjoner i krystallform skyldes ulik veksthastighet langs de forskjellige krystallografiske retningene. Veksthastigheten kan avhenge av salinitet, fremmedioner, og organisk eller biologiske komponenter (Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2016b). For å felle ut kalsitt kreves

en metningsindeks på minst $SI = +0,5$, og $SI = +1$ gir maksimale utfellingsrater (Dreybrodt m. fl., 1992; White, 1997). Kalsitt oppstår ofte som enkelt mineral i uendelig mange morfologier. De vanligste morfologiene er dryppsteiner (stalaktitter og stalagmitter), stalagmittplater, krystalldammer, botryoider, og månemelk. Hydromagnesitt ($Mg_5(CO_2)_4(OH)$), monohydrakalsitt ($CaCO_3 \cdot H_2O$) og ikatitt ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) er hydratiserte karbonater som er ustabile ved høye temperaturer. Man finner dem ofte som mindre bestanddeler i månemelk ved lave temperaturer. Huntitt er også funnet ved lave temperaturer i veldig små mengder i en rekke speleothemer (Onac og Lauritzen, 1995; Lauritzen, 2010, 2016b). Dannelsen av månemelk har en abiotisk og/eller biotisk opprinnelse (kapittel 3.2.1.2). Opprinnelsen har vært kontroversiell i mange år på grunn av den atypiske krystallinske morfologien, komplekse mineralogien, samt størrelsen på dets krystaller (Verrecchia og Verrecchia, 1994; Canaveras m. fl., 2006; Blindschedler m. fl., 2010, 2014; Maciejewska m. fl., 2017). Hill og Forti (1997) foreslår fire ulike dannelsesmekanismer til månemelk: 1) utfrysning, 2) utfelling av og på mikrober, 3) mineralfasen utfelles direkte i mikrokrySTALLIN tilstand og at krystallene aldri vokser seg store, og 4) nedbrytningsresidu fra bergveggen (Lauritzen, 2016b). Botryoider kan også, i likhet med månemelk, være dannet ved biokjemiske prosesser (Banks m. fl., 2010). Botryoider og korralloider er termer som brukes om hverandre. Botryoider er drueklaseformende speleothemer, mens korralloider er elongerte forgrenede former (Lauritzen, 2016b).

Sulfater (klasse VI)

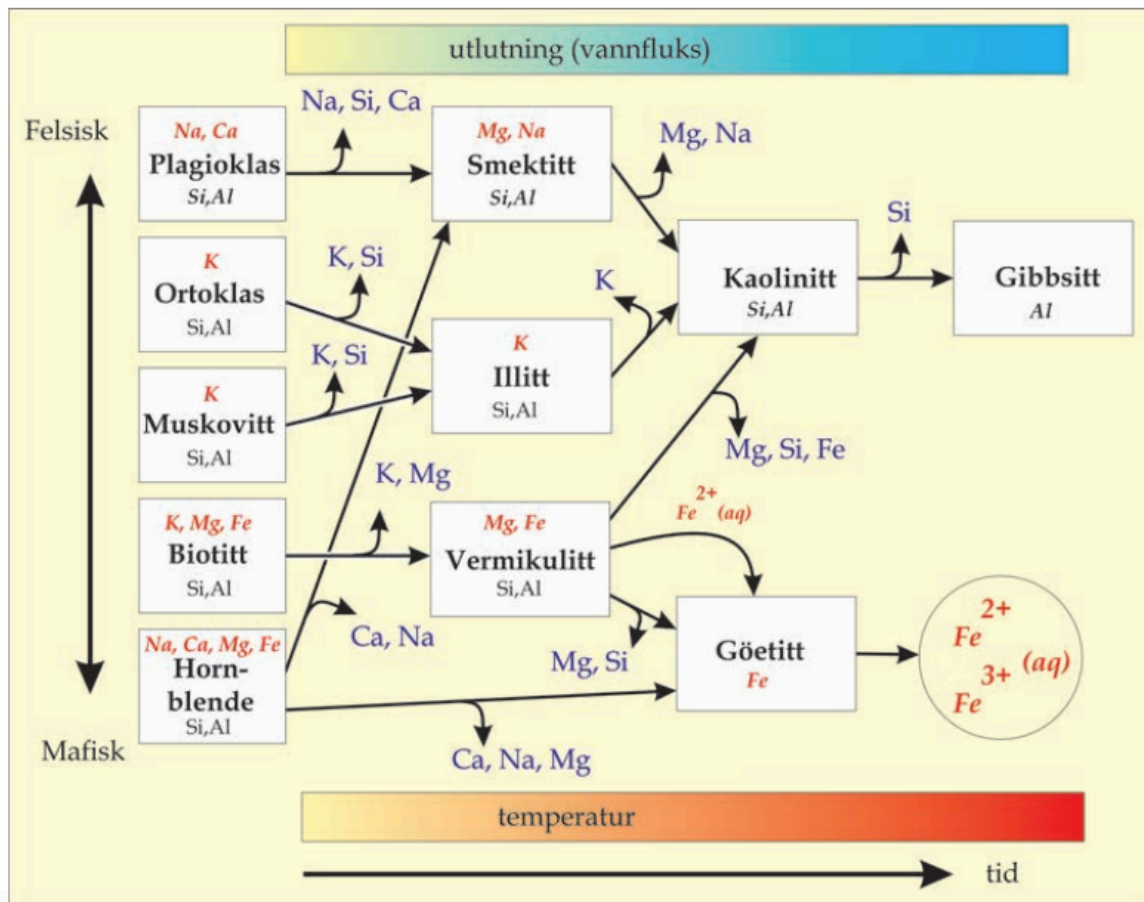
Sulfater er de nest vanligste i grotter etter karbonater, der gips ($CaSO_4 \cdot H_2O$) er det absolutt vanligste mineralet (Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2016b). Gips er et vanlig grottemineral i norske grotter. Dette skyldes innholdet av pyritt i glimmerskiferbergarter som ofte finnes lagdelt sammen med marmor. Gips kan blant annet forekomme som komponenter i månemelk eller som hvite fibrige krystaller sammen med jernsulfater (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b, Onac og Lauritzen, 1995). Jarositt, $(K^+, Na^+, H_3O^+)(Fe^{3+})_3(SO_4)_2(OH)_6$, er et gult jernsulfat og dannes ofte som et oksidasjonsprodukt fra sulfider og oksider. For å danne sulfatmineraler trengs det, naturligvis, sulfat. Flere kilder til sulfat i løsning er foreslått av Hill og Forti (1997). Kildene til sulfat i løsning er: 1) oksidasjon av sulfider. 2) Berggrunn bestående av sulfat, som evaporittlag. 3) Flaggermus guano. 4) Basalt, lavatube-grotter. 5) Fumarol aktivitet. I tillegg til kilder er også dannelsesmekanismer, kjemiske reaksjoner, for sulfatmineraler foreslått: 1) utfelling ved fordampning. 2) ionebyttingsreaksjoner. 3) Fellesioneffekten. 4. Mettet saltvannsløsning. Reaksjonene kan i tillegg være, og er ofte, katalysert av mikroorganismer (kapittel 3.2.1.1 og 3.2.1.2) (Hill og Forti, 1997).

Oksider og hydroksider (Klasse IV)

Oksider og hydroksider inkluderer mineraler hvor kationer eller atomer er kombinert med oksygenatomer. De fleste oksidmineraler i grotter er av primær opprinnelse og regnes derfor egentlig ikke som et grottemineral, med unntak av mangan- og jernoksid-mineraler. Hydroksider, derimot, er nesten alltid av sekundær opprinnelse som forvittringsprodukter under oksiderende forhold. De vanligste oksid- og hydroksidmineralene er de som inneholder jern og mangan. Eksempler på disse er Göethitt ($\text{FeO}(\text{OH})$), hematitt (Fe_2O_3), birnesitt ($(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_6(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 1.5 \text{H}_2\text{O}$), og pyrolusitt (MnO_2). Den primære kilden for jernoksider og hydroksidmineraler i huler er pyritt, FeS_2 , og andre sulfider (kapittel 3.2.1.1 og 3.2.1.2) (Hill og Forti, 1997; Bogdan og Onac, 2012); Lauritzen, 2016b). Oksidert is, vann i fast form, regnes også som et av de vanligste grottemineralene. Ettersom grotter i kalde områder kan ha temperaturer over 0°C kan man finne både *sesong* og *flerårig* is. Den første typen dannes ved inngangen av grotten i kalde sesonger, mens den andre dannes ved gjennomtrekk som holder temperaturene lave gjennom varme sesonger.

Silikater (Klasse VIII)

Silikatmineraler er mineraler som inneholder isolerte eller samlede SiO_4 tetraeder. Samlede SiO_4 tetraeder kan være i gripper, kjeder, sjikt eller tredimensjonale strukturer. Silikater deles inn i tre kategorier. 1) rammeverk-strukturelle (tektosilikater) silikat mineraler, som kvarts, SiO_2 . 2) Sjikt-strukturelle (fyllosilikater) leiremineraler, som montmotillonitt 3) malm silikatmineraler, som hemimorphite. De fleste silikatene forekommer som autogene mineraler eller som autogene residualmineraler fra blant annet glimmerskifer. Et annet kjent leiremineral er illitt, $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4((\text{OH})_2\text{H}_2\text{O})$. Illitt kan dannes ved hydrolyse av muskovitt, $(\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$, og de to mineralene er derfor vanskelig å skille fra hverandre (fig. 25)(Lauritzen, 2016b).



Figur 25 Oversikt over leirmineraler dannet igjennom forvitring. Vanngjennomstrømning, temperatur og tid er avgjørende faktorer for hastigheten på prosessene samt produksammensetningen. Utlutete elementer er vist i blått, mens mobile elementer er vist i rødt. Ved forvitring av muskovitt vil noe kalium utlutes mens noe forblir mobilt videre i illitt (Lauritzen, 2016b).

4. METODE

4.1 STUDIE- OG PRØVETAKINGSOMRÅDET

Grottene som er undersøkt i denne oppgaven er lokalisert i et Norges viktigste karstområde, Rana kommune i Nordland. I Rana er det registrert omtrent 200 grotter og flere av dem er blant de mest kjente i landet. Grottene i Reingardslia, sør for Reingardslivatnet, er undersøkt i forbindelse med denne oppgaven. Grottene ligger omtrent 12 km nord for Mo i Rana og omtrent 20 km (i luftlinje) sør for Saltfjellet og Svartisen (fig.4, 5, 26). Reingardslia sitt grottesystem ligger, som nevnt (Kapittel 2.1), i et marmorbånd som strekker seg øst-vestlig retning (Fig.2.1.2). Grottesystemet består av 4 grotter, Larshullet, Lapphullet, Olavs- og Persgrotta (fig. 26). Øst for systemet ligger Røvassdalen og i vest ligger Glomdalen, hvor man finner Grønligrotta og Setergrotta oppe i dalsiden (fig. 5). Vann dreneres fra både Røvassdalen og Glomdalen ut i langvatnet, men hoveddreneringen kommer fra Røvassdalen (fig. 4, 5). Den nærmeste breen i området er Svartisen som består av to platåbreer (kapittel 2) (fig. 4, 5).



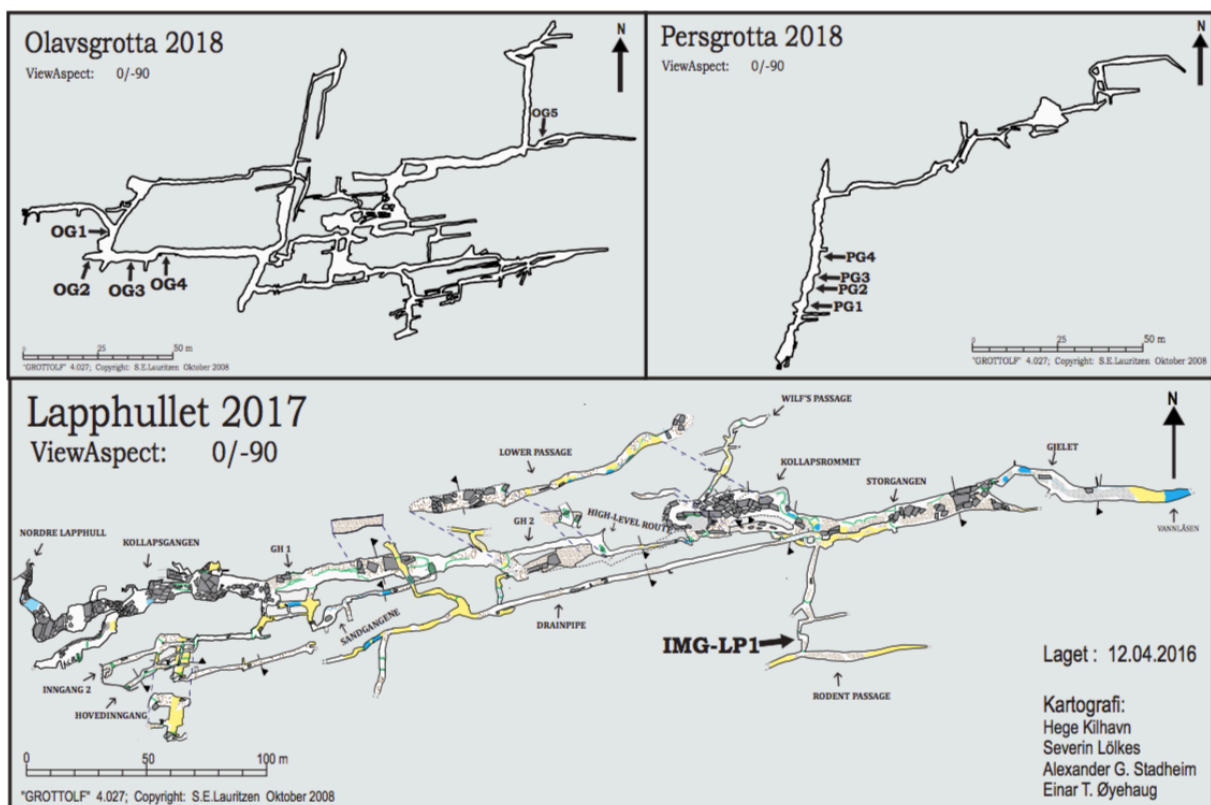
Figur 26 Oversiktskart til feltområdet. I øvre venstre hjørne viser rød prikk hvor feltområdet er lokalisert i Norge. Videre viser 1: Lapphullet. 2: Larshullet. 3: Olavsinnegangen, og 4: Persinnegangen til Olavs- og Persgrotta. 5: Kollapsrotte. 6 Rest av gammel rotte på overflaten. Kartdata er hentet fra: Kartverket.

Reingardslia og områdene rundt har en typisk glasial morfologi og er preget av flere glasiale former. Områdene rundt og over grottene er dekket av vegetasjon dominert av bjørk- og

blandingsskog med furu og gran. Bergrunnstykkelse over prøvetakingsområdene i grottene varierer fra 10–55 meter og sigevann renner inn i grotten langs vertikale sprekker.

Grottene ble kartlagt i løpet av somrene 2015-2017. Hovedfokuset for herværende oppgave har vært kartlegging og mineralanalyser av Olavs- og Persgrotta, men mineralprøver fra Lapphullet har også blitt inkludert. Det er i tillegg/I tillegg er det prøvetatt mineraler fra rester av en gammel grotte på overflaten og inne i en kollapset grotte i områdene rundt Reingardslisystemet.

Det ble planlagt to feltsesonger for kartlegging og prøvetaking av mineraler i Reingardslia. Første sesong, sommeren 2016, ble både Olavs- og Persgrotta ferdig kartlagt, UTM 33V 7367860N 0463693Ø (Olav), UTM 33W 7367865N 0463784Ø (Per) (fig. 26)(kapittel 5). I tillegg ble det prøvetatt mineraler på til sammen 9 lokaliteter vist i figur 27. IMG-LP1 ble prøvetatt i 2016 og er fra Lapphullet (UTM 33W 736788N 4633343Ø).



Figur 27 Oversiktskart til hvor noen av mineralprøvene er hentet fra i de tre ulike grottene Olavsgrotta (øverst til venstre), Persgrotta(øverst til høyre) og Lapphullet(nedest). Olavs og Persgrotta ble kartlagt i forbindelse med denne masteren og innhold, samt videre beskrivelse, kommer i resultatkapittelet. Lapphullet, derimot, er allerede kartlagt og innholdet i grotten er derfor synlig (modifisert etter Kilhavn, 2017;Lølkes, 2017). Provenavn er vist med pil og uthevet skrift.

Neste feltsesong, sommeren 2017, ble det på grunn av sikkerhet og ivaretaking av grottene ikke utført noe feltarbeid i grottene. Feltarbeid ble utført på overflaten og mineralprøver ble blant annet samlet inn fra rester av en gammel grotte på overflaten 225 meter sør-øst for Persgrotta, UTM 33W 7367787N 0463973Ø, (fig. 26). Det ble i tillegg prøvetatt en

mineralprøve fra innsiden av en delvis kollapset grotte 180 m sør-sør-øst for Persgrotta, UTM 33W 7367781N 0463922Ø (fig. 26).

4.2 GROTTKARTLEGGING

Det har blitt laget to nye kart over Olavs- og Persgrotta. Kartene inneholder grottens morfologi, utstrekning, i tillegg gir de også informasjon om blant annet mineral- og sedimentforekomster i grotten. Grotter er et av de mest sårbare miljøene som finnes og kartleggingen er derfor utført med stor forsiktighet, ved å blant annet å følge samme spor i en passasje (Lauritzen, 2002).

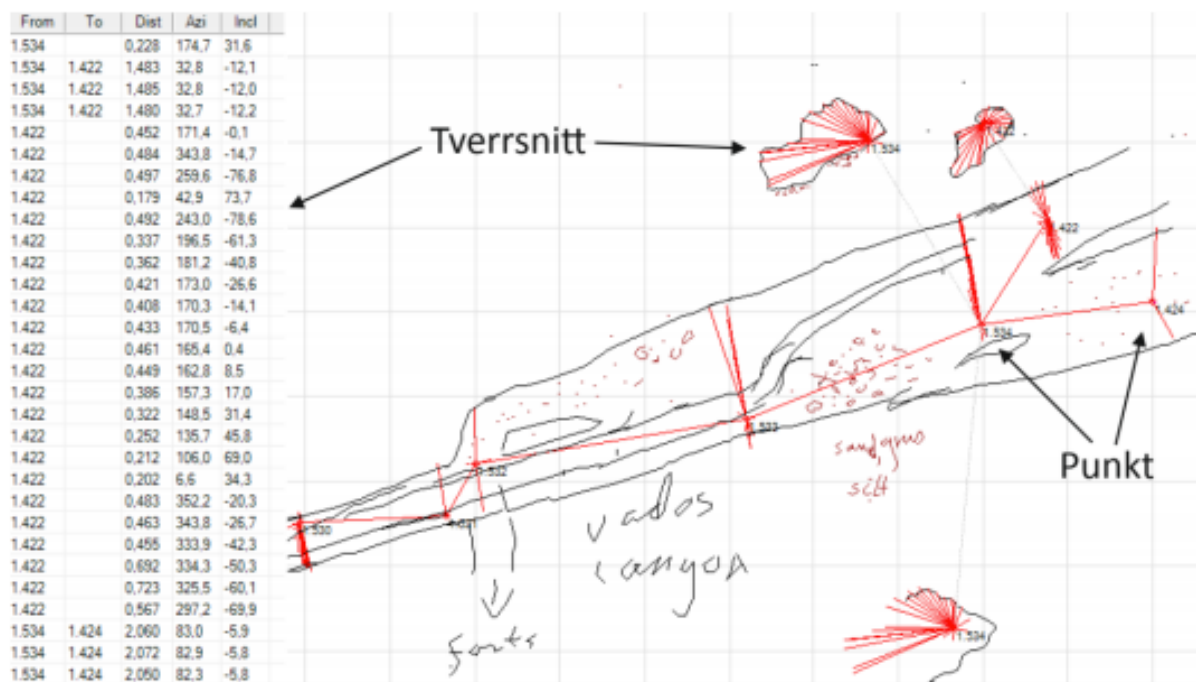
Nøyaktigheten på kartleggingsmetoder i grotter deles inn etter BCRA-systemet i 6 forskjellige nøyaktighetsgrader, i tillegg deles det også inn etter hvor nøyaktige og detaljerte tverrsnittene er mål (tabell 2). Et minstekrav for et grottekart er at man skal kunne kjenne seg igjen i grotten, dette innebærer at hjørner og store blokker på kartet må være korrekte (Lauritzen, 2002). Kartlegging av Olavs- og Persgrotta følger grad 5C.

Tabell 2 BCRA-systemet. Tabellen er hentet fra Kilhavn (2017) som har basert tabellen på en tabell modifisert fra Ellis (1976) av Lauritzen (2002)

Grad 1	Skisse utført uten målinger.
Grad 2	Brukes ikke.
Grad 3	Presisjon: Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 2,5^\circ$, avstander til $\pm 0,5$ m. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radius < 50 cm.
Grad 4	Brukes ikke.
Grad 5	Presisjon: Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 1^\circ$, avstander til ± 10 cm. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radius < 10 cm.
Grad 6	Kartleggingen er mer nøyaktig enn grad 5 ved bruk av fotostativer og avlesning til nærmeste cm og nærmeste $0,5^\circ$.
A	Alle bredder og høyder er estimert etter øyemål.
B	Alle totalbredder og totalhøyder er mål på hver stasjon (polygonhjørner).
C	Bredder og høyder er målt i 4 retninger ut fra hver stasjon, såkalt HVNO (Høyre, venstre, ned og opp).
D	Profilene er basert på tverrmål som under C og detaljene overført med fotoprofilograf.

Kartleggingen av Olavs og Persgrotta ble utført ved hjelp av en håndholdt lasermåler, *Leica Disto X*, som sender målingene til en håndholdt PDA, *Tribble Juno 3B*. Avstanden mellom instrumentene må være innenfor en viss avstand ettersom instrumentene bruker Bluetoothsignal for å sende og motta signaler til hverandre. Den håndholdte lasermåleren inneholder en lasermåler, elektronisk kompass og akselerometer. Klinometeret og kompasser

måler retning uavhengig av lasermålerens orientering og operer i et treaksystem (x, y, z). Den håndholdte PDA behandler den mottatte informasjonen i programmet *PocketTopo* som viser målingene både grafisk og numerisk, og brukes for å tegne passasjer (fig. 28)(Heeb, 2008).

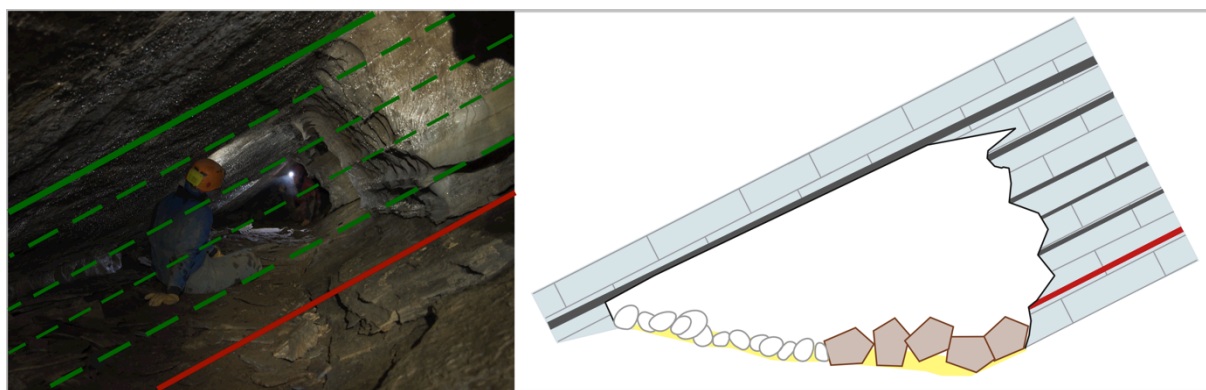


Figur 28 Programmet *PocketTopo* som viser målinger fra grottekartleggingen. Tabellen til høyre inneholder målingene fra laseren, mens skissen til høyre viser hvordan man grafisk kan tegne grottepassasjer, tverrsnitt og de tilhørende avsetningene. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

Karlegging av grottene baserer seg på prinsippet med polygondrag. Dette betyr at senterlinjer legges gjennom grotten og forbindes med to punkter. Grottepassasjene tegnes rundt polygondragene og for å få de i riktig proporsjoner må passasjene støttes opp med tverrmål (Lauritzen, 2002). Senterlinjene i grotten måles med polarkoordinater hvor man måler avstanden mellom to punkter, helningsvinkelen (inklinasjonen) og kompasskursen (deklinasjonen) langs linjen. For å kunne få et bilde av grottens posisjon (for eksempel dybde eller, vestlig retning fra inngangen) gjøres polarkoordinatene om til kartesiske koordinater (Lauritzen, 2002). Grottekarleggingen startet ved å opprette et fastpunkt, med GPS-koordinater og høydemeter over havet, fra utsiden av grotten for å senere kunne plassere grotten på kartet. Fra fastpunktet opprettes punkter eller stasjoner videreinnover i grotten og avstanden mellom punktene kan varieres, men det viktigste er at man sitter igjen med mest mulig informasjon (Lauritzen, 2002). Punkter eller stasjoner opprettes ved at det skytes tre rette linjer på samme sted med den håndholdte lasermåleren, med en avstand mellom 5 – 10 meter. Ved hver stasjon måles en HVNO (høyre, venstre, ned og opp). HVNO består av fire punkter som til sammen danner et tverrmål av passasjen. Videre utføres et såkalt "sveip" av

passasjen, der lasermåleren måler flere punkter fra høyre, sveipende opp, til venstre og videre rundt. Dette gir et mer nøyaktig tverrsnitt. Målingene sendes til den håndholdte PDA-en som behandler målingene i en tabell som plottes på et kart. På kartet kan man skisserer for hånd størrelse og former i både fugleperspektiv og vertikalprofil, i tillegg til tverrsnitt. Grottens passasjer og tverrsnitt tegnes inn underveis i kartleggingen og relevante observasjoner som blant annet strømskåler, sedimenter, sprekker og mineralforekomster tegnes dermed inn. For å skille de ulike avsetningene fra hverandre ble det brukt visuell og taktil bedømmelse. Enkle bedømmelser ved feltgeologiske metoder ble brukt, som rulling av leire og silt i hånflaten, samt smaking av leire og silt for å prøve å skille dem fra hverandre.

Grottekartleggingen fra PDA-instrumentet lagres i *PocketTopo* og må videre konverteres til Turbo Pascal koder for å kunne leses i programmet *Grottolf* (Lauritzen, 2008). I *Grottolf* kan man observere grottene med sine passasjer i 3D og videre tolke grottene ved og rotere, vinkle og danne polygondrag av passasjene.



Figur 29 Tverrsnitt kategori 1. Tverrsnittene baserer seg på lasermålinger, notater og foto. Beliggenheten og helning av skiferlagene er lik virkeligheten. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018)

Grottefilene fra *Grottolf* roteres til ønskelig orientering og kan videre importeres og brukes som bakgrunn og målestokk i tegneprogrammet *CorelDraw*. Tegnefilene fra *PocketTopo* blir deretter importert og tilpasses til bakgrunnen slik at det blir fremstilt med riktig skala og man kan fortsette og tegne videre. Omrisset og tilstedeværelse av skiferlag for tverrsnittene i Pers og Olavsgrotta er delt i to kategorier. Den første er kategorien tverrsnitt er basert på lasermålinger, notater og foto, mens den andre kun baserer seg på lasermålinger og derfor mer usikre. Et eksempel for hvordan den første kategorien av tverrsnitt er tegnet er vist i figur 29.

4.3 PRØVETAKING OG OPPBEVARING AV MATERIALE

Mineralprøvene fra første feltperiode, sommeren 2016, ble prøvetatt med skje og lagt i små forseglede poser og fraktet forsiktig ut av grotten (fig. 27). Mineralene ble lagret i bokser i skyggen gjennom feltperioden, for så og bli satt på kjøll, 4°C, frem til videre preparering til XRD, SEM. Prøve, IMG-LP1, fra lapphullet ble prøvetatt sommeren 2015. IMG-LP1 ble oppbevart i en liten glassbeholder og videre lagret i en stor boks som ble holdt i skyggen igjennom feltperioden, for så å bli satt på kjøll 4°C, frem til/mot videre preparering til XRD, SEM og sekvensanalyse. Mineralprøver fra andre feltperiode, sommeren 2017, ble prøvetatt og lagret på samme måte som i første feltperiode.

Det er usikkerhet knyttet til videre mikrobiologiske undersøkelser ettersom prøvetakingen ikke følger biologiske metoder. Hansker ble brukt, men utstyret var ikke sterilisert og dette kan ha videre innvirkninger på resultatene.

4.4 TRADISJONELL RØNTGENDIFFRAKSJON (XRD)

Tradisjonell røntgendiffrasjon, XRD, er en metode brukt for å bestemme mineralogien i mineraler og finkornede sedimenter, spesielt leire. XRD brukes også til å studere krystalline strukturer. I XRD kreves det lite materiale og ved identifisering av mineraler brukes tilfeldig orientert pulver av prøven for å bestemme mineralogien. Hver enkelt røntgenstråle har da lik sjanse til å diffratere fra hvert av de enkelte krystallittene i mineralprøven dersom orienteringen er tilfeldige i prøven. Ettersom hvert krystallinsk materiale har en karakteristisk atomstruktur vil røntgenstrålene diffratere i et ulikt mønster (Poppe m. fl., 2000).

En liten del av prøvene ble knust ned med mortel og spatel. Tilsatte noen dråper destilert vann (OG2, OG4) eller metanol (PG1, PG2, PG3, OG1, IMG-LP1, PU3, PU4) i de knuste prøvene for så å bruke pipette til å forflytte materialet til et tynnglass. Når prøvene var tørket ble de analysert med *Bruker D8 ADVANCE ECO X-Ray Diffraction (XRD) scanner*. Programvaren *DIFFRAC.EVA.V4.1.1* og *Crystallography open database (COD)* ble brukt til å analysere de oppnådde spektrene.

4.5 SVEIP-ELEKTRONMIKROSKOP (SEM)

Sveip-elektronmikroskop (SEM) gir et 3D bilde av overflaten av prøven og man kan dermed studere cellestrukturer i detalj på mikronivå, helt ned til nanometer, med høy oppløsning. I elektronmikroskop benyttes elektroner istedenfor lys for å lage et bilde og dette gjør at oppløsningen blir 1000 ganger bedre enn i et lysmikroskop (Tronsmo, 2016).

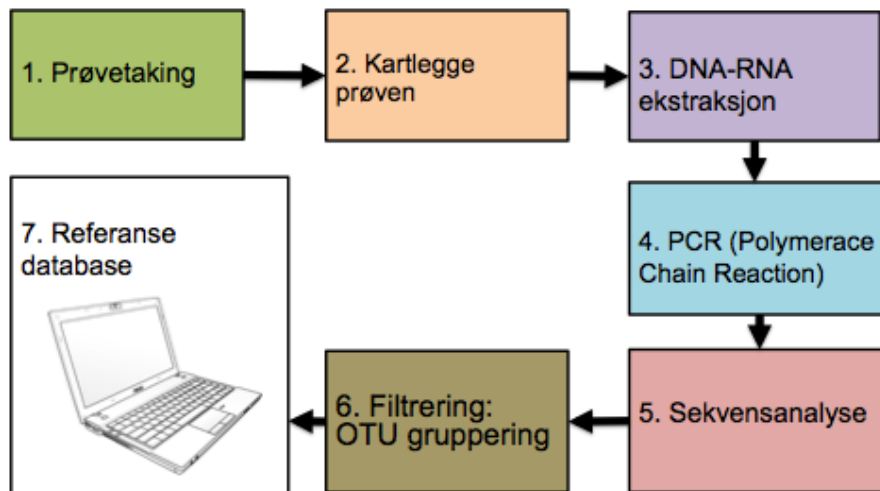
SEM gir, i tillegg til overflatestruktur, informasjon om hvilke elementer som er tilstede i prøven. Det kan gi oss informasjon om mulige mineralutfellinger og interaksjoner mellom celler i prøven. SE detektoren gir informasjon om prøvens topografi mens EDS analyse er et verktøy i SEM for elementanalyse.

SEM operer med høyvakuüm noe som gjør prøveprepareringen ganske viktig. En våt prøve vil fordampe og en prøve som inneholder celler vil bli ødelagt når det settes inn i vakuüm, man må derfor preparer prøvene slik at cellene forblir intakte. Det samme gjelder for mineraler og dersom prøven er våt vil også disse bli ødelagt.

Prøvematerialet ble preparert på forskjellige måter. Månemelkprøve, OG2, bestod av en hard hvit overflate som ble brukket av og på innsiden var det bomulls og fibrøse mineraler som ble analysert videre i SEM og XRD. Månemelkprøvene som var vannholdige, (OG4 og IMG-LP1) ble dehydrert gjennom 97% etanol, noen av mineralen luftørket (PG1, PG2, PG3, PU3, PU4, K1), mens andre (OG1, OG2, OG3, OG5) var tørre fra før. Prøvene ble så lagt på aluminiums stubber og belagt med enten karbon (OG2, OG4, IMG-LP1, OG5) eller gull/palladium (OG1, OG3, PG1, PG2, PG3, PU3, PU4, K1). Prøvene ble studert i en *Zeiss Subra 55VP field emission* skanningelektronmikroskop med bruk av SE og INLENS detektor. I tillegg ble det også foretatt element analyse (EDS) for alle prøvene.

Usikkerheter er knyttet til element analyse (EDS) i SEM dersom man opererer ved liten skala. Bildet kan vandre og man treffer derfor ikke ønsket punkt og element analysen blir dermed ikke representativ.

4.6 DNA-SEKVENSANALYSE



Figur 30 Flytdiagrammet viser de 7 nødvendige trinnene for en fullstendig DNA-sekvensanalyse

I DNA-sekvensanalyse brukes et spesifikt gen i genomet for identifikasjon og taksonomisk klassifisering av mikroorganismer. 16S rRNA-genet ble målrettet i denne sekvensanalysen. For å få en fullstendig DNA sekvensanalyse må man gjennom 7 nødvendige trinn som vist i figur 30. Det første steget er å samle inn materiale til analyse. Deretter er det viktig å kartlegge prøven, se nærmere på de miljømessige forholdene, for å ha en bedre innsikt i hvilke type organismer man muligens kan finne i prøven.

Neste steg er å åpne cellene slik at man kan ekstrahere ut DNA/RNA fra prøven, dette kan gjøres både fysisk og kjemisk. Den mest foretrukne metoden er kjemisk ettersom denne er mer presis, men dette avhenger av hvilket type prøvemateriale man arbeider med. DNA fra 0,5 g av prøve IMG-LP1 ble ekstrahert ved bruk av *FastDNA spin kit for soil* og *FastPrep-24 Instrument (MP Biomedicals, Santa Ana, CA, USA)* i henhold til protokollen som fulgte med settet. Mengden nukleinsyre ble bestemt av A_{260} målinger ved bruk av *Quantum Fluorometer Instrument*. 16S rRNA genet (V5-V8 regionen) ble amplifisert ved å bruke primerene 519f (5'-CAGCMGCCGCGGTAA-3') og 806r (5'-GACTACHVGGGTATCTAATCC-3'). Amplifikasjonene ble generert i en to trinns PCR, trinn 4 i figur 30. Isoleringen og amplifiseringen er gjort gjennom PCR. PCR-maskinen amplifiserer den delen av 16S rRNA genet som inneholder den taksonomiske informasjonen. Denne reaksjonen består av tre hovedtrinn (Denaturering, Annealing, og Polymerisering) som hver for seg representerer flere sykluser hvor hver av syklusene initieres ved å heve temperaturen. Første trinn starter med denaturering hvor prøven blir varmet opp til 94-96°C, målrettet dobbeltrådede DNA-templater

separeres i to tråder. Temperaturen senkes så til 50-65°C for at høyre og venstre primere skal binde seg til hver sin ende DNA-sekvensen. Primerne samhandler gjennom ioniske bindinger som dannes og løses opp. Slik fortsetter det helt til den enkelt trådet DNA og enkelt trådet primer passer perfekt. I det siste trinnet heves temperaturen igjen til 72°C, dette gjør at polymerasen fester seg og begynner å kopiere malen. Etter at en syklus er fullført gjentar den seg selv igjen og kopier vil øke eksponentielt sammen med antall sykluser (Tronsmo, 2016). I første trinn av to-trinns PCRen av IMG-LP1 ble triplikatt-PCR for hver prøve utført ved bruk av *1 x HotStar Taq Master Mix Kit* (Qiagen, Hilden, Tyskland), 0.5 µM av hver primer og omtrent 10 ng templat. Termisk syklusprogram var 95°C i 15 min, 30 sykluser på 30s ved 94°C, 30 s ved 56°C, 1 min og 50s ved 72°C og et siste forlengeslestrinn på 7 min ved 72°C. Trippelprøver ble samlet før rensing med *Agencourt AMPure XP system* (Beckman Coulter, Brea, CA, USA) og derrerter merket med *Tag Sequencing Barcode primer set* ved å bruke andre PCR-trunn, utført med *1 X HotStar Taqs Master Mix kit*, 0.8 µM primer og 10 µl av templat (omtrent 10 ng/µl). Termiske sykluser var på 95°C i 5 min, 7 sykluser på 30 s ved 94°C, 30s ved 56°C, 1 min og 30 s ved 72°C, og et siste forlengelsestrinn på 7 min ved 72°C. PCR-produkter ble deretter rensset med *Agencourt AMPure XP system* og normaliser.

Neste trinn i DNA sekvensanalysen er selve DNA sekvenseringen. En vanlig sekvenseringsmetode er 454 pyrosequensing, det finnes mange flere metoder og sekvenseringsteknologien er i konstant utvikling for å redusere mengden av forstyrrelser i prøvene. Gjennom sekvensering genereres enorme mengder informasjon sammen med bias. Etter PCR ble måmemekprøve IMG-LP1 sendt videre for sekvensering ved Ion Torrent sekvensering metoden.

For å redusere og filtrere ut biaser må DNA-sekvensene fra referansedatabasen formateres i en FASTQ. FASTQ filterer ut bias ved å avkorte og fjerne lav kvalitets avlesninger fra filen. Sekvensene blir så justert og sammenlignet med OTU grupperinger. OTU sekvenser med en likhet ned til 97% blir gruppert sammen for å redusere mengden data.

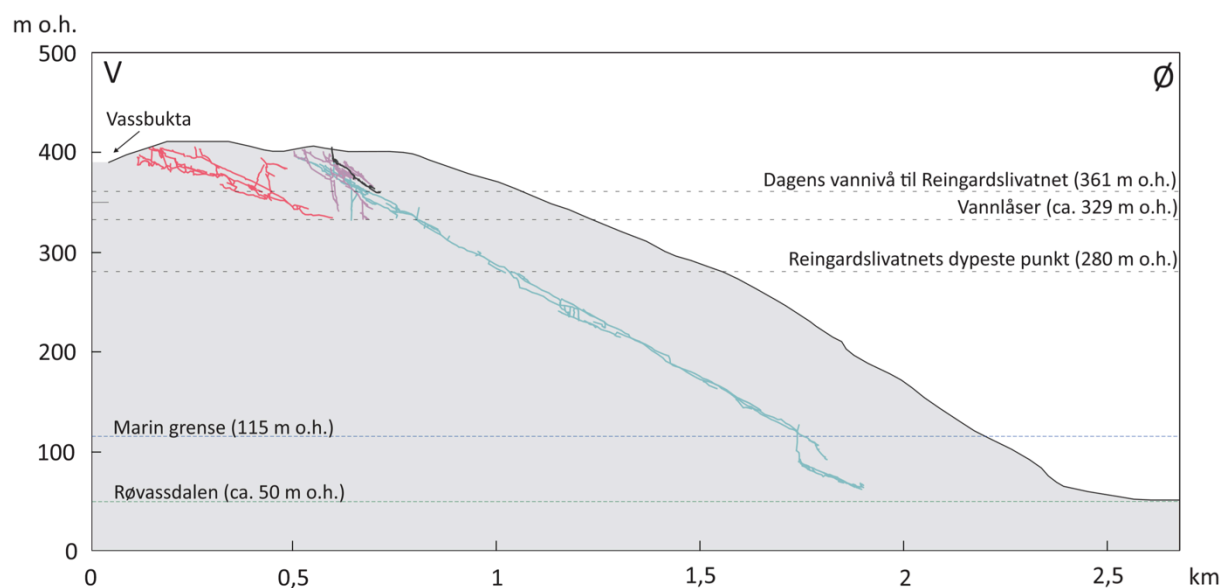
Det siste trinnet i DNA-sekvensanalysen er å klassifisere de modifiserte sekvensene i henhold til en referansedatabase. Det finnes flere databaser som hver for seg har sine styrker og svakheter. Databaser som Greengene, NCBI, Silva, RPD er eksempler på databaser som kan gi samme informasjon men også variasjoner i taksonomisk resultat. Taksonometrisk tabell for IMG-LP1 er vedlagt i vedlegg I.

Ettersom prøvetaking og lagring av IMG-LP1 ikke er utført etter biologiske metoder er mengden av mikroorganismer tilstede i IMG-LP1 sannsynligvis ikke representativ for månemelken som befinner seg i grotten. Tilstedeværelsen av forskjellige typer mikroorganismer er derimot sannsynlig ettersom prøven har blitt bevart i en lukket glassbeholder.

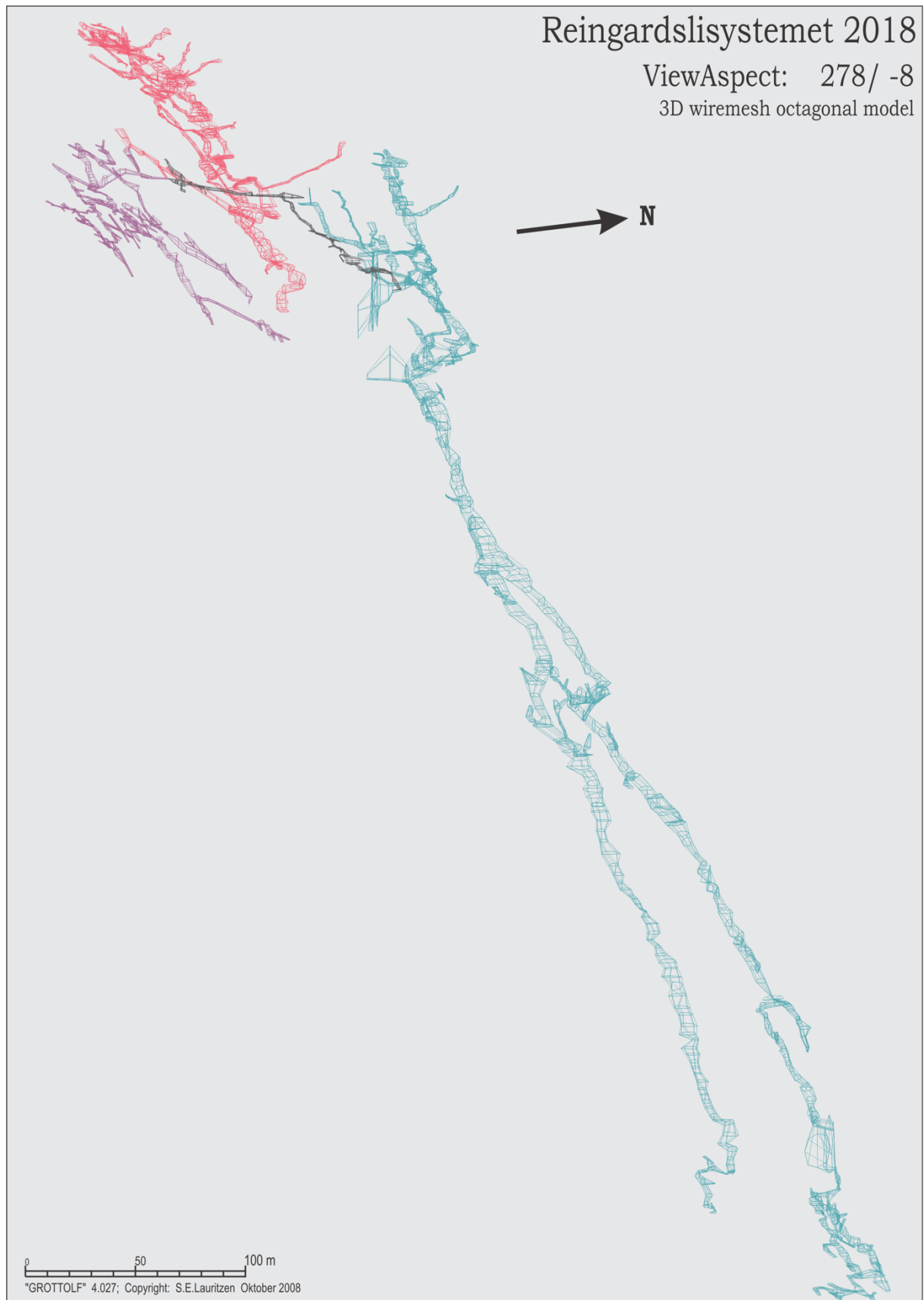
5 RESULTAT

5.1 BESKRIVELSE AV GROTTESYSTEMET

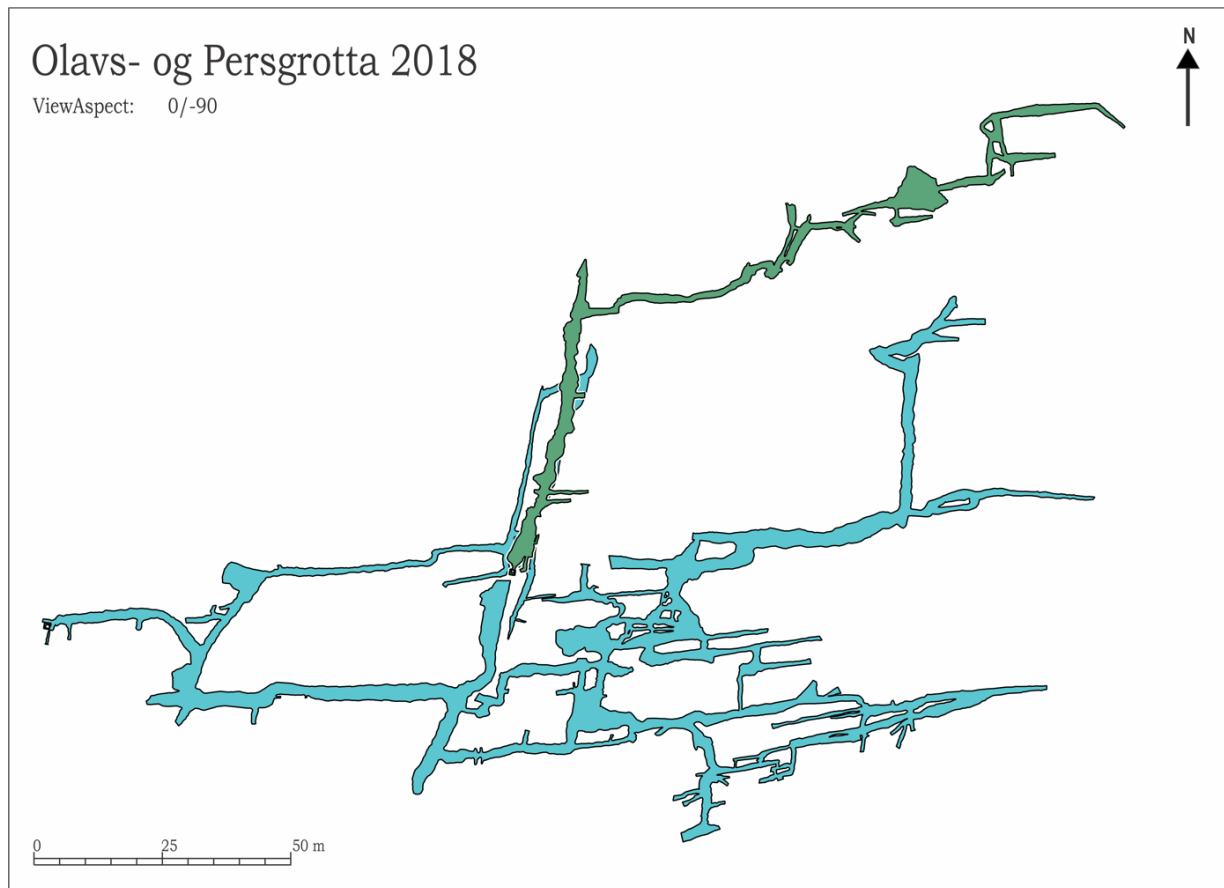
I dette delkapittelet skal en generell beskrivelse av utbredelse, morfologi, sedimenter, samt mineralforekomster i Olavs- og Persgrotta legges frem. Reingardslisystemet, sør for Reingardslivatnet, består av grottene Lapphullet, Larshullet, Olavs- og Persgrotta (Fig. 31). Tidligere kartlegging og generell beskrivelse av Lapphullet og Larshullet ble først ferdig i 2016 av Stadheim (2016) og Øyehaug (2016), og senere av Lølkes (2017) og Kilhavn (2017). Kartleggingsarbeidet av hele Reingardslisystemet med Larshullet, Lapphullet, Olavs- og Persgrotta regnes nå som ferdig og systemets totale lengde har økt betraktelig. Statistikk hentet fra programmet *GrottoIf* gir en total lengde på 9053 meter og en vertikal dybde på 347 meter. Det er ikke fysisk mulig å bevege seg mellom alle grottene, men de har mest sannsynlig en hydrologisk forbindelse og ses derfor som et sammenhengende hydrologisk system (Vedlegg A, fig. 31). Systemet strekker seg fra Reingardslivatnet oppe i vest og ender i bunnen av Røvassdalen i øst (fig. 31) (Stadheim, 2016; Øyehaug, 2016; Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017; Heggstad, 2018). Ut i fra 3D modellen i figur 32, hentet fra *GrottoIf* (Lauritzen, 2008), kan man se hvordan grottene ligger i forhold til hverandre.



Figur 31 Terrengprofil av Reingardslisystemets grotter; Lapphullet, Larshullet, Olavs- og Persgrotta. Røvassdalen ligger øst i figuren, mens Reingardslivatnet ligger omtrent nord-vest i forhold til grottene. Figuren viser en forenklet omriss av grottene og ettersom y-aksen er overdrevet virker helningen til grottene brattere enn den er i virkeligheten. Helningen til grottene ligger mellom 12-15° østover mot dalbunnen. Lapphullet er markert med rød farge, Olavsgrotta i lilla, Persgrotta i svart og Lars i blå. Terrengprofilen er modifisert etter terrengprofil hentet fra Norgeskart.no. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).





























Figur 32 3D modell av grottene i Reingardslisystemet. Lapphullet er markert med rød farge, Olavsgrotta i lilla, Persgrotta i svart og Larshullet i blå. Modellen er orientert slik at vi ser inn på grottene fra sør-øst hellende nedover mot Røvassdalen som vil ligge i bunnen av figuren. Figuren er orientert for å best mulig kunne se sammenhengen mellom alle grottene og hvordan de er orientert i forhold til hverandre Modellen er modifisert og hentet fra programmet GrottoL. Figur laget i samarbeid med Heddstad (2018)



Figur 33 Olavs- og Persgrotta sett i fugleperspektiv. Olavsgrotta, i blå, og Persgrotta, i grønn, liggende over Olavsgrotta. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018)

Som nevnt, er det kun kartlegging av Olavs- og Persgrotta som beskrives her. Olavs- og Persgrotta har, etter statistikk hentet fra *GrottoIf*, en total sammenhengende lengde på 1747 meter og en total vertikal utstrekning på 70 meter (fig. 33). Olavsgrotta er utviklet i et marmorlag som ligger mellom to skiferlag, mens Persgrotta ligger stratigrafisk høyere og skiller seg ut da den ikke helt følger den generelle lagdelingen. En sammenkobling av Olavs- og Persgrotten har blitt etablert mellom den øvre delen i *Høygangen* (en kollapsgang i Olavsgrotta) og en smal sørgående passasje fra *Storhallen* i Persgrotta (fig 32, 33, 47, vedlegg B og D). Både Olavs- og Persgrotta er delt inn i tre deler for videre beskrivelse av grottene. De ulike symbolene for kartlegging er vist i figur 34.

Tegnforklaring

	Bart fjell		Flytstein		Vannlås
	Leire/silt		Brattkant		Glimmerskifer
	Sand/silt		Overheng		Ledespalte
	Rullestein		Gjel		Fortsettelse oppe ved tak/ nede ved gulv
	Grus		Skorstein	<p>Olavs- og Persgrotta Lengde: 1747 m Total vertikal utstrekning: 70 m UTM WGS84 (Olavsinnngangen): 33W 0463693, 7367860, 399 m o.h. UTM WGS84 (Persinnngangen): 33W 0463784, 7367865, 403 m o.h.</p> <p>Kartleggingsgrad: 5C (BCRA)</p> <p>Kartografi: Ida Marie Gabrielsen Marie Elisabeth Heggstad</p> <p>Kartlegging: Ida Marie Gabrielsen Marie Elisabeth Heggstad Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund Hege Kilhavn Severin Lølkes Sverre Aksnes Ionut Mirea</p> <p>Veiledere: Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund</p> <p>Medhjelpere: Torstein Almo</p>	
	Blokker		Dryppstein		
	Store blokker		Strømskål		
	Vann		Tverrsnittmarkør		
	Beinfragment		Inngang/utgang		
	Bjørnehi		Ukjent fortsettelse		
	Krystalldam		Sandlås		

Figur 34 Oversikt og tegnforklaring for symboler brukt til beskrivelse av grottene i grottekartene. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018)

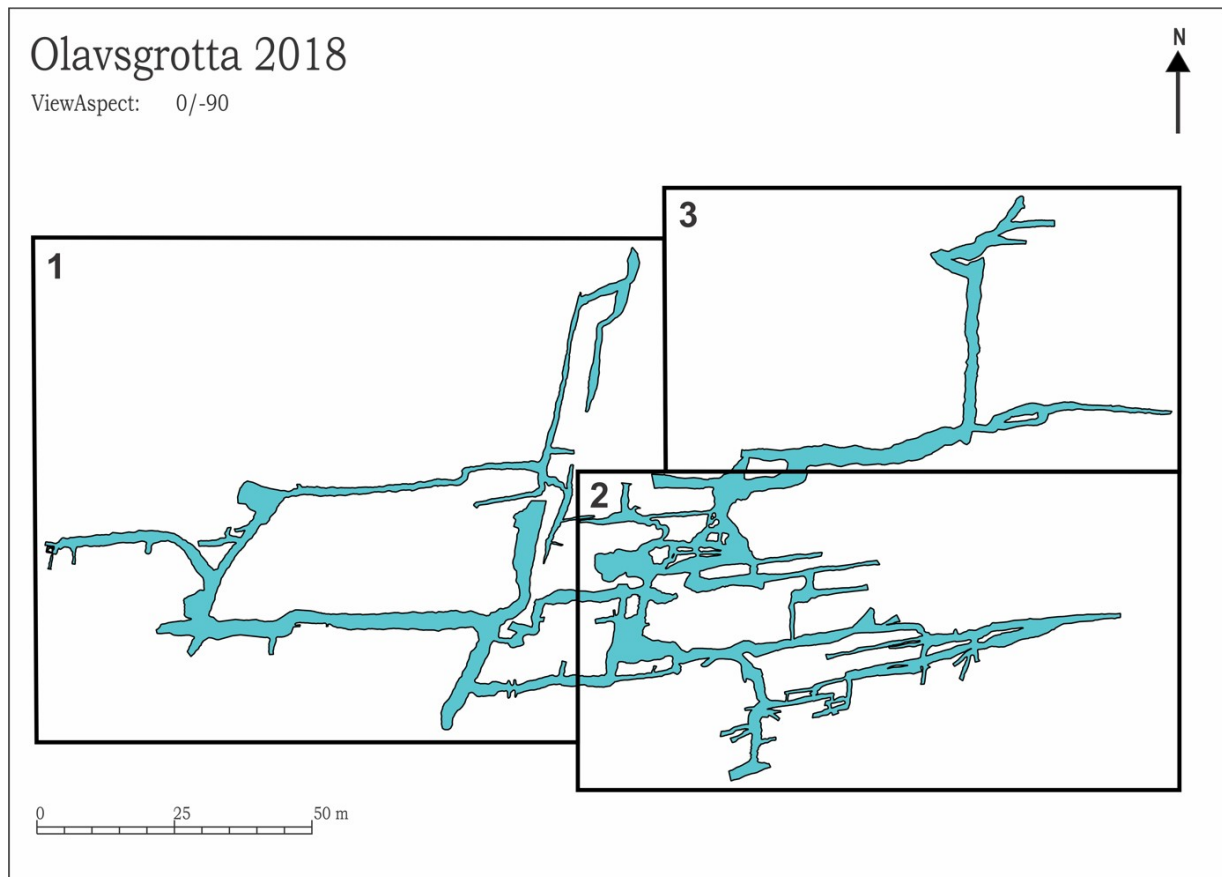


Figur 35 Inngang til Olavsgrotten, markert med svart pil, liggende bak buskene ved foten av den øst-vest orienterte knausen.

5.1.1 Olavsgrotta

Kart over hele Olavsgrotta med tverrsnitt av enkelte utvalgte passasjer finnes i vedlegg B, og et vertikalprofil av grotten finnes i vedlegg C. Olavsgrotta har en total lengde på 1431 meter og en øst-vestlig utstrekning på 195 meter samt en total vertikal utstrekning på 70 meter, fra øverst punkt i *T-krysset* og laveste punkt ved *Vannlåsene* (fig. 31, vedlegg B, 45). Det finnes bare én inngang til Olavsgrotten (399 m o. h.). Inngangen er en smal og trang vertikal åpning ved foten av en øst-vest orientert knaus i et småkupert terreng (fig. 35). Olavsgrotten ligger i området med stripekarst bestående av lag med glimmerskifer og marmor. Denne lagdelingen er ikke spesielt synlig på overflaten, men er derimot mye mer tydelig på innsiden av grotten.

Grotten har en generell helning mot nordøst, hvor de høyereliggende delene av grotten heller mindre enn de lavereliggende delene (fig. 32). I tillegg heller grotten omtrent 15 grader østover mot dalbunnen (Heggstad, 2018). De øst-vestgående passasjene i Olavsgrotta følger lagdelingen, mens de fleste nord-sørgående passasjene følger subvertikale sprekker (Heggstad, 2018). Generelt sett, er det mer sprekker enn utviklede nord-sørgående passasjer og sprekketettheten øker øst for *Høygangen*, *Bjørnehi 1*, og *Bjørnehi 2* (vedlegg B). Det er sivevann i grotten, i tillegg til noe rennende vann ved *Vannlåsene* (vedlegg B, fig. 45). Tilstedeværelse av is forekommer om vinteren år i tillegg til at det enkelte steder er observert is hele året.

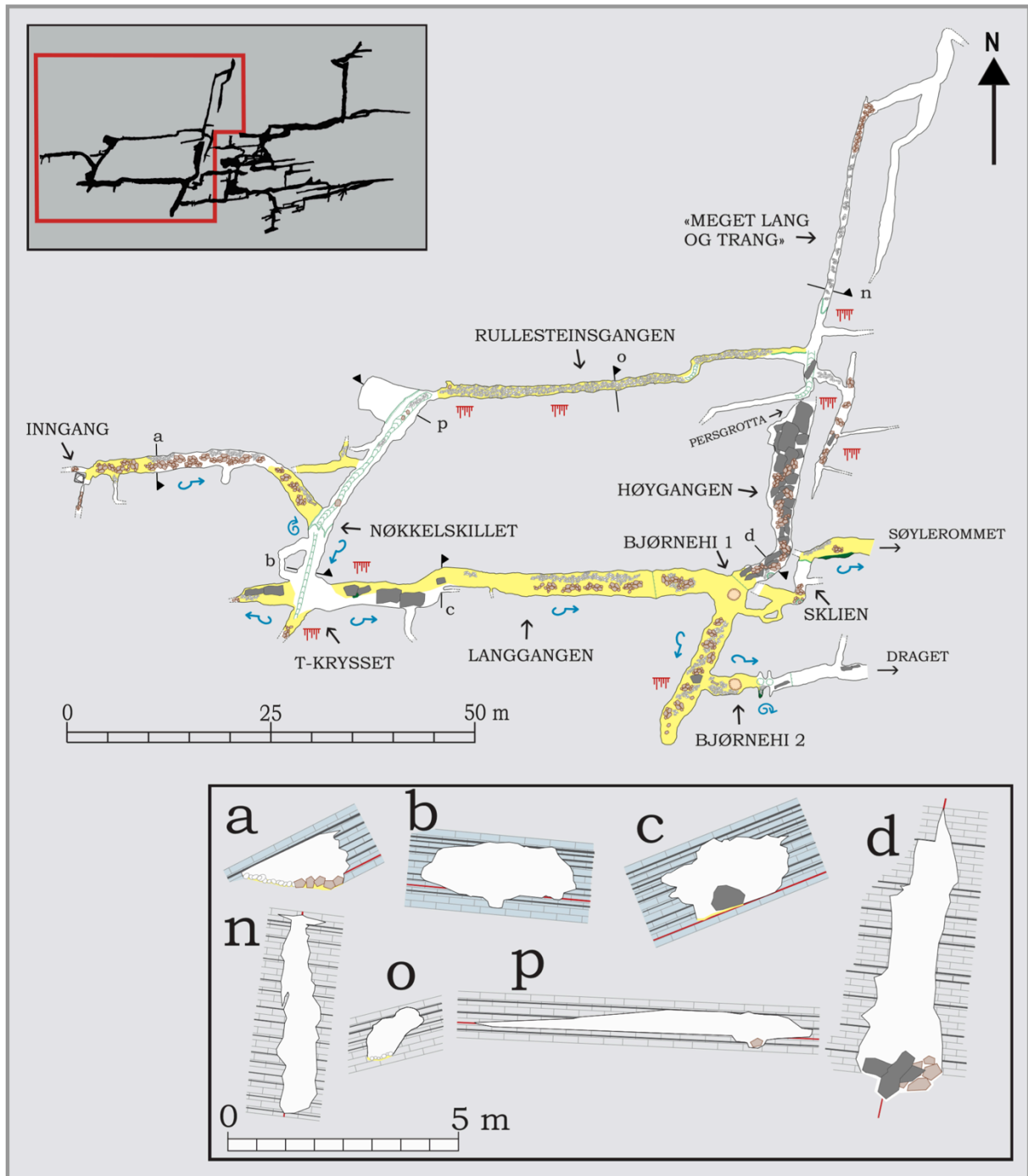


Figur 36 Omriss av Olavsgrotta med inndelinger. Nummereringen representerer de forskjellige inndelingene: 1) Inngangen, 2) Labyrinten, og 3) Vannlåsene. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018)

Vannlåsene og bunnen av *Meget lang og trang* i Olavsgrotta ligger på omtrent 329 m o.h., i likhet med laveste punkt i Lapphullet og bunn av *Sjakt 1* i Larshullet (vedlegg B, fig. 31, 45, 37) (Stadheim, 2016; Øyhaug, 2016; Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017; Heggstad, 2018). Olavsgrotta er delt inn i tre deler; *Inngangen*, *Labyrinten*, og *Vannlåsene* (fig. 36).

Inngangen

Inngangen inkluderer alle passasjene frem mot *Nøkkelskillet* (fig 37). Selve inngangen til grotten er en subvertikal og omtrent 2,7 meter dyp sjakt. Åpningen måler 70 cm x 60 cm. I bunn av sjakten fortsetter passasjer både mot vest, sør og nordøst.



Figur 37 Inngangen til Olavsgrotta med navn på enkelte passasjer vist i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Olavsgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. De svarte linjene representerer glimmerskiferlag og rutene marmor, mens røde linjene i tverrsnittene representerer den opprinnelige ledespalten. Tverrsnitt med blå bakgrunn (a, b, c) er basert på notater og bilder, mens tverrsnitt med grå bakgrunn (d, n, o, p) er basert på målinger med en laser, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).



Figur 38 De første metrene inn i Olavsgrotta ved Inngangen. Kamera ser inn mot øst Foto: Stein-Erik Lauritzen.

To mindre passasjer fortsetter opp mot overflaten i sør og vest før de begge smalner inn etter kort distanse. Hovedpassasjen fortsetter omtrent én meter nordøst før den svinger og fortsetter mot øst. Gulvet i hovedpassasjen består av sand, mindre blokker og rullesteiner. De første meterne i inngangen er frostpåvirket og blokkene her er påvirket av solifluksjon. Taket består av skifer og strømskåler på den sørlige veggen langs hele hovedpassasjen viser strømretning mot øst (fig. 38). Etter 20 meter svinger passasjen sørøst mot *Nøkkelskillet*. Her finnes noen dyreknokler. *Inngangen* er freatisk og ledespalten er langs gulvet (fig. 38 og fig. 37 tverrsnitt a).

Nøkkelskillet leder videre sørover mot *T-krysset* og nordover mot *Rullesteingsgangen*. Mellom enden av *Inngangen* og *Nøkkelskillet*, i overgangskrysset, er det en brattkant ned til *Nøkkelskillet*. Brattkanten fortsetter videre på tvers av den sørgående passasjen mot *T-krysset*. *Nøkkelskillet* har en oval fasong og kan tolkes som opprinnelig freatisk med en senere vados nedskjæring i midten (fig. 37, tverrsnitt b). Taket består av skifer med en tydelig nord-sørgående sprekk, og gulvet, over den vadose nedskjæringen, representerer den opprinnelige ledespalten (fig. 37, tverrsnitt b). Strømskåler på vestveggen i krysset rett ved brattkanten viser strømretning mot nordvest, men dette er mest sannsynlig en bakevje. Videre viser strømskåler på østveggen vannretning opp mot *T-krysset* (sørover). Det er observert et tynt lag av en smeltebergart ved



Figur 39 Bildet viser den østgående hovedpassasjen med bart fjell på sørsiden samt sand og større blokker på nordsiden. Kamera ser inn mot øst. Foto: Stein-Erik Lauritzen

brattkantene med samme helning som skifer og marmorlagene (Heggstad, 2018). Videre oppover langs veggene er det skiftende lag bestående av skifer og marmor hvor det på skiferlagene ligger lag med leire/silt og til dels sand, samt noe som trolig er rester av glimmermineraler eller leirmineraler (kap. 5.2.5). Helt i begynnelsen av den nordgående passasjen mot *Rullesteingsgangen* er det observert en forkastning med samme helning som lagdelingen (Heggstad, 2018).

Passasjen fra *Nøkkelskillet* utvides og fortsetter mot *T-krysset*. Ved nordsiden av vegg, på oppsiden av passasjen, mot *Nøkkelskillet*, observeres et tynt leire-/siltlag med noe sementert grus. *T-krysset* deler seg opp i tre passasjer: en vestgående, en sørgående og en østgående. Den sørgående og vestgående passasjen smalner inn til ikke-passerbar størrelse etter relativt kort distanse. Gulvet i den sørgående passasjen består av sand og mindre blokker, mens gulvet i den vestgående passasjen er dekket av sand, noe større blokker, og rullesteiner i enden. Et par av rullesteinene har et hvitt belegg på undersiden, trolig månemelk (kap. 5.2.1). Strømskåler på sørveggen av den vestgående passasjen viser strømrretning mot vest, mens strømskåler på sørveggen av den østgående hovedpassasjen viser strømrretning mot øst. I den østgående hovedpassasjen er gulvet langs nordsiden dekket av sand, mens gulvet langs sørsiden består av bart fjell.



Figur 40 Overheng i Langgangen. Kamera ser mot øst. Foto: Stein-Erik Lauritzen

Det er flere større blokker i hele passasjen og noe leire/silt under én av blokkene (fig. 37 og 39). Dryppsteiner finnes i taket til hovedpassasjen, samt en liten forekomst av botryoider på gulvet. Både den østgående og vestgående hovedpassasjen er freatiske og har skifertak som viser helning mot nord (Heggstad, 2018).

Den østgående hovedpassasjen fortsetter videre til *Langgangen*, hvor passasjen er fullstendig dekket av sand og videre sammen med grus og rullesteiner. I taket, rett etter en sving, er det dryppsteiner og månemelk langs et skiferlag (kap. 5.1.2). Passasjetverrsnittene i *Langgangen* er relativt like som passasjetverrsnittene i *Inngangen* (fig. 37, tverrsnitt c). Nær enden av *Langgangen* er det et vertikalt overheng hvor takhøyden i passasjen minker betraktelig (fig. 40). Passasjen blir videre etter omtrent 7 meter, rett ved *Bjørnehi 1*.

Gulvet i *Bjørnehi 1* består hovedsakelig av sand og noe grus, spesielt i bunn av det som har vært et bjørnehi hvor det tidligere er funnet kranier etter bjørn (fig. 41) (Hjorten, 1968). *Bjørnehi 1* fortsetter videre sørover mot *Høygangen*, under et lavt overheng, og nordover mot *Bjørnehi 2* og østover til *Sklien*.



Figur 41 Bjørnehi med rullesteiner i bunn ved Bjørnehi 1. Kamera ser mot nord-nord-øst. Foto: Stein-Erik Lauritzen

I passasjen som fortsetter oppover mot *Bjørnehi 2*, er gulvet dekket av lag med sand, mindre blokker og rullesteiner, samt røtter som følger subvertikale sprekker i taket (i enden). Strømskåler i passasjen viser strømretning mot sør, og strømskåler på sidepassasjen inn til *Bjørnehi 2* viser strømretning mot øst.

Gulvet i *Bjørnehi 2* er dekket med sand og rullesteiner. Her er det funnet knokler etter lemen og rester av noe som trolig tidligere har vært et bjørnehi. Omtrent 2-3 meter etter bjørnehiet er det to parallelle subvertikale nordgående sprekker som er ledespalter for hver sine skorsteiner i taket. Strømskåler her viser reversert strømretning i forhold til strømskåler i begynnelsen av passasjen som viser strømningsretning mot sør. Dette er en indikasjon på bakevje. Passasjen er videre bar med enkelte blokker på gulvet og fortsetter mot *Draget* og *Labyrinten*.

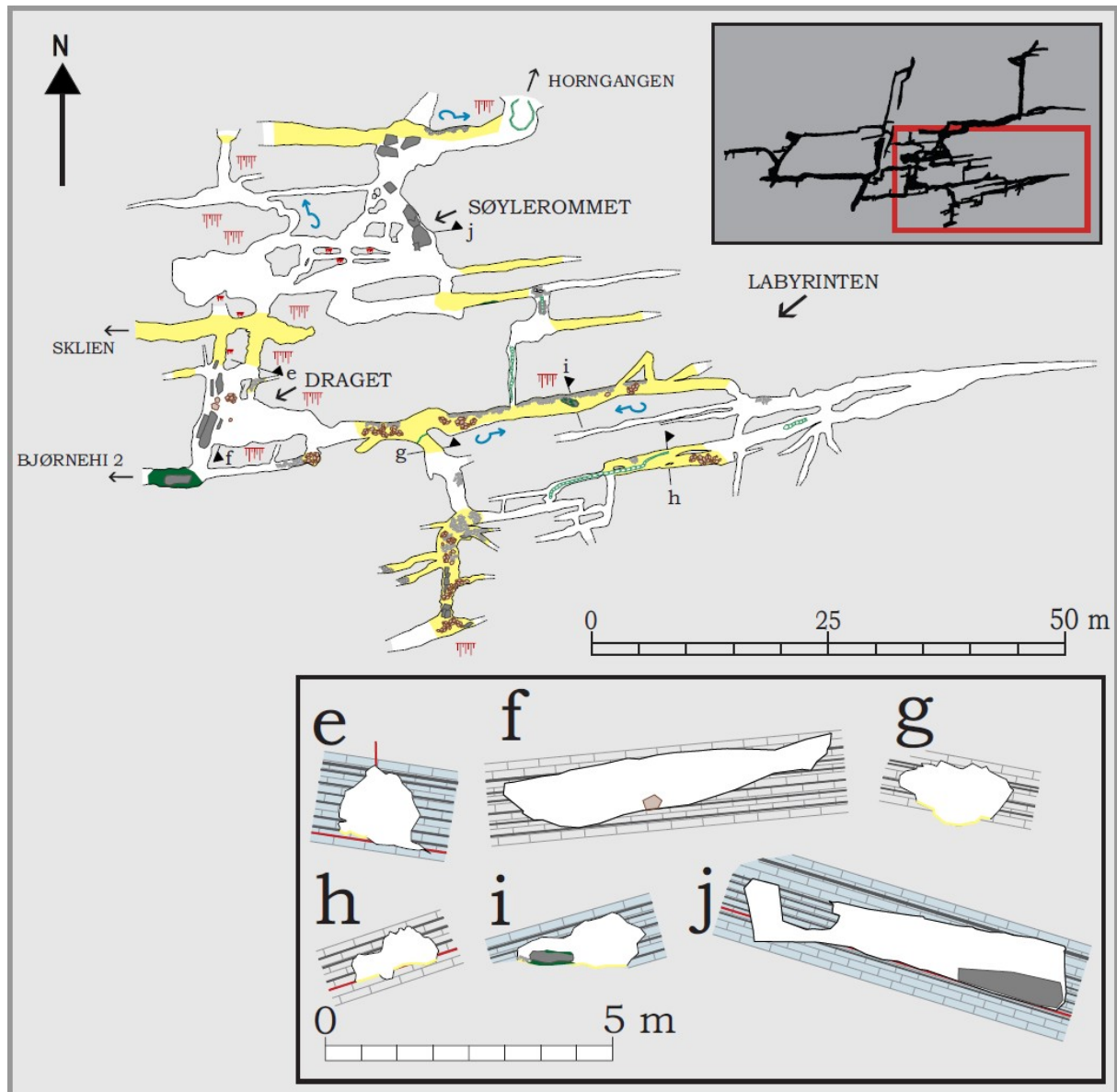
Fra *Bjørnehi 1* går en sanddekket passasje nordøstover mot *Sklien*. Selve sklien består av bart fjell og er veldig smal og lav. Sklien følger en subvertikal nordgående sprekke som har en utvidning i sør, trolig som følge av blandingskorrosjon. I nordenden av sklien er det en brattkant hvor passasjen svinger mot øst og gulvet er dekket av sand, noe mindre blokker samt

rullesteiner på nordsiden av passasjen. Et lag med leire/silt og mulige tegn til bioturbasjon finnes på sørsiden av passasjen. Strømskåler viser retning mot nord i selve sklien og videre mot øst etter sklien. De mindre sidepassasjene i *Sklien* smalner ut og blir for trange til å passere. Hovedpassasjen i *Sklien* fortsetter videre mot *Søylerommet* og *Labyrinten*.

Passasjen fra *Bjørnehi 1* mot *Høygangen* er smal og går under et lavt overheng som etter bare noen cm opp. Passasjetverrsnittet i *Høygangen* skiller seg ut fra de øst-vestgående passasjetverrsnittene, der den er smal og omtrent 7 meter høy (fig. 37, tverrsnitt d). Passasjen følger en subvertikal nordgående sprekk som har vært den opprinnelige ledespalten. Gulvet består hovedsakelig av kollapsmateriale av ulik størrelse. Øverst i *Høygangen* (mot nord) er det etablert en visuell kobling mellom Olavs- og Persgrotta.

Passasjen i *Nøkkel skillet* fortsetter også nordøstover mot *Rullesteingsgangen*. Den nordøstgående passasjen er sedimentfri og har en vados nedskjæring med noe rullesteiner og blokker i bunn frem til den svinger mot øst inn til selve *Rullesteingsgangen*. Noen av sidepassasjer fra den nordgående passasjen er fylt med sand og noen rullesteiner. Sidepassasjene smalner inn til ikke passerbare størrelser samt ukjente fortsettelse. Før svingen til selve *Rullesteingsgangen* er det en brattkant som leder opp til en bred og smal hylle (fig. 37, tverrsnitt p). Hyllen er utviklet langs den opprinnelige ledespalten. Selve *Rullesteingsgangen* er fullt med sand og rullesteiner. Passasjetverrsnittene her minner om *Langgangen*, men i mye mindre dimensjoner (fig. 37, tverrsnitt o). Et lite parti langs *Rullesteingsgangen* har en vados nedskjæring. *Rullesteingsgangen* deler seg opp i flere passasjer hvor noen fortsetter videre sørover, østover og nordover. De nord og sørgående passasjene i *Meget lang og trang* følger (og er utviklet i) samme subvertikale nordgående sprekk som *Høygangen* (fig. 37). Den sørgående passasjen har et vadost gjel med en stor blokk i den nordlige delen. Fra den sørgående passasjen fortsetter det en kort sidepassasje med rullesteiner mot øst, som igjen fortsetter videre til en passasje liggende parallelt med den nordgående passasjen og *Høygangen*. I passasjen er det dyppteinsforekomster og gulvet er dekket av blokker av ulik størrelse. Passasjen smalner inn på begge sider og ender i vegger, videre smalner også østgående sidepassasjene inn og blir for trange til å utforskes.

Den nordgående passasjen har fått navnet *Meget lang og trang* som følge av en innrissing gjort av de første kartleggerne på 1930-tallet. Passasjetverrsnittet er, på lik linje som den sørgående og den parallelle sidepassasjen, lignende passasjetverrsnittene i *Høygangen* bare smalere (fig. 37, tverrsnitt n).



Figur 42 Labyrinten i Olavsgrotta med navn på enkelte passasjer vist i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Olavsgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). De grå linjene representerer glimmerskiferlag og rutene marmor, mens røde linjene i tverrsnittene representerer den opprinnelige ledespalten. Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. Tverrsnitt med blå bakgrunn (e, i, j) er basert på notater og bilder, mens tverrsnitt med grå bakgrunn (f, g, h) er basert på målinger med lasermåler, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

Meget lang og trang består av bart fjell, grus og noen mindre blokker i enden av passasjen. Passasjen svinger over og fortsetter videre i en parallell bar nord-sørgående passasje som smalner ut til ikke passerbar størrelse i begge ender.

Labyrinten

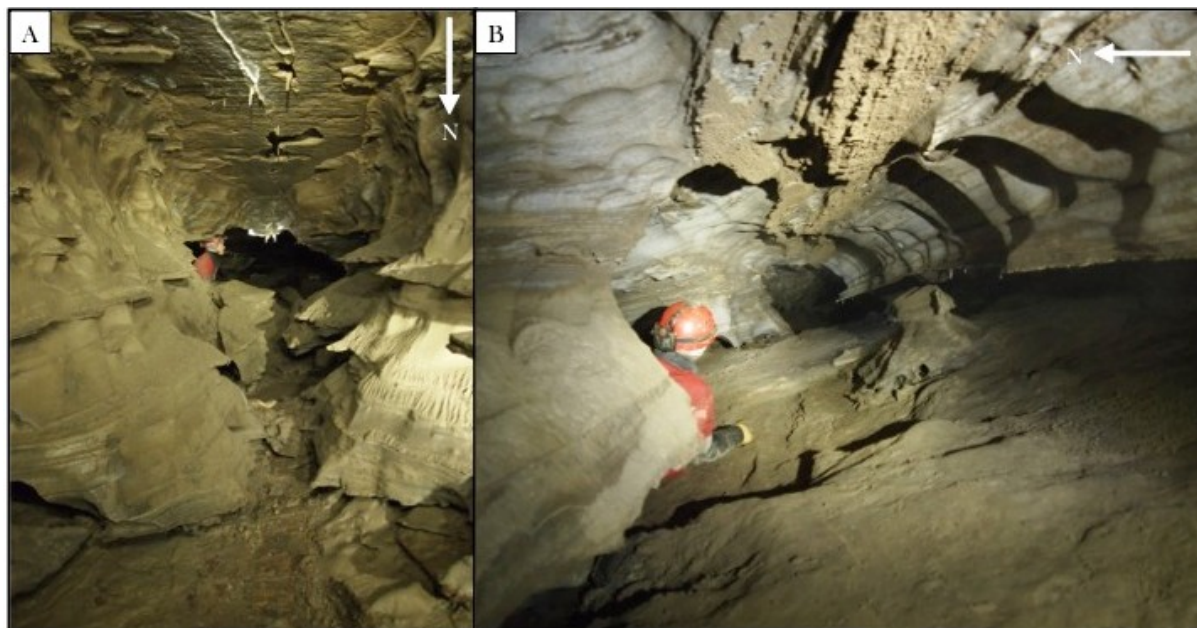
Labyrinten inkluderer: *Draget*, *Søylerommet*, og *Labyrinten* (fig. 42). Passasjene i *Labyrinten* skiller seg ut fra *Inngangen* da de i mye større grad er nettverksdannende. Fra *Bjørnehi 2* fortsetter det videre mot *Draget*.



Figur 43 Passasjetversnitt i den nordligste øst-vestgående passasjen i Labyrinten. Kameraet ser inn mot øst. Foto: Marie Heggstad

Draget er et vidt området bestående av bart fjell og enkelte blokker av ulik størrelse i den vestlige delen. Det er lavt under taket hvor det sporadisk forekommer dryppsteinsforekomster (fig. 42, tverrsnitt f). Den opprinnelige ledespalten ligger her, i likhet med flere andre passasjer, nede ved gulvet og følger lagdelingen. Fra *Draget* kan man bevege seg nordover til *Sklien* og *Søylerommet* eller østover til *Labyrinten*.

Labyrinten består av en rekke øst-vestgående og kryssende nord-sørgående passasjer i et komplekst nettverk. I noen av passasjen er gulvet dekket av sand, mens andre består av bart fjell. En av de øst-vestgående passasjene med sandbelagt gulv har rullesteiner på nordsiden av passasjen i tillegg til noe rullesteiner samt enkelte større blokker. På og under en av blokkene nord i *Labyrinten* er det observert leire/silt (fig. 42, tverrsnitt i). Passasjetversnittene til de øst-vestgående passasjene er tilsvarende passasjetverrsnittene i *Langgangen* og *Inngangen*, men ofte av mindre dimensjoner. Den opprinnelige ledespalten er her, i likhet med andre steder i grotten, nede langs gulvet og følger lagdelingen (fig. 42, tverrsnitt h og i, og fig. 43). Passasjetverrsnittene til de nord-sørgående passasjene er semi-sirkulære til ovale (fig. 42, tverrsnitt g). Det finnes en liten vados nedskjæring i en av de øst-vestgående passasjene.

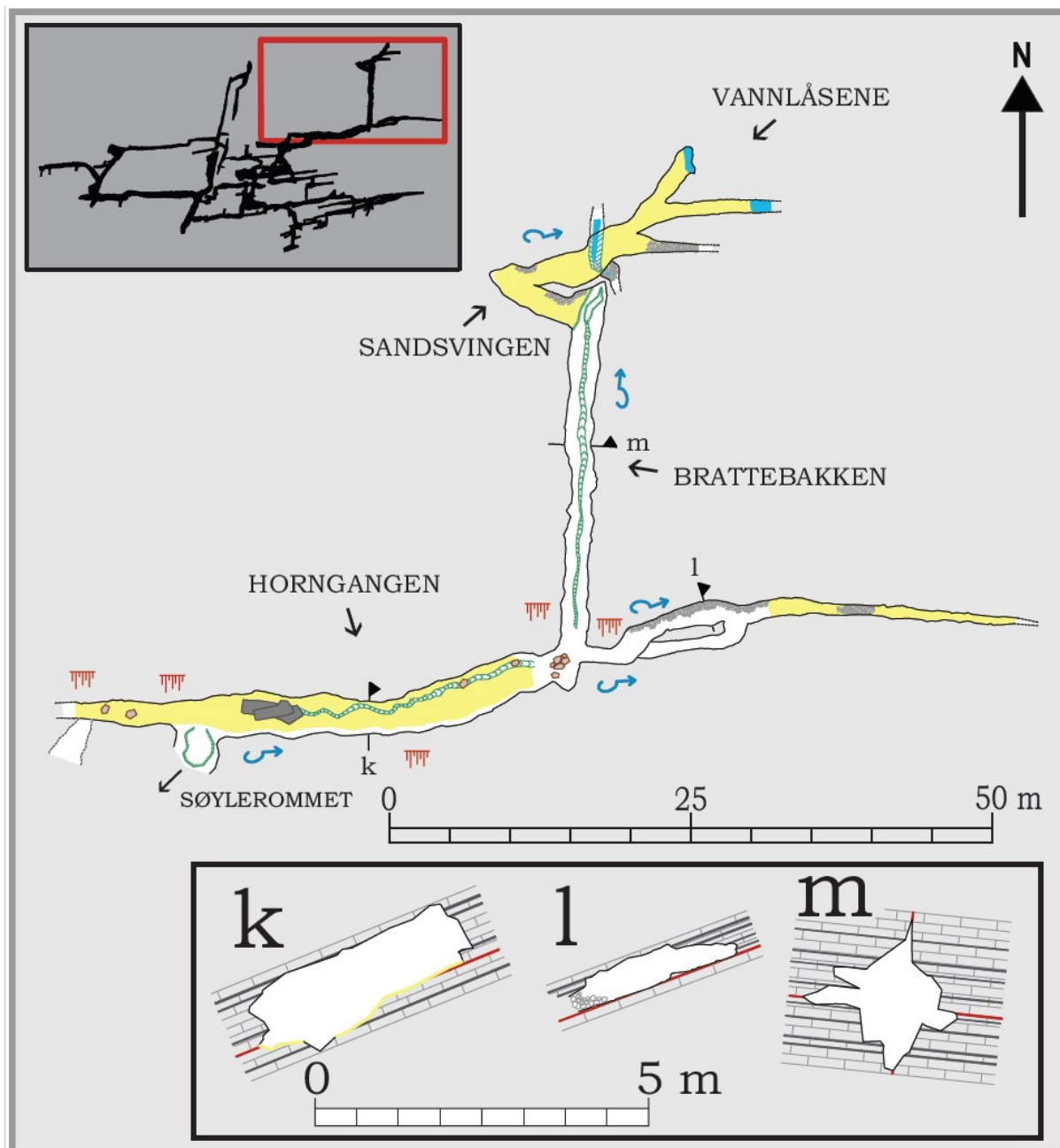


Figur 44 Passasjer fra områdene rundt Sklien og Søylerommet. En av de parallelle nordgående passasjene mot Sklien seende opp mot sør (a) . En av de øst-vest gående passasjene i Søylerommet, kameraet ser inn mot øst, med ledespalte langs gulvet (b). Foto: Stein-Erik Lauritzen.

Helt sør er det en sørgående passasje med mye rullesteiner, grus og blokker av varierende størrelse samt dryppsteinsforekomster. Flere av passasjene i *Labyrinten* fortsetter videre i forskjellige retninger men blir for trange til å utforske og har derfor ukjente fortsettelser. Det er kun to sikre observasjoner på strømskåler i labyrinten, hvor det i vest viser strømretning mot øst og i øst viser strømretning mot vest. Fra labyrinten fortsetter en trang, nord-sørlig rettet passasje med en vados nedskjæring mot *Søylerommet*.

Fra *Draget* er det to parallelle nordgående passasjer med tverrsnittprofil tilsvarende de nord-sørgående passasjene i *Labyrinten* (fig. 42, tverrsnitt e, og fig. 44 a). Passasjene er sandfylte og har dryppsteiner i taket. Passasjene møter til slutt passasjen fra *Sklien*. Videre fra *Sklien* fortsetter det nordover og østover mot *Søylerommet*. *Søylerommet* består av flere nord-sørgående og øst-vestgående kryssende passasjer samt flere søyler. Ledespalten følger gulvet og lagdelingen (fig. 42, tverrsnitt j og fig. 44 b).

Fra *Søylerommet* fortsetter det nord-vestover i en irregulær passasje med strømskåler som viser strømretning mot nord-nord-vest. Den irregulære passasjen deler seg etter hvert opp i fire mindre passasjer mot øst, nord, og vest, hvor en av de østgående passasjene fortsetter direkte tilbake (mot øst) til *Søylerommet*, mens de resterende passasjene smalner inn (mot nord, vest, og øst) og har ukjente fortsettelser.



Figur 45 Vannlåsene i Olavsgrotta med navn på enkelte passasjer vist i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Olavsgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. De grå linjene representerer glimmerskiferlag og rutene marmor, mens røde linjene i tverrsnittene representerer den opprinnelige ledespalten. Tverrsnitt med hvit bakgrunn (k, l, m) er basert på målinger med lasermåler, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

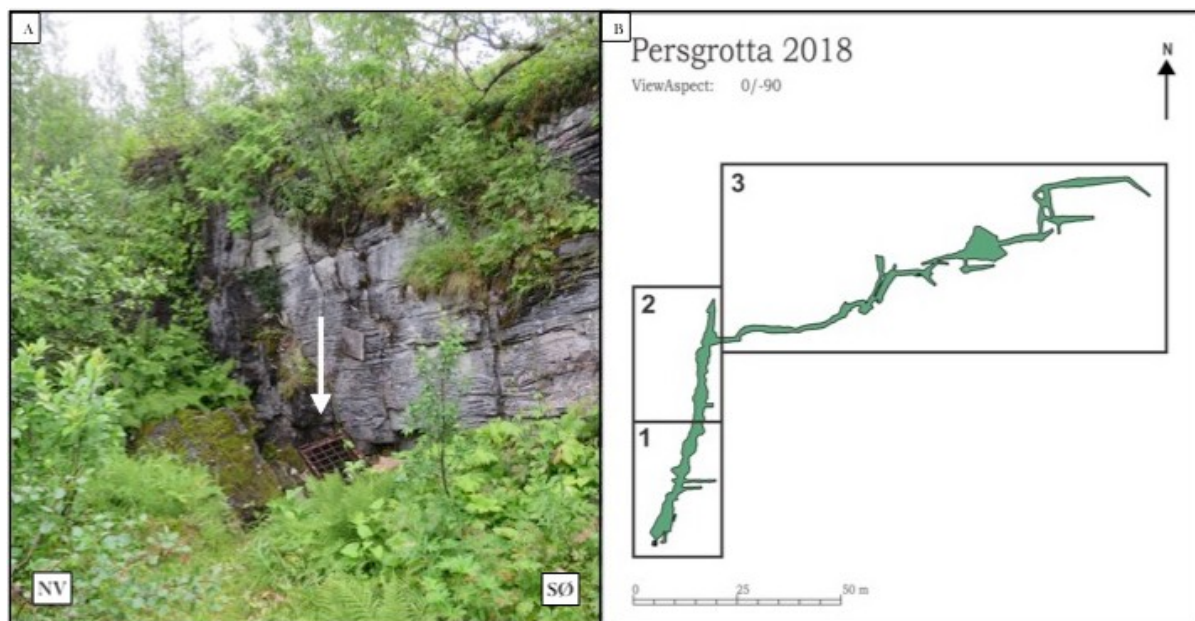
Søylerommet fortsetter videre østover mot Horngangen og vestover hvor det ender i sand og ukjent fortsettelse. Det er sand langs gulvet på nordsiden av den østgående passasjen, samt noe grus og større blokker i tillegg til dryppsteiner. Strømskåler i den østgående passasjen viser strømningsretning mot øst (mot Horngangen). På oppsiden av den nordlige vegg i den østgående passasjen, er det en smal, ikke passerbar, hylle som leder videre nordøstover inn til Horngangen.

Vannlåsene

Vannlåsene inkluderer *Horngangen*, *Brattebakken*, *Sandsvingen*, og *Vannlåsene* (fig. 45). Passasjene går her over til å være lineære istedenfor nettverksdannende. *Horngangen* er en øst-vestgående sanddekket passasje med et gjel på nordsiden. Gjelet består av store blokker i øst, størrelsen minker ettersom gjelet strekker seg vestover. Den opprinnelige ledespalten ligger langs gulvet, rett over gjelet, og følger lagdelingen. Mot vest smalner *Horngangen* inn til ikke-passerbare dimensjoner. Mot øst forsetter det i en passasje nord og nedover i *Brattebakken*, men også forbi *Brattebakken*, og videre østover. Det er noe dryppsteinsforekomster i *Horngangen*, spesielt vest. Passasjetverrsnittene minner om passasjetverrsnittene mellom *T-krysset* og *Langgangen*, men av større dimensjoner (fig. 45, tverrsnitt k). Strømskåler viser strømningsretning mot øst. Passasjene som fortsetter forbi *Brattebakken* og videre østover består, de første meterne, av bart fjell med rullesteiner og gul mineralutfelling på gulvet ved nordsiden av passasjen. Passasjetverrsnittene her er meget lave og vide, hvor gulvet utgjør ledespalten (fig. 45, tverrsnitt l). Den østgående passasjen fortsetter videre i en parallell sidepassasje, men også videre østover. Den parallelle sidepassasjen fortsetter tilbake mot *Horngangen* og ender i en liten ikke-passerbar åpning øverst på veggen. Videre østover ender den østgående passasjen i en sandlås.

I starten av *Brattebakken* er det store forekomster av dryppstein langsmed sprekkene i taket. Selve *brattebakken* følger en subvertikal nord-sørgående sprekk som har fungert som sekundær ledespalte sammen med hovedledespalten som følger lagdelingen. I bunnen av passasjen er det utviklet et vadost gjel som følger hele *Brattebakken*. Passasjetverrsnittet er irregulært med utstikkende skiferlag og vados nedskjæring (fig. 45, tverrsnitt m). I nordenden (i bunn av) *Brattebakken* er det tidvis observert vann avhengig av nedbørmengde og grunnvannsnivå. Strømskåler viser strømningsretning nedover, mot nord.

Brattebakken svinger mot vest og over en bratt kant opp mot *Sandsvingen*. Over brattkanten mot, og i, *Sandsvingen* er hele gulvet dekket av sand samt rullesteiner i på de nordliggende veggene. *Sandsvingen* svinger brått i motsatt retning mot nordøst mot *Vannlåsene*. Strømskåler viser strømningsretning nordøstover mot *Vannlåsene*. Mellom *Sandsvingen* og *Vannlåsene* er det utviklet et dypt, delvis vannfylt, gjel, på tvers av passasjen. Gjelet har ukjent fortsettelse i nord og sør. I den sørgående fortsettelsen av gjelet er det observert grus og rullesteiner

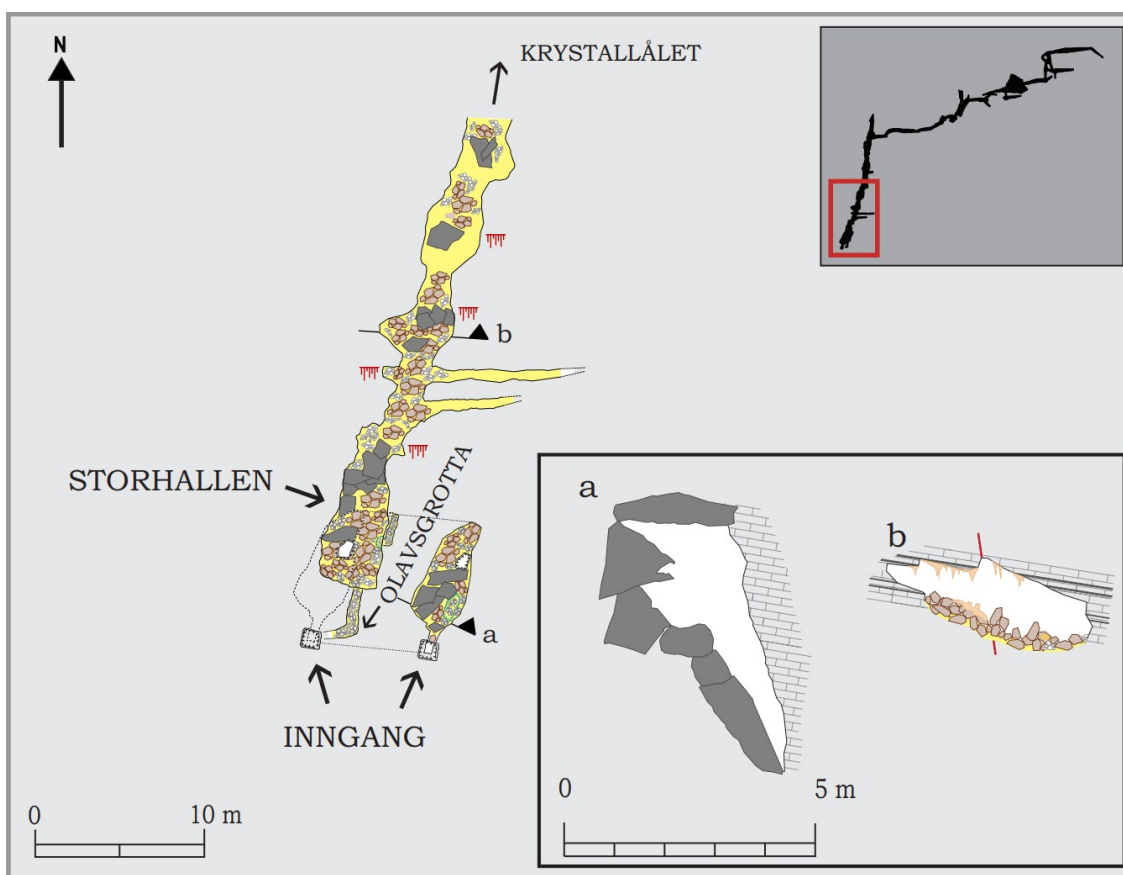


Figur 46 Inngang og omriss til Persgrotta. Inngang markert med svart pil (a) . Omriss av Persgrotta med inndelinger (b) . Nummering representerer de forskjellige inndelingene; 1) De første 30 metrene, 2) Midtdelen, og 3) Østgangen.

Etter gjelet splittes den sandfylte nordøstgående passasjen i tre passasjer, hvor to av dem slutter i vannlåser og en av dem i rullesteinsfylling med ukjent fortsettelse. Det ble forsøkt å dykke i vannlåsene og det viste seg at det ikke var mulig å fortsette. Vannivået i vannlåsene er fluktuerende avhengig av nedbørsmengde og grunnvannsnivå.

5.1.2 Persgrotta

Kart over hele Persgrotta med tverrsnitt av enkelte utvalgte passasjer finnes i vedlegg D, og et vertikalprofil av grotten finnes i vedlegg E. Persgrotta har en total lengde på 316 meter og en øst-vestlig utstrekning på 153 meter samt en total vertikal utstrekning på 40 meter. Persgrotten har kun en kjent inngang, 403 m o.h. Inngangen er en smal og trang åpning i bunn av en kollapsdoline (fig. 46 a). Persgrotta er utviklet i et nord-sørgående lineament som også er synlig på overflaten. Skiferlagene som er synlige inne i Persgrotta har en generell helning mot nord-nordøst, men passasjene i grotten er ikke nødvendigvis utviklet langs denne lagdelingen (fig. 32). Hovedpassasjen i Persgrotta beveger seg direkte nord-nordøst mot Larshullet for så å brått svinge øst mot dalbunnen og bevege seg subparallelt med enkelte passasjer i Larshullet. Helning på den subparallele passasjen rettet øst mot dalbunnen har en helning på omtrent 15 grader (fig. 32). Persgrotta har, på lik linje med Olavsgrotta, sigevann, steder med rennende vann og tilstedeværelse av is. Persgrotta er delt inn i tre deler; *De første 30 metrene*, *Midtdelen*, og *Østgangen* (fig. 46 b).

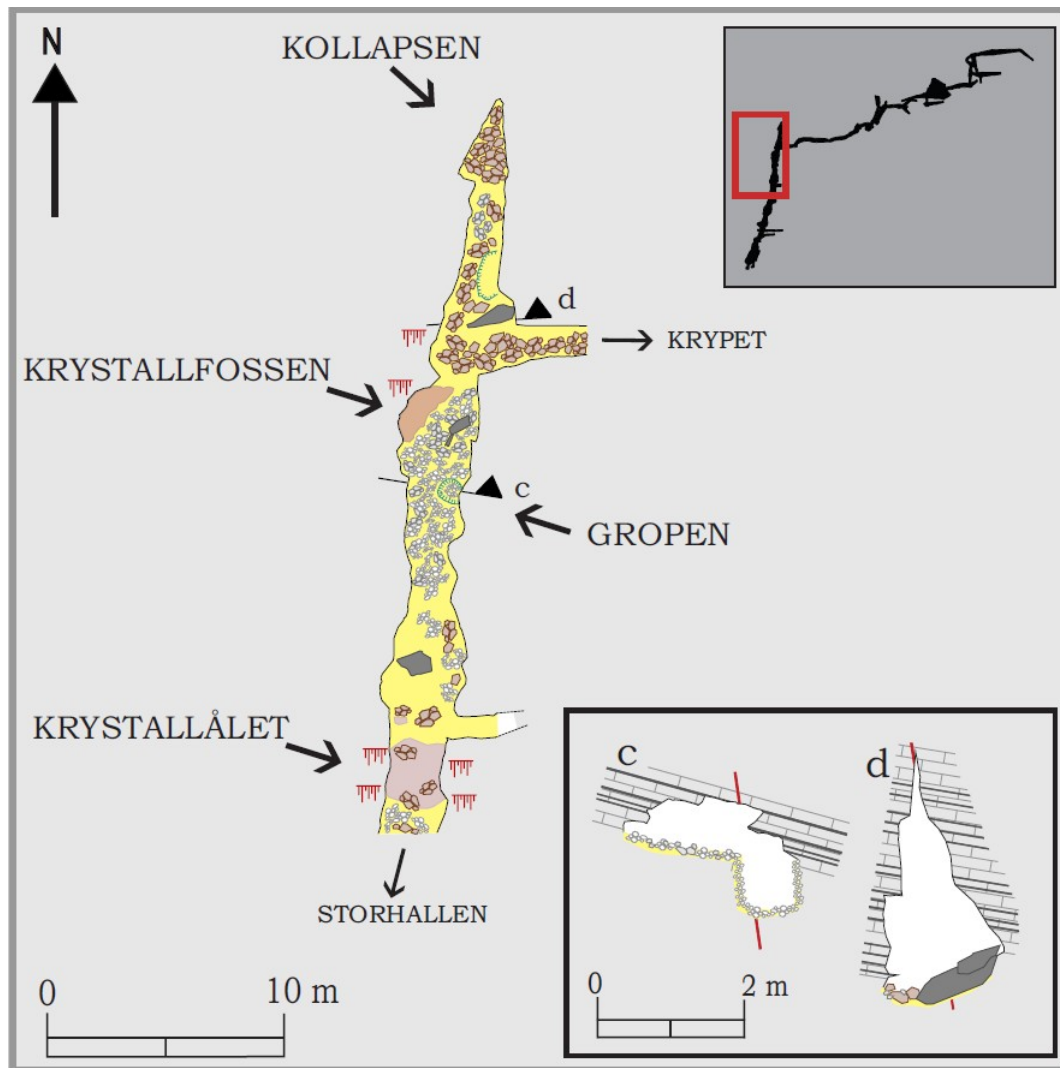


Figur 47 De første 30 metrene i Persgrotta, med navn på enkelte passasjer, vist i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Persgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. De svarte linjene representerer glimmerskiferlag og rutene marmor, mens røde linjene i tverrsnittene representerer den opprinnelige ledespalten. Tverrsnitt med grå bakgrunn (a, b) er basert på målinger med lasermåler, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

De første 30 metrene

De første 30 metrene inkluderer *Inngangen* og *Storhallen* (fig. 47). *Inngangen* er en 8,4 meter dyp, subvertikal, todelt sjakt. Selve inngangen til grotten er trang og smal. Åpningen har en lengde og bredde på omtrent 70 x 60 cm. Den første sjakten på 4,9 meter blir videre og fører til et større rom bestående av store kollapsblokker, mindre blokker og grus (trolig av glasifluvial avsetning) (fig. 47, tverrsnitt a). Videre fortsetter det nedover en ny sjakt inn til *Storhallen*.

Storhallen er tilsvarende fylt med kollapsblokker, grus samt noen rullesteiner. Sør i *Storhallen* er den en liten sidepassasje hvor det har blitt etablert visuell kontakt til *Høygangen* i *Olavsgrotta*. Taket i *Storhallen* består delvis av kollapsblokker og delvis bart fjell. I taket er det tre nord-sørgående sprekker (Heggstad, 2018). Disse sprekkeene er gjennomgående i hele den nord-sør orienterte passasjen. Disse sprekkeene kan ha fungert som ledespalter. Fra *Storhallen* fortsetter passasjen videre nordover mot *Krystallålet*.

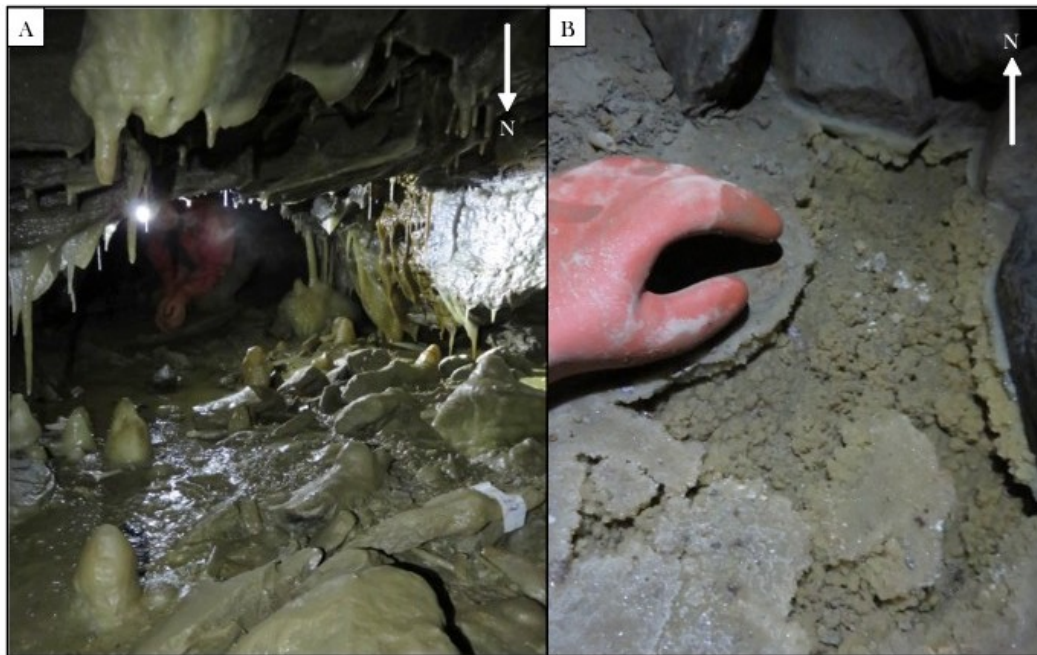


Figur 48 Midtdelen i Persgrotta, med navn på enkelte passasjer, sett i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Persgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. De svarte linjene representerer glimmerskiferlag og rutene marmor, mens røde linjene i tverrsnittene representerer den opprinnelige ledespalten. Tverrsnitt med hvit bakgrunn (c, d) er basert på målinger med lasermåler, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

Passasjetverrsnittene varierer i størrelse fra omtrent 1 meter til omtrentlig 4 meter i bredde. Takhøyden varierer tilsvarende, men passasjene er som oftest lavere enn de er vide. Gjennomgående for passasjene er at gulvet er dekket av sand, blokker av varierende størrelse, rullesteiner og grus, samt dryppsteinforekomster og noen mineralutfellinger på gulv, tak og vegger (fig. 47, tverrsnitt b). To sidepassasjer, med sand på gulvet, fortsetter videre mot øst men smalner inn til ikke-passerbare størrelse og har ukjent fortsettelse. Noen få strømskåler viser strømretning mot nord.

Midtdelen

Midtdelen inkluderer *Krystallålet*, *Gropen*, *Krystallfossen*, og *Kollapsen* (fig. 48)



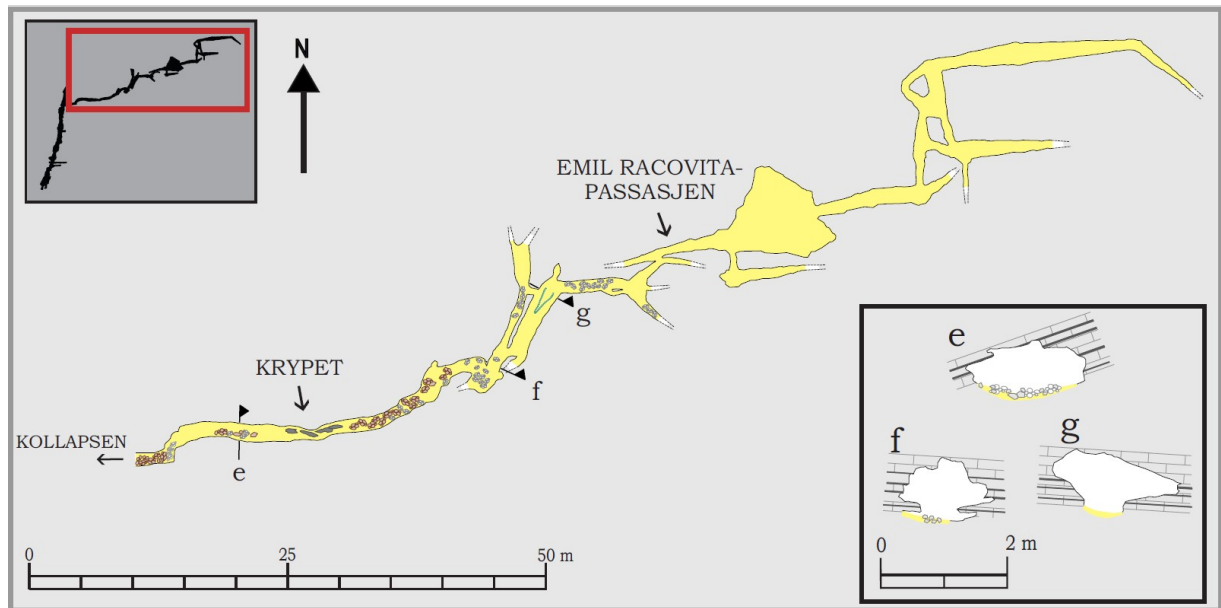
Figur 49 Bilde av området ved Krystalllålet. Stalagmitter og slør i taket samt krystalldam og stalagmitter på gulvet (a). Nærbilde av en krystalldam (b). Foto: Ida Marie Gabrielsen

Krystalllålet er et omtrent 2,5 meter langt området bestående av stalaktitter og slør i taket samt krystalldammer og stalagmitter på gulvet (fig. 49). Etter krystalllålet er det en liten østgående sidepassasje. Sidepassasjen er dekket av sand på gulvet og smalner inn til ikke-passerbar størrelse og ukjent fortsettelse. Hovedpassasjen fortsetter videre nordover mot *Gropen* og *Krystallfossen*. Hovedpassasjen har sand og rullesteiner, samt noe grus og blokker av varierende størrelse på gulvet.

Området rundt *Gropen* og *Krystallfossen* består nesten utelukkende av sand, grus og rullestein. Ledespalten ses her i taket som en nord-sørgående subvertikal sprekk (fig. 48 tverrsnitt c). Selve gropen ligger på østsiden av passasjen og har en diameter på omtrent 60 cm samt en vertikal dybde på omtrent 1 meter. Løsmasser har sunket ned i et underliggende hulrom der veggene og bunnen av gropen består av rullesteiner og sand (fig. 49 og 50).



Figur 50 1 meter dyp grop hvor løsmasser har sunket ned i underliggende hulrom. Kamera ser inn mot sør-øst. Foto: Ida Marie Gabrielsen



Figur 51 Østgangen i Persgrotta, med navn på enkelte passasjer, sett i fugleperspektiv. Det øverste bilde viser hvor i Persgrotta området befinner seg (markert med rød firkant). Tverrsnitt av enkelt utvalgte passasjer er vist i den nederste boksen. De svarte linjene representerer glimmerskiferlag, mens rutene representerer marmor. Tverrsnitt med hvit bakgrunn (e, f, g) er basert på målinger med lasermåler, Leica Disto X (kapittel 4.2). Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

I *Krystallfossen* er det en 1x1 meter stor flytstein på vestsiden av passasjen, derav navnet. Etter *Krystallfossen* smalner passasjen inn før den utvides mot *Kollapsen* mot nord. I området hvor passasjen er på sitt smaleste er det observert en liten forskyvning på sørveggen. Etter *Krystallfossen* fortsetter det videre nordover, men også videre østover i en sidepassasje mot *Krypet*. Sidepassasjen er smal og trang med sand og blokker på gulvet. Hovedpassasjen fortsetter omtrent 10 meter videre nordover før den ender i en kollaps. Denne delen av hovedpassasjen skiller seg fra resten av passasjetverrsnittene, der den her er mye høyere enn den er bred (fig. 48, tverrsnitt d). Ledespalten er synlig øverst i tverrsnittet. Gulvet i kollapsen består av sand, grus i sedimentsekvenser samt blokker av ulik størrelse.

Østgangen

Østgangen inkluderer *Krypet*, og *Emil Racovita-passasjen* (videre referert som ER-passasjen) (fig. 51). *Krypet* er en hovedsakelig lineær passasje hvor gulvet består av sand, grus samt blokker av ulik størrelse. Passasjetverrsnittene er generelt ovale med lavere høyde enn bredde (fig. 51, tverrsnitt e). Mellom *Krypet* og *ER-passasjen* splittes hovedpassasjen i flere mindre passasjer som noen steder er parallelle og beveger seg på tvers av hverandre. Passasjetverrsnittene er varierende, men generelt små med en omtrentlig diameter på 1 meter eller mindre. Flere av passasjene smalner inn til ikke-passerbare størrelser, mens en passasje fortsetter videre mot *ER-passasjen*.

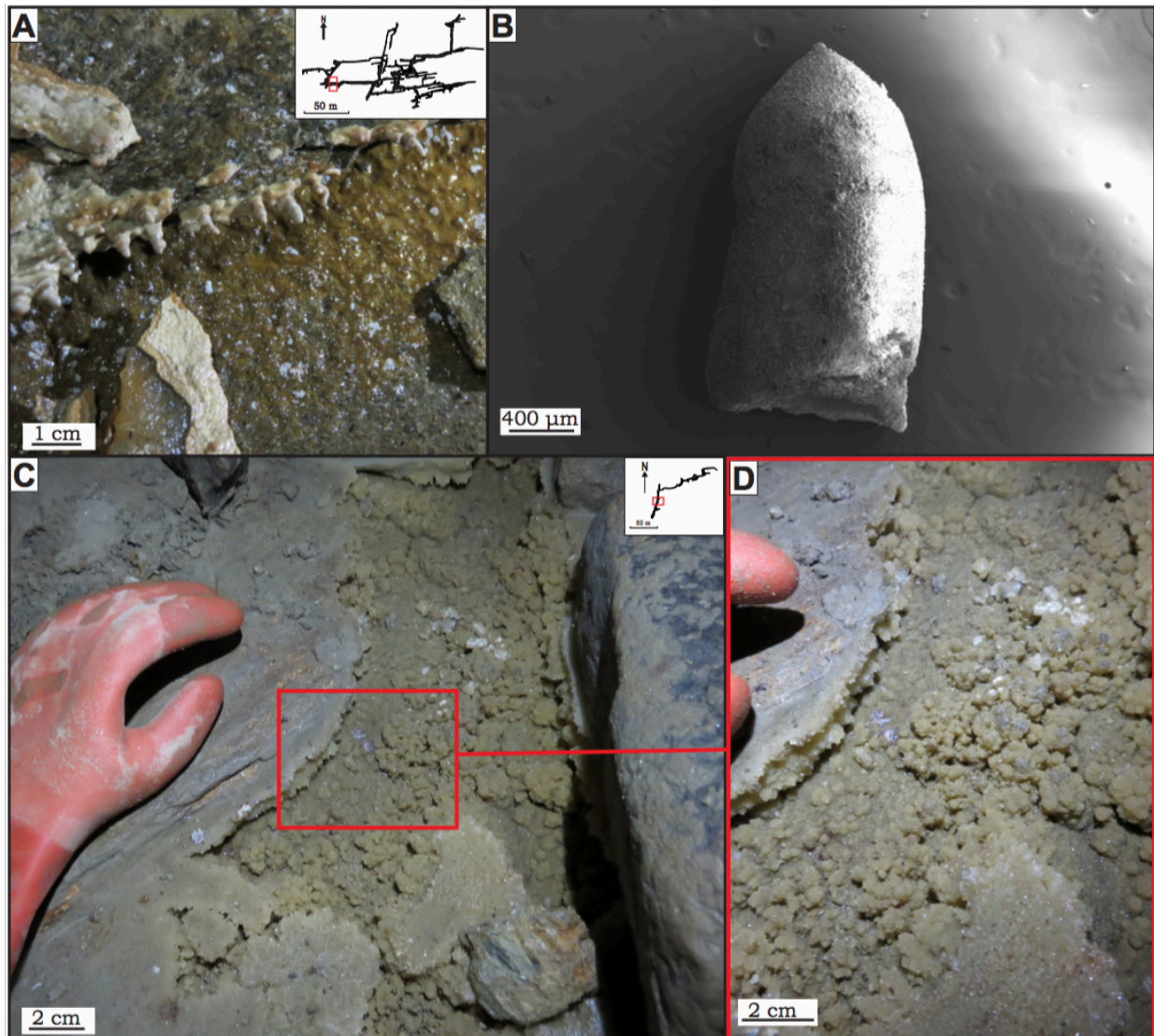
ER-passasjen er oppkalt etter Emil Racoviță, grunnleggeren av fagforeningen biospeleologi og Racoviță – instituttet i Romania. Passasjetverrsnittene er av samme dimensjoner som tidligere, bortsett fra et parti hvor det er medet bredt og lavt. Videre, etter *ER-passasjen* fortsetter flere sideganger på kryss og tvers av hverandre som til slutt smalner inn til ikke-passerbare størrelser. Passasjene er her fylt med vannholdig sand. Disse passasjene, og *ER-passasjen* ligger også omtrent parallelt med Larshullet. Den nærmeste koblingen til Larshullet er på nordsiden av *ER* –passasjen hvor det er målt til å være omtrentlig 4,5 meter i høydeforskjell (fig. 51, vedlegg A).

5.2 MINERALFOREKOMSTER OG BIOSIGNATURER

I dette delkapittelet følger videre beskrivelser og analyser av både allogene og autogene mineralforekomster, samt biosignaturer, funnet i prøvene. Oversikt over alle mineralene funnet er vist i tabell 3. Mineralprøvene er analysert og identifisert gjennom sitt XRD-spekter, makroskopisk og mikroskopisk (SEM) krystallform, i tillegg til elementanalyse (EDS) i SEM. Biosignaturer er identifisert ved kjente morfologiske teksturer observert i SEM, samt tilstedeværelse av mikroorganismer funnet ved sekvensanalyser vist i tabell 4 og vedlegg I. Mineralene som er identifisert og analysert i dette studiet er kalsitt, gips, jarositt, jernoksid og muskovitt/hydromuskovitt/illitt. Observerte biosignaturer er mikroorganismer, i tillegg til mulige spor etter destruktive og konstruktive biogene prosesser (kap. 3.2.1.2). En oversikt over hvor prøvene er hentet er vist i figur 26, 27, 59, 64. Elementanalyser (EDS) fra SEM er vist vedlegg G, mens XRD målingene er vist i flere figurer i dette delkapittelet og vedlegg F (fig. 53, 55, 58, 60, 62, 65). Mikrografier tatt i SEM er også vist i flere figurer i dette delkapittelet og resterende bilder er å finne i vedlegg H (fig. 52, 54, 56, 57, 59, 61, 63, 64 og 66).

Tabell 3 Oversikt over alle mineralene dokumentert i grottene Olavsgrotta, Persgrotta, Lapphullet, og Kollapsen, samt mineraler funnet på overflaten. Tabellen viser hvilke prøver mineralene er funnet i, kort beskrivelse av forekomsten, og hvor de befinner seg. Oversikt over hvor prøvene er hentet i Olavsgrotta, Persgrotta og Lapphullet er vist i figur 27 (se kapittel 4.1).

MINERAL	FOREKOMST	PRØVE	BELIGGENHET
Kalsitt	Månemelk på underside av rullestein vest for <i>T-krysset</i> .	OG2	Olavsgrotta
	Botryoider på skifer i gulvet øst for <i>T-krysset</i> .	OG3	Olavsgrotta
	Månemelk på skifer i taket øst for <i>T-krysset</i> .	OG4	Olavsgrotta
	Månemelk (fra Kilhavn, 2017) langs gulv og vegger i <i>Rodent passage</i> .	IMG-LP1	Lapphullet
	Stalaktitt med rødt belegg i taket rett før en <i>Krystallålet</i> .	PG2	Persgrotta
	Krystalldam på gulvet ved <i>Kryllålet</i> .	PG4	Persgrotta
Gips	Fibrige krystaller med gult, seigt, pulveraktig belegg.	PU3	Rest av gammel grottepassasje ute i dagen omtrent 225 m sør-øst for Persgrotta
	Fibrige krystaller med gult, seigt, pulveraktig belegg.	PU4	Rest av gammel grottepassasje ute i dagen 225 m sør-øst for Persgrotta
	Observert i XRD spektrum sammen med jarositt.	OG5 (XRD)	Olavsgrotta
	Observert i XRD spektrum sammen med jarositt.	PG1 (XRD)	Persgrotta
	Observert i XRD spektrum sammen med jarositt.	PG3 (XRD)	Persgrotta
Jarositt	Gul, seig masse på gulv ved nordsiden av en passasje øst for <i>Horngangen</i> .	OG5	Olavsgrotta
	Gul, seig masse som ligger som et belegg på utsiden av en blokk før <i>Krystallålet</i> .	PG1	Persgrotta
	Gul, seig masse som ligger som et belegg på kantete blokker og grus før <i>Krystallålet</i> .	PG3	Persgrotta
	Gult, seigt, pulveraktig belegg på fibrig krystaller formet som popkorn på bergoverflaten.	PU3	Rest av gammel grottepassasje ute i dagen omtrent 225 m sør-øst for Persgrotta
	Fibrige krystaller med gult, seigt pulveraktig belegg.	PU4	Rest av gammel grottepassasje ute i dagen omtrent 225 m sør-øst for Persgrotta
	Jernoksid	Rød, hardt, belegg på stalaktitt i taket, rett ved <i>Krystallålet</i> .	PG2
Observert i SEM sammen med jarositt.		PG3 (SEM)	Persgrotta
Rødt belegg i sprekk omtrent 6 m inn i grotten.		K1	Kollapsen: delvis kollapset grotte 180 m sør-sør-øst for Persgrotta
Muskovitt/ hydro- muskovitt/ Illitt	Gjennomsiktig fibrig krystall på østsiden av nederste del av passasjen i <i>Nøkkelskillet</i> .	OG1	Olavsgrotta
	Fibrig krystall observert i SEM sammen med jarositt.	PG1	Persgrotta
	Fibrig krystall observert i SEM sammen med jarositt.	PG3 (SEM)	Persgrotta
	Fibrig krystall observert i månemelk i SEM sammen med nåleformede krystallfibre av kalsitt.	OG2 (SEM)	Olavsgrotta
	Fibrig krystall observert i månemelk i SEM sammen med med nåleformede krystallfibre av kalsitt.	OG4 (SEM)	Olavsgrotta
	Fibrig krystall observert i SEM sammen med jarositt.	OG5 (SEM)	Olavsgrotta



Figur 52 Oversiktsfigur for kalsitt i forskjellig morfologisk form. Botryodale speleothemer funnet i Olavsgrotta (a) voksende ut fra et skiferlag på gulvet (a). Mikrografi av en allerede brukket botryoide (b) hentet fra gulvet i samme området som bilde (a) er tatt. Tørrlagt krystalldam i Persgrotta (c, d), hvor man kan observere skaloeder-krystaller med vekstakser i ulike retninger.

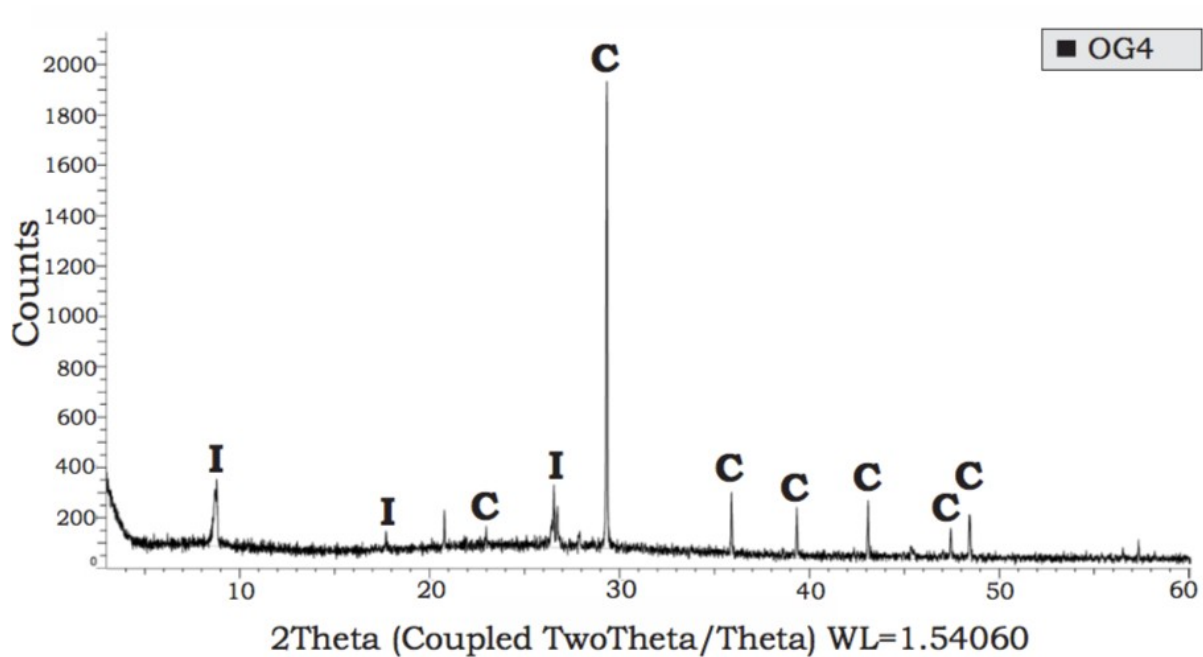
5.2.1 Kalsitt, CaCO_3

I grottesystemet er sekundært avsatt kalsitt, CaCO_3 , et av de vanligste mineralene å finne. Kalsitt er identifisert ved elementanalyse (EDS) i SEM, sitt XRD-spekter og morfologiske form (fig. 52, 54, 55, 56, vedlegg G, H, og I). Det er dokumentert totalt seks prøver med kalsitt fra Lapphullet, Olavsgrotta og Persgrotta (tabell 3, fig. 27, 52, 53, 54, 55, 56). Kalsittmineralet har i flere av prøvene forskjellig morfologisk form og er, i noen prøver, observert sammen med tilsynelatende biosignaturer.

Prøve OG3, PG4 og PG2 er fra Olavsgrotta og Persgrotta, der førstnevnte befinner seg i Olavsgrotta og de andre befinner seg i Persgrotta (fig. 27). OG3 består av noen prøvetatte botryoider som vokser ut av skiferlag i området øst for *T-krysset* (fig. 52 a,b og fig. 37).

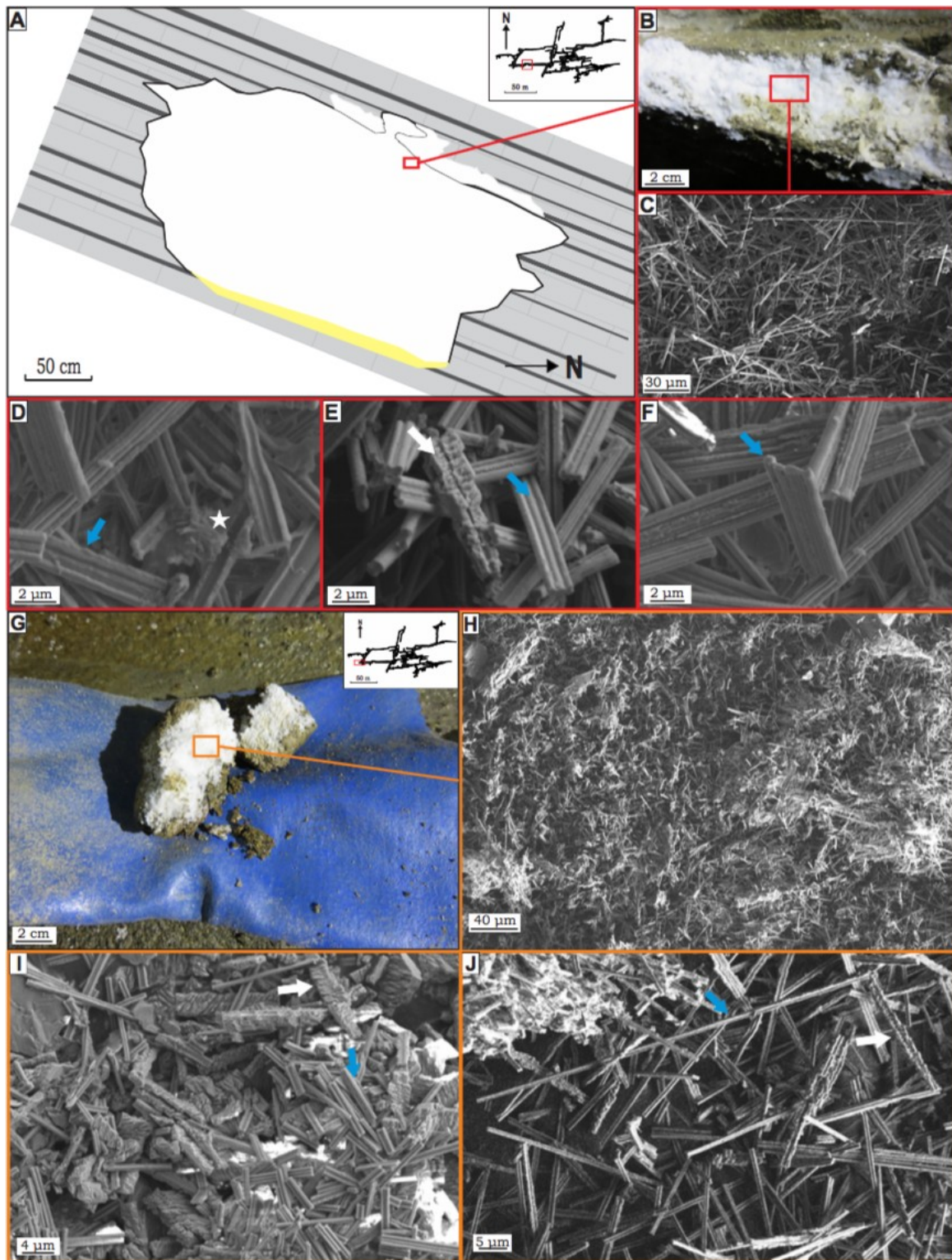
Botryoidene har en elongert drueklaset morfologisk form, bestående av vekslende beige og hvite lag. Ut fra element analyse (EDS) består botryoidene av kalsitt (vedlegg G). PG2 er en liten bit fra en stalaktitt med et rødbrunt belegg hengende fra taket i området rett før *Krystallålet* (fig. 63, 27 og 47). I SEM har krystallene en romboederform og element analyse (EDS) i SEM, samt XRD –spekter identifiserer kalsitt (fig. 62 og vedlegg G). PG4 er en krystalldam som dekker hele gulvet og befinner seg i området ved *Krystallålet* (fig. 52c,d, og fig. 48). Krystalldammen følger gulvet i passasjen i omtrent 3 meter. Krystalldammen er noen steder tørrlagt og består av skalenøder-krystaller (”dog tooth spar”) med vekstakser i ulike retninger (fig. 52c,d). Det ble ikke prøvetatt noe materiale fra krystalldammen, bare fotografert. Den morfologiske formen tyder på at det er kalsitt, hvilket ikke er umulig, ettersom denne krystallformen er den vanligste å finne i grotter (Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2010; Lauritzen, 2016b).

Prøve OG2, OG4 og IMG-LP1 er prøver av månemelk. Prøvene er hentet fra Olavsgrotten og fra Lapphullet. OG2 og OG4 er hentet fra Olavsgrotten, hvor OG2 befinner seg vest for *T-krysset*, mens OG4 befinner seg øst for *T-krysset* (fig. 54, 37 og 27). OG2 er månemelk liggende på undersiden av en rullestein, mens OG4 er månemelk liggende på et skiferlag i taket (fig. 54 a,b,g). Månemelk består av melkehvit, bløt, bomullsaktig masse bestående av nålformede krystaller hvor høyt vanninnhold gir en ”cottage cheese”-aktig konsistens (fig. 54 g). XRD spekter og element analyse (EDS) i SEM av OG2 og OG4 indikerer at prøven består av kalsitt og noe muskovitt eller illitt, hvilket samsvarer med annen forskning (Fig.5.2.1.2, vedlegg F og vedlegg G) (Miller m. fl., 2018). I SEM består månemelken av varierte kompliserte strukturer av sammenfiltrede, tilfeldig orienterte, nettverk av nålformede krystaller lignende blant annet Canaveras m. fl.,(2006) sine beskrivelser av månemelk (Fig.5.2.1.2). I Månemelken fra taket, OG4, ble det observert tre forskjellige kalsittmorfologier (fig. 54 c,d,e,f): 1) lange monokrystallinske (enkle, doble, tredoblede eller firedoblede) stenger (0,5 – 1 µm vide, opp til eller mer enn 100 µm lange) med glatte og/eller ruglede overflater (fig. 54 e,f); 2) polykrystallinske fibre (2 – 4 µm vide, 4-100 µm lange) sammensatt av stablede, overlappende og forskjøvede tabulære romboedere (fig. 54 e,f);

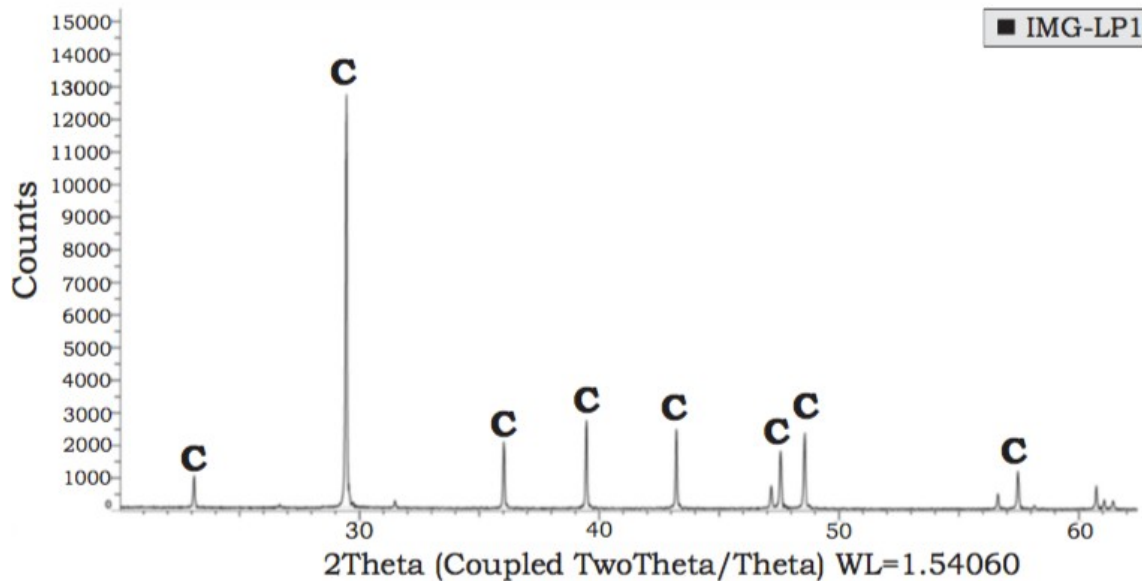


Figur 53 XRD spektrum av OG4. XRD spekteret indikerer tilstedeværelsen av kalsitt (C) og trolig muskovitt/hydromuskovitt/illitt (I).

3) Delvis kurvede nanofibre (50-150 nm vide, > 3 μm lange) lignende nanofibre funnet i Maciejewska m. fl. (2017) (fig. 54 d). I Månemelk fra rullesteinen, OG2, er det til nå bare observert kalsittmorfologier av typen 1 og 2, men i OG2 ble det observert flere polykrystallinske fibre, samt en mindre andel av monokrystallinske firedoblede stenger. For begge prøver blir polykrystallene gradvis tykkere og kortere og opptrer sammen med glatte og/eller delvis sementerte monokrystallinske stenger. I OG2 syntes det å være en svak fordeling mellom polykrystallinske fiber i bunn og monokrystallinske stenger liggende mer i overflaten (fig. 54 j, vedlegg H).

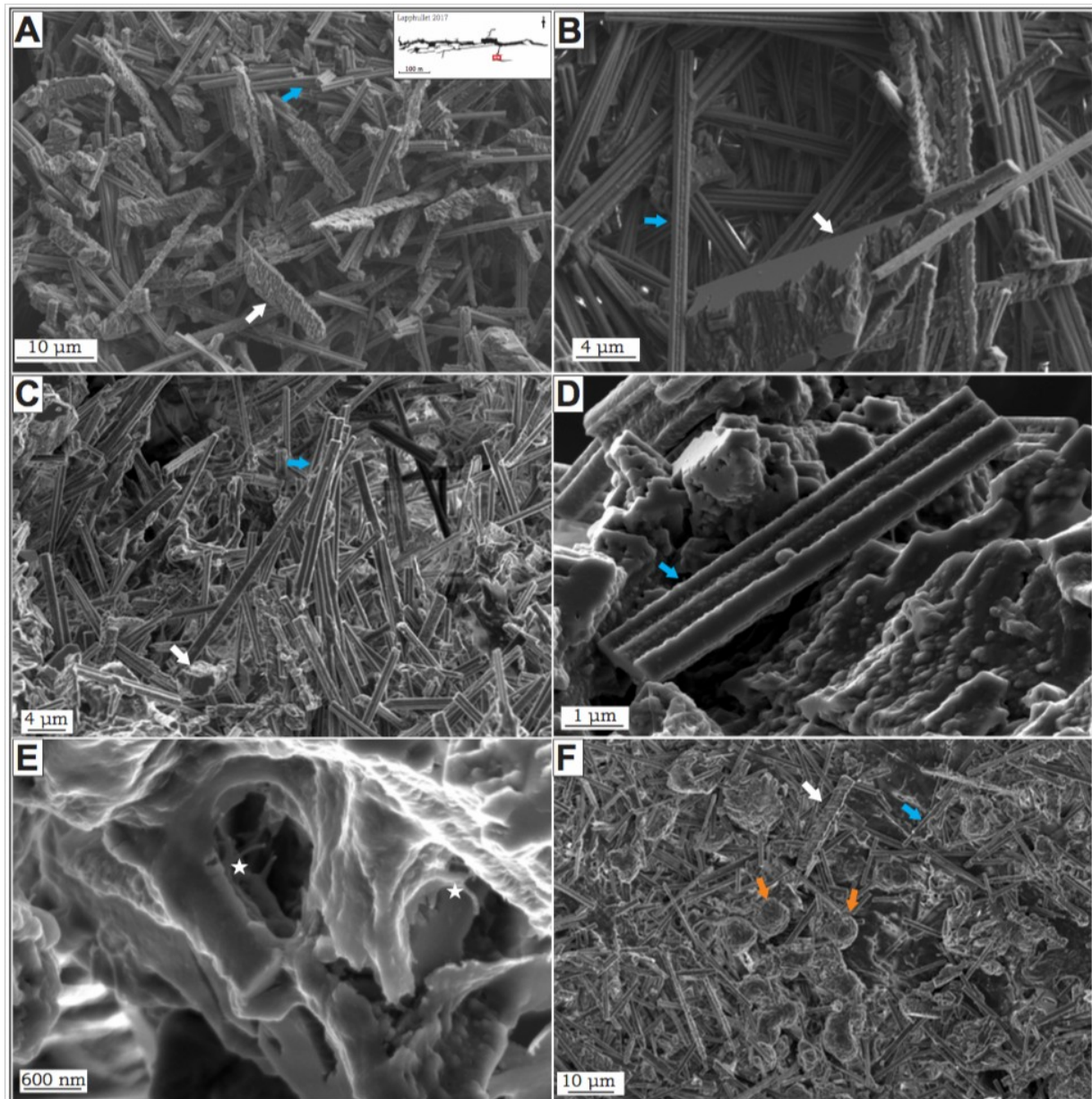


Figur 54 Oversiktsfigur for månemelk i Olavsgrotta. Månemelk i tak, OG4, (a, b), med mikrografier (c, d, e, f) som viser mikrostrukturen i månemelkavsetningen. Det samme er vist for månemelk på rullestein, OG2, (g, h, i, j). Kart i øvre høyre hjørne (a) viser hvor OG4 er hentet og tverrsnittet (a) viser den omtrentlige utlsen til månemelken liggende på skifer i taket. Det melkehvite og bomullslignende mikroskopiske massen er synlig i OG4 (b) og OG2 (c). Månemelken viser en variasjon av nålformede krystaller (c, d, e, f, h, i, j). Fiberkrystallene av kalsitt forekommer i nettverk med tilfeldig orientering (c, d). Monokrystallinske stenger, 0,5 – 1 μm vide og opp til mer enn 100 μm lange, lignende beskrivelser fra tidligere forskning på månemelk, og er markert med blå pil (d, e, f, I, j) (eks. Canaveras m. fl., 2006). De monokrystallinske stengene inkluderer enkle stenger (0,3 – 0,5 μm vide), doble stenger (0,7 – 2 μm vide), tredoblede stenger (1 – 3 μm vide) og firedoblede stenger (2 – 4 μm vide) som har et 8 eller X formet tverrsnitt (e, f). Overflaten på stengene er oftest glatt, men noen stenger har ruglete overflate (d, e, f, i). Polykrystallinske fibre, 2- 4 μm vide og 4 -100 μm lange, sammensatt av stablede romboeder, markert med hvit pil (e, i, j). Delvis kurvede nanofibre, 50-150 nm vide og > 3 μm vide, er lignende tidligere funn av nanofibre og er her med er markert med hvit stjerne (d) (eks. maciejewska m. fl, 2017)

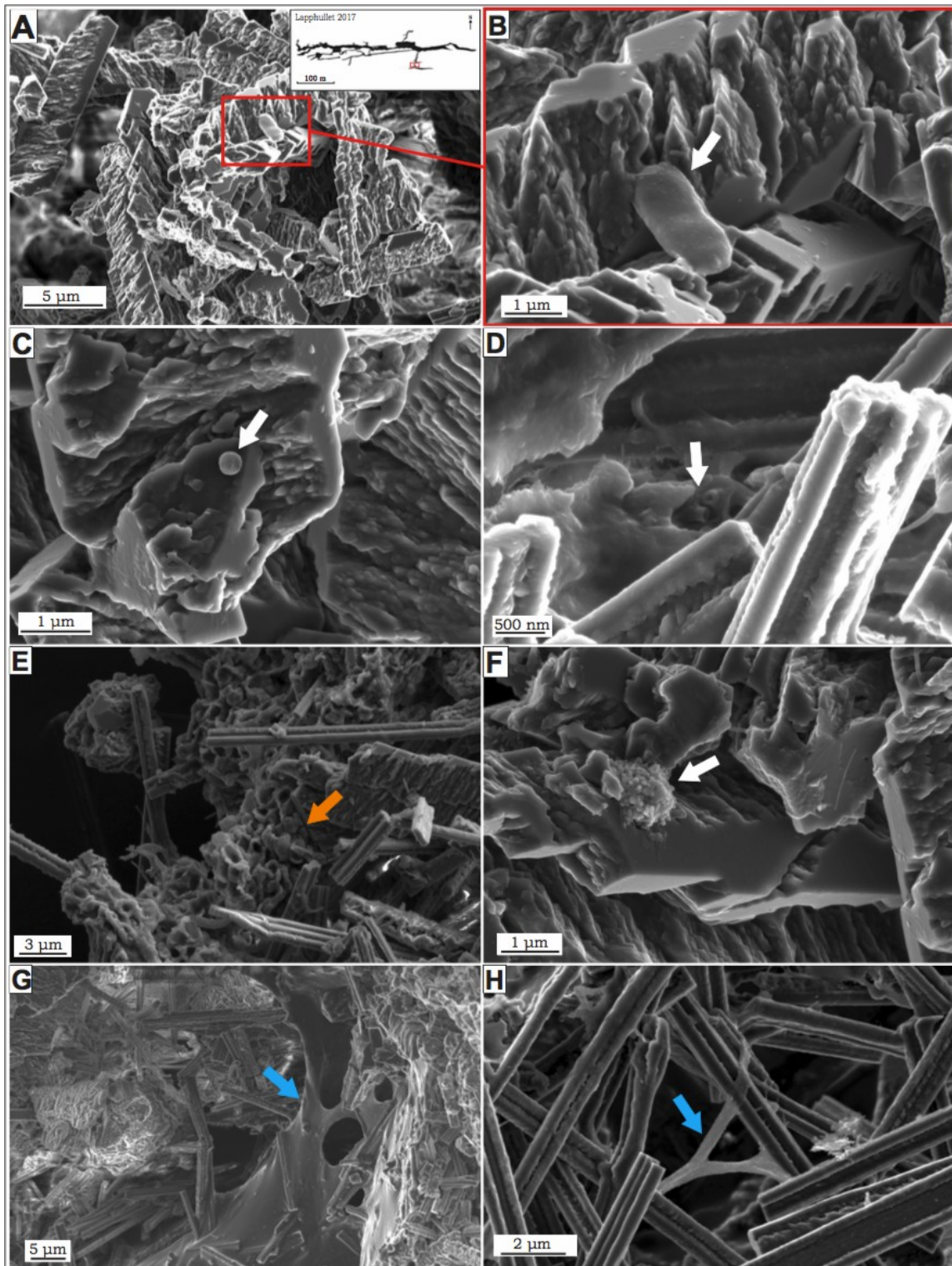


Figur 55 XRD spektrum av IMG - LP1. XRD spekteret indikerer tilstedeværelsen av kalsitt (C) (modifisert etter Kilhavn, 2017).

LP er prøve hentet fra *Rodent Passage* i Lapphullet (fig. 27 og 53 a) (Kilhavn, 2017). Prøven er tatt fra månemelk som dekker store deler av gulv og vegger. Månemelken er, på lik linje som OG2 og OG4, en melkehvit, bløt, bomullsaktig masse bestående av nålformede krystaller med en ”cottage cheese”-aktig konsistens (Kilhavn, 2017). XRD og element analyse (EDS) indikerer at prøven består av kalsitt (fig. 55, vedlegg G). I SEM består månemelken av samme type varierte strukturer av nålformede krystaller som OG2 og OG4. Den består også av noe som ligner mikroorganismer, destruktive biosignaturer, og slimaktige matriks (trolig ekstracellulære polymerstoffer, EPS) funnet i tidligere forskning i forbindelse med månemelk (fig. 56 og 57, kapittel 3.2.1.2) (eks. Canaveras m. fl., 2006). IMG-LP1 består også av de samme tre kalsittmorfologiene som OG4 og hadde en lignende fordeling mellom de monokrystallinske stengene og polykrystallinske fibre som OG2 (fig. 56). IMG-LP1 består av en større mengde polykrystallinske fibre enn OG2 og OG4. I IMG-LP1 ser man tydelig hvordan polykrystallene gradvis blir tykkere og kortere og opptrer sammen med glatte og/eller delvis sementerte monokrystallinske stenger (Fig.5.1.2.1.5b). Månemelken, IMG-LP1, består også av et vidt spekter tilsynelatende biosignaturer (Fig.5.1.2.1.5e,f og fig. 57). Blant de mikrobielle strukturene er det både bønneformede mikroorganismer (1 μm bred, 2 μm lang), sirkulære mikroorganismer (200 nm i diameter), sirkulære tilsynelatende hule stilker (200 nm diameter, 200 nm), ovale strukturer (50- 100 nm vide), og slimete matriks av tilsynelatende ekstracellulære polymerer (EPS) (fig. 56). Den bønneformede bakterien ser ut til å være omringet av en slags substans og ligger, på lik linje med de andre mikroorganismene, på overflaten av polykrystallinske fibre (fig. 57 a,b).



Figur 56 Mikrografier av månemelk, IMG-LP1, i Lapphullet. Kart i øvre høyre (a) hjørne viser hvor IMG-LP1 er hentet. Månemelken viser en variasjon av nålformede krystaller (a, b, c, d, e, f). Fiberkrystallene av kalsitt forekommer i løst og tettpakkede, tilfeldig orienterte masser/nettverk (c). Monokrystallinske stenger, 0,5 – 1 µm vide og opp til mer enn 100 µm lange, er lignende beskrivelser fra tidligere forskning på månemelk og er markert med blå pil (a, b, c, d, f) (eks. Canaveras m. fl., 2006). De monokrystallinske stengene inkluderer enkle stenger (0,3 – 0,5 µm vide), doble stenger (0,7 – 2 µm vide) og tredoble stenger (1 - 3 µm vide) som har et 8 eller X formet tversnitt (bf). Overflaten på stengene er oftest glatt, men noen stenger har ruglete overflate (a, b, c, d). Polykrystallinske fibre, 2- 4 µm vide og 4 -100 µm lange, sammensatt av stablede romboeder, markert med hvit pil (a, b, c, f). Delvis kurvede nanofibre, 50-150 nm vide og > 3 µm vide, er lignende tidligere funn av nanofibre og er her markert med hvite stjerner (e) (eks. maciejewska m. fl., 2017). Sferulittiske "kropper" blant EPS og kalsittkrystaller, er lignende spærulittiske strukturer funnet i tidligere forskning (Reigstad m. fl., in manus).



Figur 57 Oversiktsfigur for biosignature observert i månemelk, IMG-LPI, fra Lapphullet. Kart i øvre høyre hjørne (a) viser hvor IMG-LPI er hentet. Bønneformede mikroorganisme, 1 μm bred og 2 μm lang, som ligger på overflaten av polykrystallinske fibre omringet av noe form for substans (a, b). Mikroorganismen ligner på bakterier funnet i tidligere forskning (eks. Canaveras, m. fl., 2006). Sirkulære mikroorganismer, 200 nm i diameter, liggende på overflaten av polykrystallinsk fiber lignende på bakterier beskrevet av Boston m. fl. (2001) (c). Sirkulære, 200 nm diameter og 200 nm korte, stilker med en tilsynelatende hul, 100 diameter, kjerne (d). Tilsynelatende ovale hule rom som ligner på ovale etsemærker beskrevet av blant annet Boston m. fl. (2001) i forbindelse med månemelk (e). Samling av flere ovale strukturer, 50-100 nm vide, i en haug liggende på polykrystallinsk fiber (f). Slimete matriks, markert med blå pil, som ligner på EPS beskrevet i tidligere forskning (g, h) (eks Canaveras, m. fl., 2006). Slimet omringer kalsittkrystaller (h).

Sekvensanalysene resulterte i flere mikrobielle samfunn assosiert med månemelkprøve IMG-LP1. Prøven viste ingen tegn til kontaminering. Sekvensanalysen gav nesten 100% klassifisering på domenenivå, hvor 99,4 % var bakterier og 0,6 % var arkea. Videre var det omtrent 100% klassifisering på rekkenivå, 93,3 % klassenivå, 82, 8 % ordennivå, 74, 2 % familienivå, 48,3 % slektsnivå og bare 0,7 % på artsnivå. Tilstedeværelsen av forskjellige typer mikroorganisme fra domene til klassenivå for IMG-LP1 er vist i tabell 4 og en full oversikt over alle nivå er vist i vedlegg I. Uthevede rekker og klasser er eksempler på bakterier som påvirker utfellingen av kalsitt (Cacchio m. fl., 2004; Ruzsnyák m. fl., 2012; Maciejewska m. fl., 2015; García m. fl., 2016; Miller m. fl., 2018) (kap. 3.2.1.2).

Tabell 4 Taksonomisk klassifisering fra domene til klassenivå for IMG-LP1. Uthevede rekker og klasser er eksempler på bakterier som påvirker utfellingsprosessene til kalsitt.

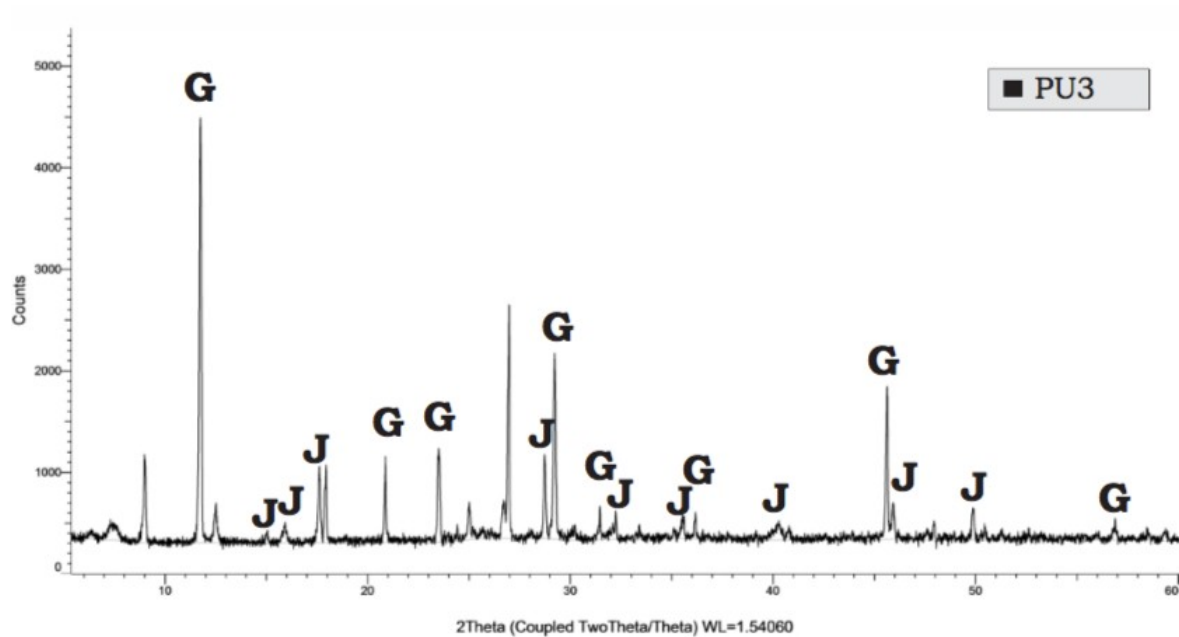
DOMAIN (100 %)	PHYLUM (93,3%)	CLASS (82 , 8 %)	
Archaea	Thaumarchaeota (Archaea)	South African Gold Mine Gp 1(SAGMCG-1)	
		Marine Group I (Group I.1a)	
	Euryarchaeota (Archea)	Halobacteria	
Bacteria	JL-ETNP-Z39		
	Candidate division GN04 (TA06)		
	Candidate division SPAM		
	Candidate division TM6		
	Candidate division WS3		
	Candidate division OP3	OP3 subdivision I (NPL-UPA2)	
	Candidate division NC10		
	Thermotogae	Thermotogae (class)	
	Candidate division OP9		
	Candidate division BRC1		
	Gemmatimonadetes	Gemmatimonadetes (class)	
	Chlorobi	Chlorobia	
	Spirochaetes	Spirochaetes (class)	
	Nitrospirae	4-29	
			Nitrospirales
	Verrucomicrobia		Spartobacteria
			Verrucomicrobiae
			Candidatus Methylophilum
			Opitutae
	Firmicutes		Clostridia
			Bacilli
	Actinobacteria		MB-A2-108
			Actinobacteria (class)
			Thermoleophilia
			Acidimicrobia
	Bacteroidetes		Sphingobacteria
			Flavobacteria
Cyanobacteria		Cyanobacteria (class)	
Chloroflexi		Thermomicrobia	
		Ktedonobacteria	

Bacteria	Chloroflexi	Chloroflexi Subdivision 8 - TK10
		Caldilineae
		Chloroflexi Subdivision 6
		Chloroflexi Subdivision 2
		Chloroflexi Subdivision 5 – SAR202 clade
		Chloroflexi Subdivision 10
	Planctomycetes	Pla3 lineage
		OM190
		vadinHA49
		Phycisphaerae
		Planctomycetacia
	Acidobacteria	RB25
		Acidobacteria (class)
		Holophagae
	Proteobacteria	TA18
		Epsilonproteobacteria
		JTB23
		Deltaproteobacteria
		Betaproteobacteria
		Alphaproteobacteria
Gammaproteobacteria		

5.2.2 Gips, CaSO₄

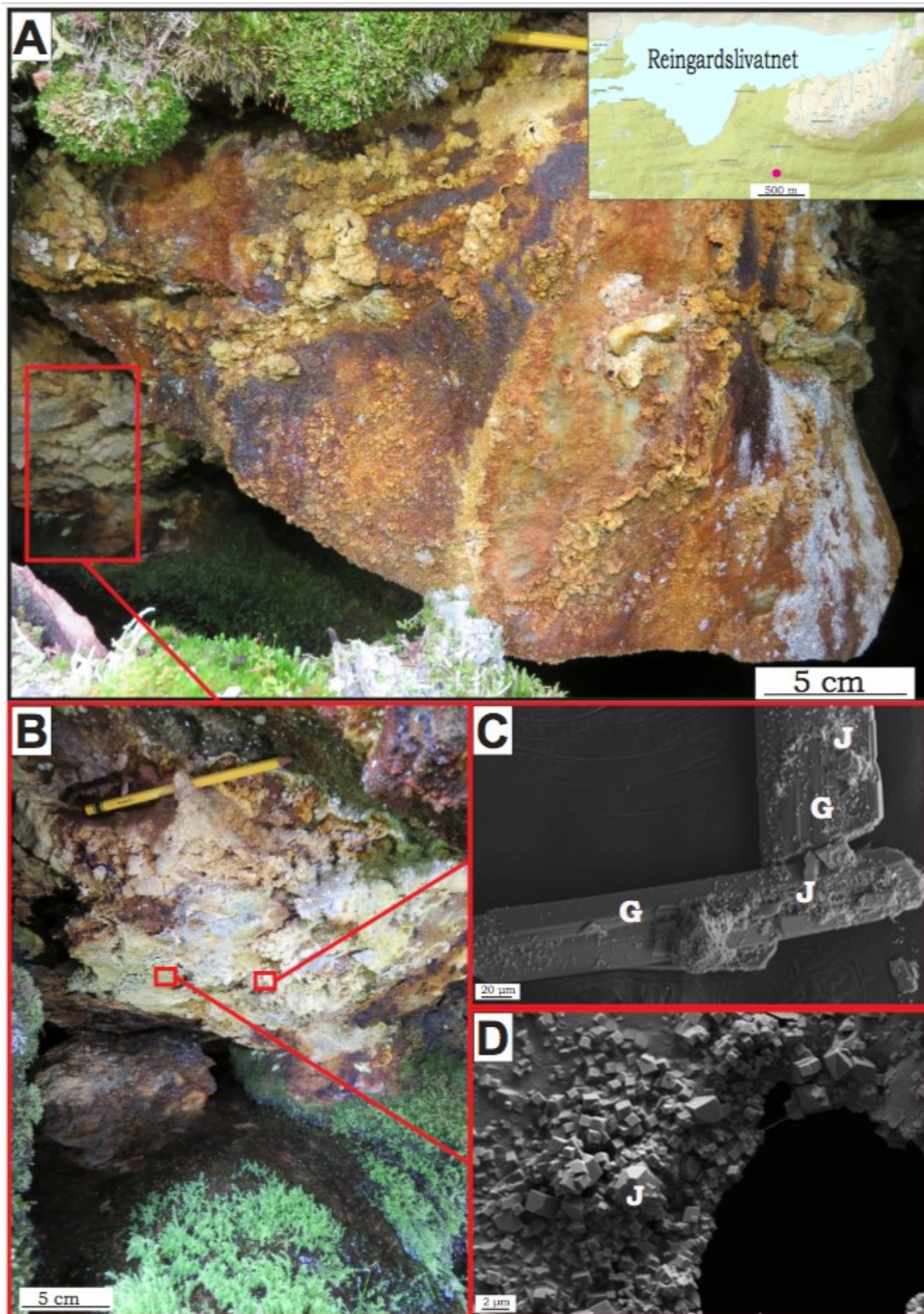
Gips er identifisert ved element analyse (EDS) i SEM, sitt XRD spekter og morfologiske form (fig. 58, vedlegg G, F). Det er dokumentert totalt fem prøver med gips fra rester av en gammel grotte på overflaten, samt Olavs- og Persgrotta (tabell 3, fig. 27, 26, 58, 59, 60 og vedlegg F). Gips forekommer som nålformede krystaller, ofte i kompakte krystallmasser, sammen med jarositt og natrojarositt.

I prøve PU3 og PU4 forekommer gips som hvite, nålformede krystaller (opptil 2cm lange) i sfærulittiske aggregater sammen med et gult seigt pulver (fig. 59 b). Gule sfærulittiske aggregater av gips dekker rester på bergoverflaten i noe som trolig tidligere har vært del av en tidligere grotte (fig. 59 a,b). Belegget dekker et område som er synlig på overflaten og dekket av mose i de øvre delene (fig. 59 a). XRD og element analyse (EDS) indikerer at prøvene består av gips, med et overskudd av oksygenatomer, og natrojarositt (fig. 58, vedlegg F). I SEM ser man den tabulære krystallformen (40 µm vide, 200 µm lange) til gips som enkelt skilles fra andre mineraler, f. eks jarositt, ved kvantitative undersøkelser av krystallformene tilstede (fig. 59 c, vedlegg H).



Figur 58 XRD spektrum av PU3. XRD spekteret indikerer tilstedeværelsen av gips (G) og natrojarositt (J).

Det er foreløpig ikke observert gips i SEM for prøve OG3, PG1 og PG3 fra Olavs- og Persgrotta. XRD-spekteret, derimot, kan tyde på tilstedeværelse av gips i jarosittprøvene, hvilket ikke er utenkelig da disse mineralene ofte forekommer sammen og i tillegg er dokumentert i både Larshullet og Lapphullet (fig. 60 og vedlegg F) (Kilhavn, 2017). Usikkerheten skyldes at gipstopper på XRD-grafen ligger i støyområdet (fig. 60 og vedlegg F).

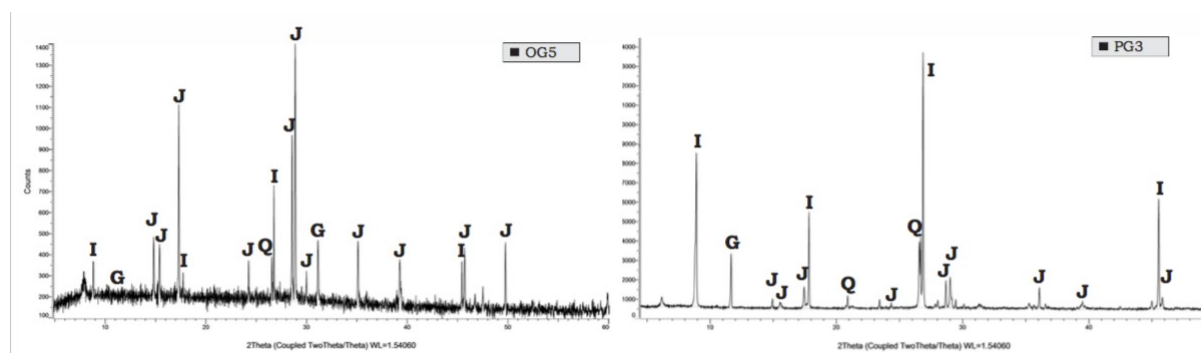


Figur 59 Oversiktsfigur over gips- og natrojarosittforekomster for PU3 og PU4. Kartet i øverste høyre hjørne (a) viser hvor PU3 og PU4 er hentet. Området består av gule til rødbrune og oransje belegg (a, b). Området prøvetatt ligger på undersiden og er dekket av et mer dominerende gult belegg bestående av blant annet sfærolittiske aggregater av gips og gul natrojarositt (b). Mikrografer, markert med rød boks, fra SEM viser de tabulære nålformede, 40 µm vide og 200 µm lange, gipskrystallene delvis dekket av natrojarosittkrystaller (c). Trigonal-pyramidal (kubisk) formede krystaller av natrojarositt samlet i et området, mørkt området er tomt og viser karbonteip som prøvene ligger på (d).

5.2.3 Jarositt ($\text{K, Na, H}_3\text{O}$) $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

Jarositt er identifisert ved element analyse (EDS) i SEM, sitt XRD spekter og morfologiske form (fig. 60, 61, vedlegg G og F). Element analyse (EDS) i SEM og XRD indikere tilstedeværelsen av tre forskjellige jarositttyper: natrojarositt, kaliumjarositt og hydroniumjarositt. Det er dokumentert totalt fem prøver med jarositt fra rester av en gammel grotte på overflaten, samt Olavs- og Persgrotta (tabell 3, fig. 27, 26, 58, 59, 60 og vedlegg F, G). Jarositt forekommer som gult belegg på kollapsblokker og –materiale på gulv i grottepassasjer. Jarositt er i tillegg observert sammen med sfærulittiske aggregater av gips på overflaten (fig. 59, 61 og vedlegg H). I SEM har jarositt en trigonal-pyramidal (kubisk) krystallform og forekommer ofte i kompakte krystallmasser sammen med fibrose krystaller, illitt eller muskovitt, eller nålformede krystaller av gips.

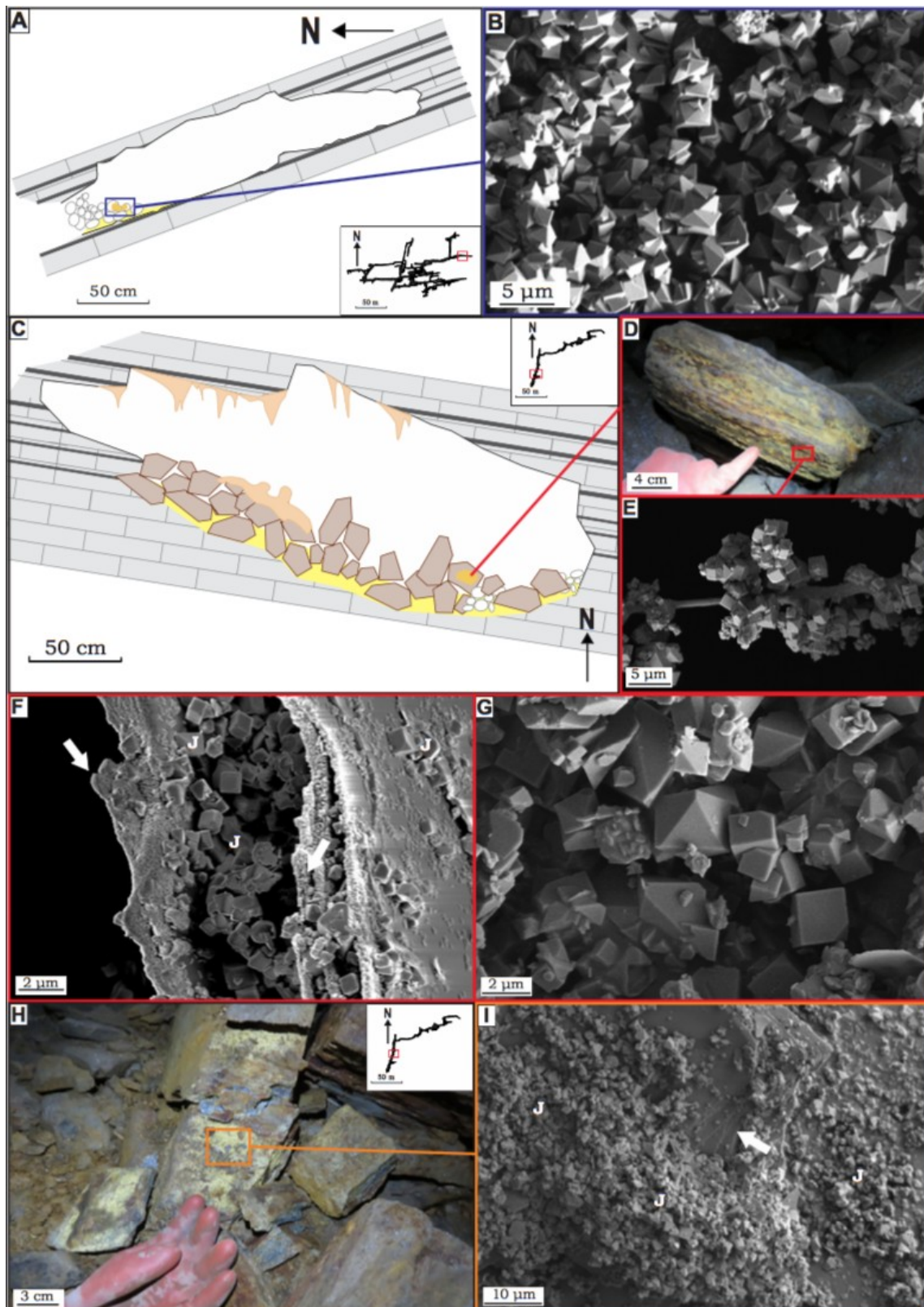
I OG5, PG1 og PG3 forekommer jarositt som gult belegg på kollapsblokker og – materialet på gulvet i Olavs- og Persgrotta. OG5 forekommer i en passasje øst for *Horngangen* i Olavsgrotta (fig. 61, 45). Jarosittprøvene fra Persgrotta, PG1 og PG3, forekommer ved *De 30 første metrene* i området før *Krystallålet* (fig. 47, 61, 27, 26). XRD og element analyse (EDS) indikerer at prøvene består av kaliumjarositt eller hydroniumjarositt, ettersom jarositten inneholder både kalium og noen ganger et overskudd av oksygenatomer (fig. 60 og vedlegg F). I tillegg viser XRD innhold av illitt/muskovitt, samt svake topper av gips og kvart (fig. 60). I element analyser (EDS) og observasjoner i SEM forekommer jarositt flere ganger sammen med illitt/muskovitt (Fig 61 f, vedlegg G og H).



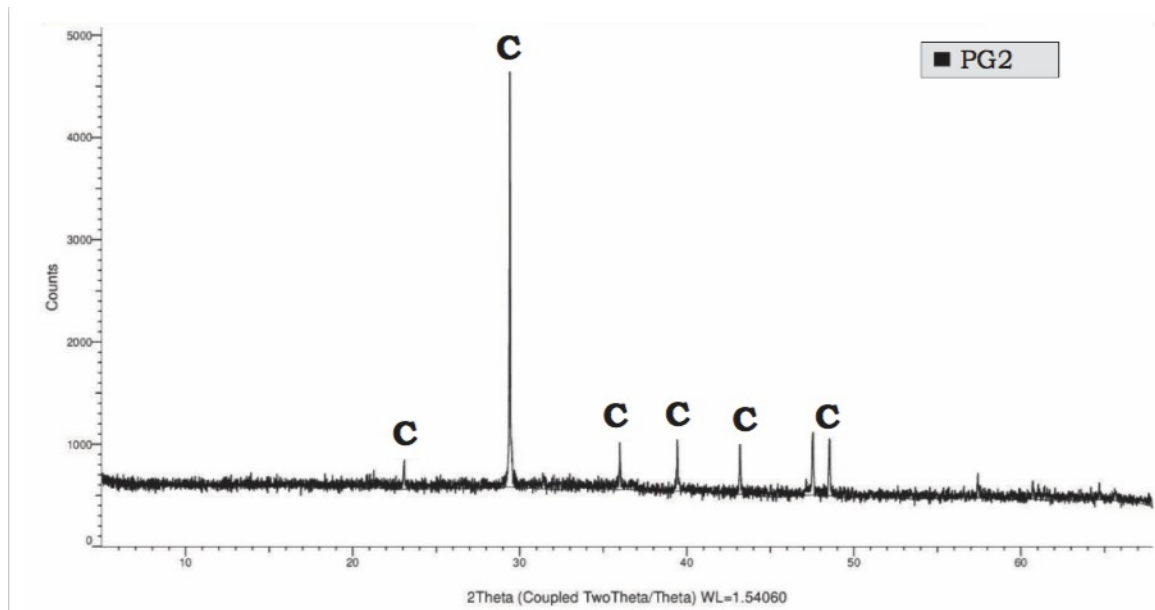
Figur 60 XRD spektrum av OG5. XRD spekteret indikerer tilstedeværelsen av jarositt og hydroniumjarositt (J) og trolig muskovitt/hydromuskovitt/illitt (I), samt noe kvarts (Q).

I SEM og element analyse (EDS) er det til nå ikke observert gips eller kvarts i OG5, PG1 og PG3, men ettersom gips og jarositt tidligere dokumentert sammen i Larshullet, er dette ikke utenkelig å finne (se avsnitt/kapittel 5.2.2). I SEM observeres jarositt med en trigonal-pyramidal-kubisk (1- 5 μm vide) krystallform som forekommer i kompakte krystallmasser (fig. 61 b,e,f,g,i, vedlegg H).

I PU3 og PU4 jarositt PU3 og PU4 forekommer jarositt som en seigt, gult belegg på hvite, sfærelittiske aggregater av gips (fig. 59 b). Det gule belegget dekker rester på bergoverflaten i noe som trolig tidligere har vært del av en tidligere grotte (fig. 59 a,b). Belegget dekker et område som er synlig på overflaten og dekket av mose i de øvre delene (fig. 59 a). XRD og element analyse (EDS) indikerer at prøvene består av natrojarositt med et overskudd av sulfationer (fig. 58, vedlegg F, H). XRD og SEM viser også tilstedeværelsen av gips, hvor jarositt ser ut til å vokse på utsiden av gipskrystallene (fig. 59 c,d, vedlegg F, H). Jarositt, har som nevnt, tidligere blitt observert i Larshullet, sammen med gips, men da i form av kaliumjarositt/hydroniumjarositt (Kilhavn, 2017). I SEM har natrojarositt i PU3 og PU4 lik krystallform for kaliumjarositt/hydroniumjarositt i OG5, PG1 og PG3 (fig. 59 c,d).



Figur 61 Oversiktsfigur for jarosittforekomster i Olavs-og Persgrotta. Kartet i nederste høyre hjørne viser hvor i Olavsgrotta OG5 er hentet (a). Tverrsnittet viser den omtrentlige utbredelsen til jarositt liggende på blokker og rullesteiner på gulvet (a). Mikrografi fra OG5, omringet med blå boks, viser den kubiske krystallformen til jarosittkrystallene (b). Kart i øverste høyre hjørne viser hvor i Persgrotta PG1 er hentet (c). Tverrsnitt og foto, markert med rød boks, viser den omtrentlige utbredelsen til jarosittforekomsten liggende på blokker i gulvet av passasjen (c, d). Foto viser omtrentlig hvor PG1 er prøvetatt, markert med rød boks (d). Mikrografier, omringet med rød boks, viser jarosittkrystaller fra PG1 (e, f, g). Kart i øverste høyre hjørne viser hvor i Persgrotta PG3 er hentet (h). Mikrografi, omringet med oransje boks, viser jarosittkrystaller fra PG3. Jarosittkrystallene varierer i størrelse mellom 1- 5 μm bredde og forekommer oftest alene, men også sammen med flakaktige mineraler, trolig illitt/muskovitt, markert med hvit pil (e, g, f, i). J = Natrojarositt/hydroniumjarositt



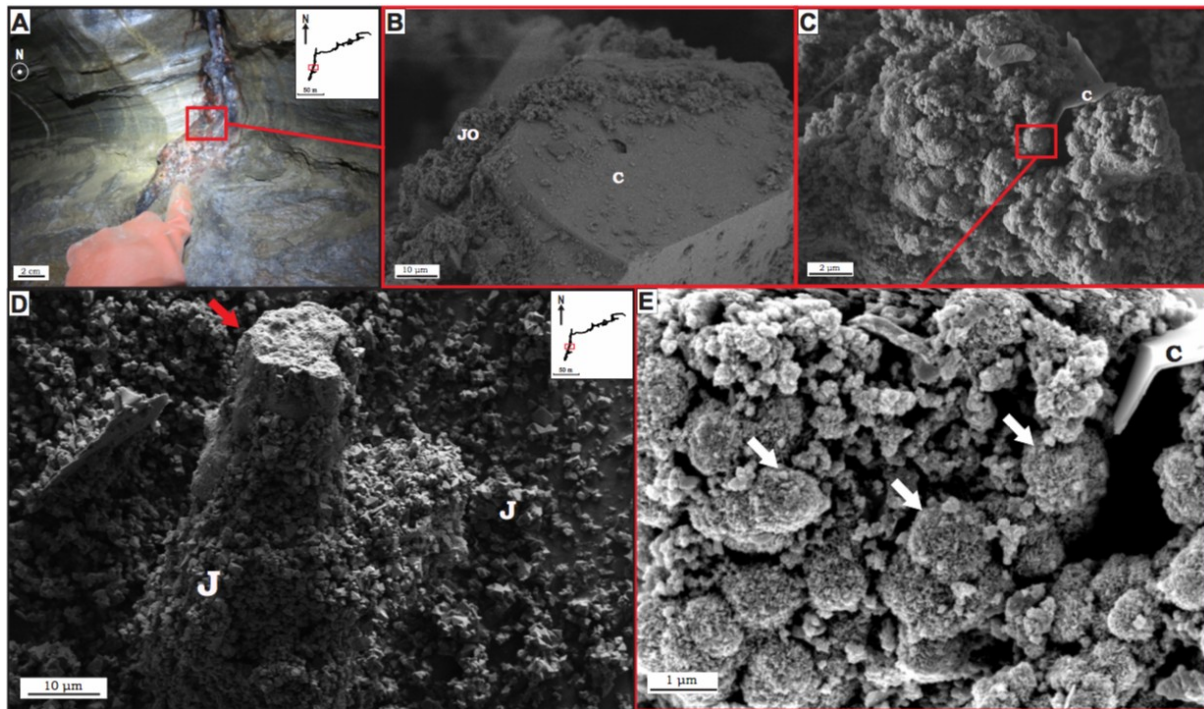
Figur 62 XRD av PG2. Grafen indikerer tilstedeværelse av kalsitt i prøven hvor jernoksidet er amorph og vil derfor ikke gi reflekser på XRD.

5.2.4 Jernoksid, $\text{Fe}_x\text{O}_y + n\text{H}_2\text{O}$

Jernoksid er identifisert ved kjemiske analyser i SEM, og morfologisk form (fig. 62, 63, 64, vedlegg H og G). Jernoksider kan ofte være amorf i XRD og er derfor vanskelige å identifisere ved bruk av XRD (fig. 62). Jernoksid er dokumentert i totalt tre prøver fra Kollapsen (delvis kollapset grotte 180 m sør-sør-øst for Persgrotta) og Persgrotta (tabell 3, fig. 26, 27, 63, 64, vedlegg G). Jernoksid forekommer som belegg på stalaktitter og langs sprekker i taket og ser ut til å trolig stamme fra sigevann anriket med jern (fig. 63 og 64 a,b). Det er i tillegg observert noe som ligner på en mikrobiell struktur i en av prøvene.

I PG2 forekommer jernoksider som et rødt belegg på en stalaktitt i taket i enden av *De 30 første metrene* innover i Persgrotta i området før *Krystallålet* (fig. 47 og 63a). Element analyse (EDS) gir oksygen-jernforhold 1:2, og i noen tilfeller høyere 1:3, og det er derfor vanskelig å si hvilken type jernoksid det er i prøven (Vedlegg G). I SEM består jernoksid belegget av sammenhengende klumper av jernoksidnoduler (omtrent 2 μm diameter) lignende jernoksidnoduler beskrevet i tidligere forskning (fig. 63 c,e)(eks. Melton m. f., 2014).

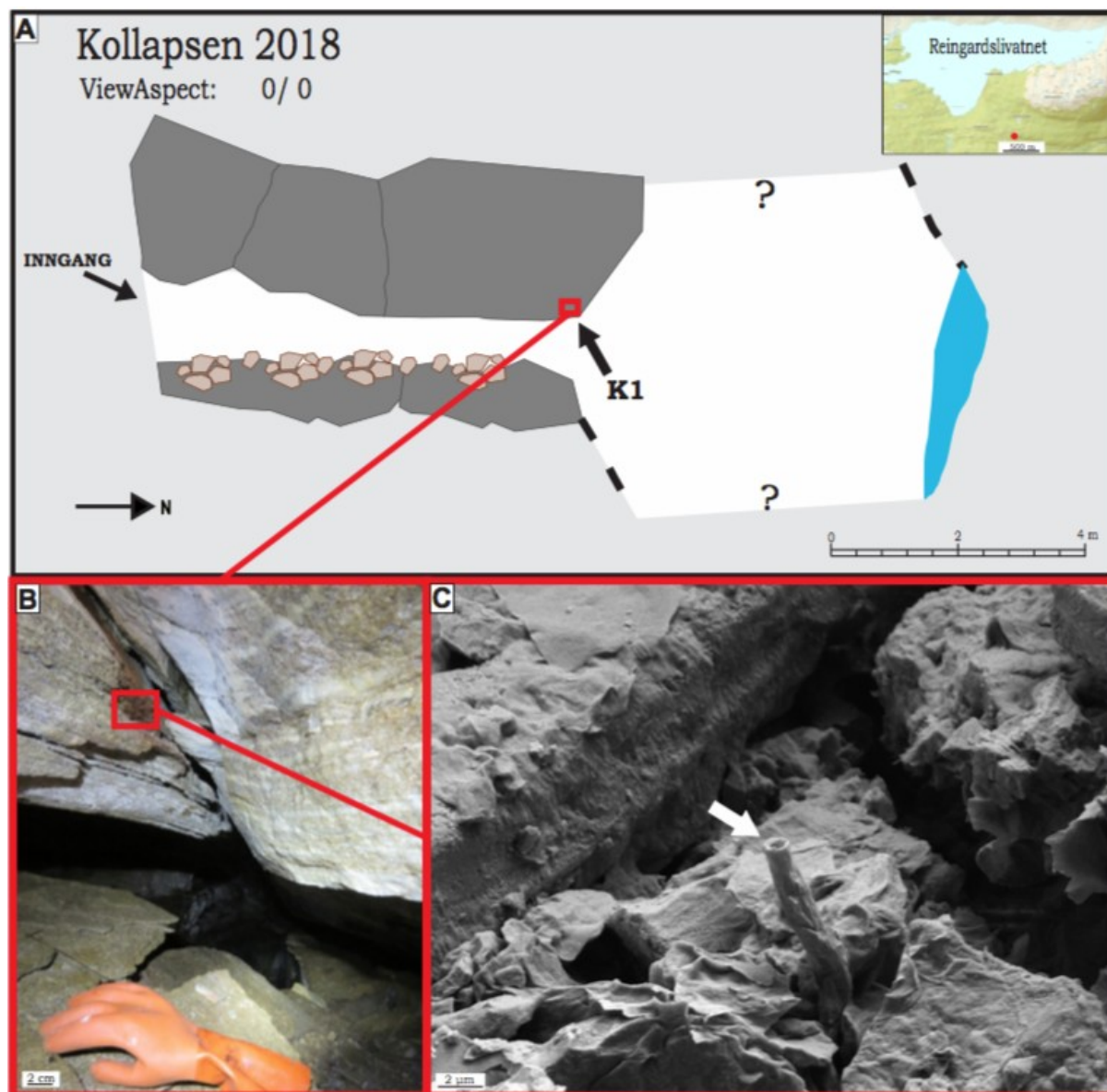
I PG3, fra Persgrotta, er ikke jernoksid makroskopisk synlig, men er påvist i element analyse (EDS) i SEM (fig. 63 d, vedlegg G).



Figur 63 Oversiktsfigur for jernoksidforekomster i Persgrotta. Kartet i øverste høyre hjørne (a) viser hvor i Olavsgrotta PG2 og PG3 er hentet (a, d). PG2 forekommer som et rødt belegg på en stalaktitt i taket (a). Mikrografier, omringet av rød boks, viser hvordan jernoksidet ser ut i SEM (b, c, e). Jernoksidet ligger som et belegg på romboeder krystaller av kalsitt (d). Belegget består av sammenhengende klumper med jernoksidnoduler, markert med hvite piler (c, d). Jernoksidnodulene har en diameter på omtrent 2 μm og ligner jernoksidnoduler fra tidligere forskning beskrevet av blant annet Melton m. fl. (2014). JO = Jernoksid, C= kalsitt, J=Jarositt. PG3 består av jarosittkrystaller liggende på en semisirkulær, 15 μm diameter, og omtrent 30 μm lang "stilk" av jernoksid, markert med rød pil (d).

Elementanalysen gir et oksygen-jernforhold på 2:1, og indikerer at det er noe aluminium og silisium tilstede, men mengden er så små at det ikke vil kunne indikere om jernatomet er toverdige eller treverdige. PG3 består hovedsakelig av jarosittkrystaller, hvor det et sted i prøven er observert liggende på en semisirkulær "stilk" av jernoksid (15 μm i diameter, 30 μm lang) (fig. 63d).

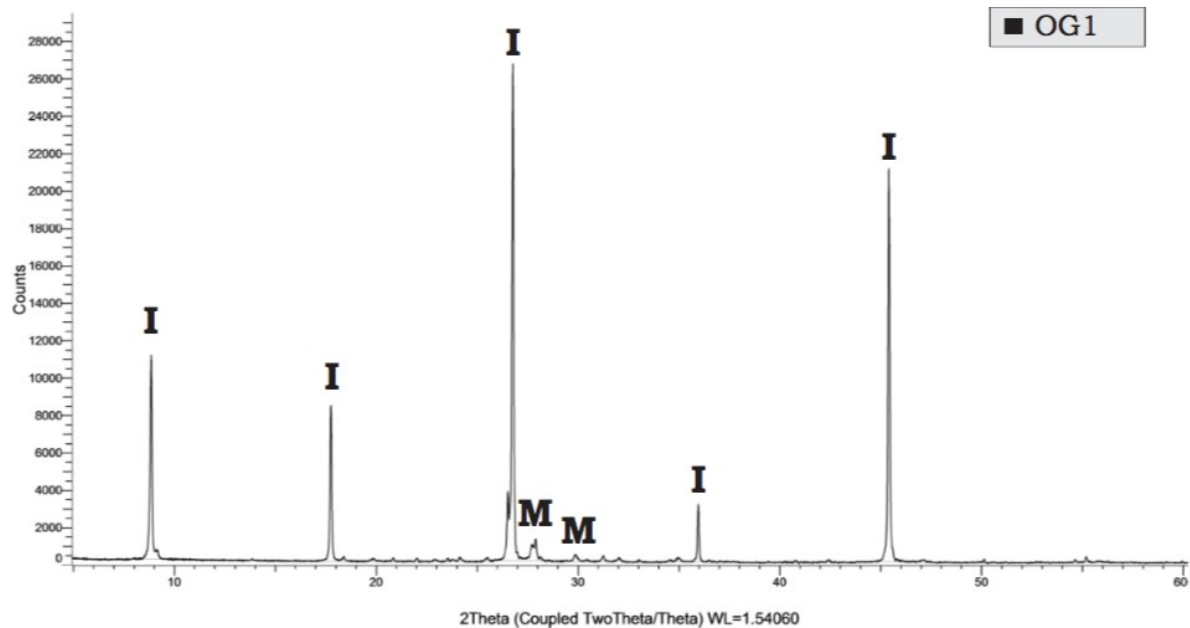
I K1 forekommer jernoksid som et rødt belegg i en sprekk (fig. 64 b). Element analyse (EDS) gir oksygen-jernforhold på 2:1. I tillegg er det ubetydelig liten mengde med silisium, aluminium og kalsium tilstede (Vedlegg G). Mikrografi av K1 viser også en hul stilk (1 μm diameter, 6 μm lang) lignende tidligere jernoksidkjeder beskrevet av blant annet Chan m. fl. (2011, 2016) (fig. 64c). Element analyse (EDS) av stilken var ikke mulig i SEM. Dette fordi området for analyse på skjermen ikke stod stille, og man dermed ikke treffer det ønskede området.



Figur 64 Oversiktsfigur for rødt belegg, K1, hentet fra Kollapsen. Kart i øverste høyre hjørne, samt grottekart for kollapsen, viser hvor K1 er hentet (a). Foto, markert med rød boks, viser hvordan det røde belegget ligger langs en sprekk i taket, samt hvor det er prøvetatt (b). Mikrografi av K1 viser en 1 μm diameter og 6 μm lang hul stilk, markert med hvit pil, som morfologisk sett ligner på skjeder beskrevet av blant annet Chan m. fl. (2011, 2016) (c). Se figur 34 for tegnforklaring til (a).

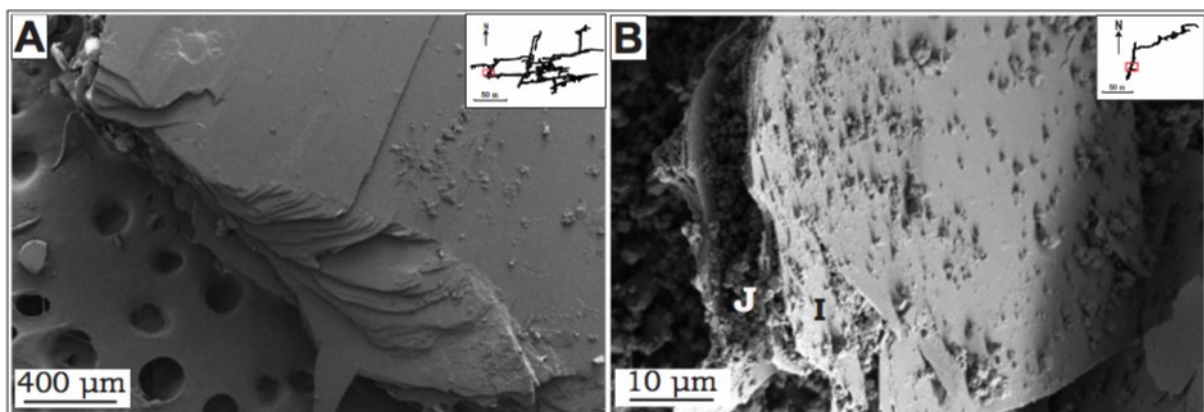
5.2.5 Muskovitt/hydromuskovitt/illitt $(\text{K},\text{H}_3\text{O})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}((\text{OH})_2, \text{H}_2\text{O})$

Muskovitt, hydromuskovitt og illitt er identifisert ved XRD, element analyse (EDS) og morfologi i SEM, men de er alle vanskelige å skille fra hverandre (fig. 65, 66, 61f, 60, 53, vedlegg G, F, H). Muskovitt/hydromuskovitt/illitt er dokumentert i totalt seks prøver (tabell 3). XRD og element analyse (EDS) indikerer tilstedeværelsen av muskovitt, hydromuskovitt og/eller illitt (fig. 65). I SEM har mineralet en fibrøs/fibrig krystallform og forekommer alene, men også sammen med kalsittkrystaller eller jarositt.



Figur 65 XRD av OG1. Grafen indikerer tilstedeværelse av muskovitt eller illitt(I) i prøven. Grafen viser også hvor vanskelig det er å skille mellom illitt og muskovitt. I = Illitt eller Muskovitt, M= Muskovitt.

I OG1 er mineralet makroskopisk synlig og har gjennomsiktig farge, med en fibrig krystallform. Det forekommer på østsiden av nederste del av passasjen i *Nøkkelskillet*, i Olavsgrotta, og ligger ved skifer og marmorlag sammen med sand og leirholdige sedimenter. I PG1, PG3, OG2, OG4 og OG5 er det fibrige mineralet bare observert i SEM og forekommer da sammen med kalsitt- eller jarosittkrystaller (kap. 5.2.1 og 5.2.3). I SEM observeres samme fibrige krystallform som observeres i makroskopisk beskrivelse av OG1 (fig. 66 og vedlegg H). XRD og element analyse (EDS) indikere tilstedeværelse av muskovitt, hydromuskovitt og illitt, i tillegg gir element analysen overskudd av oksygenatomer (fig. 65, 60, 53 og vedlegg G).



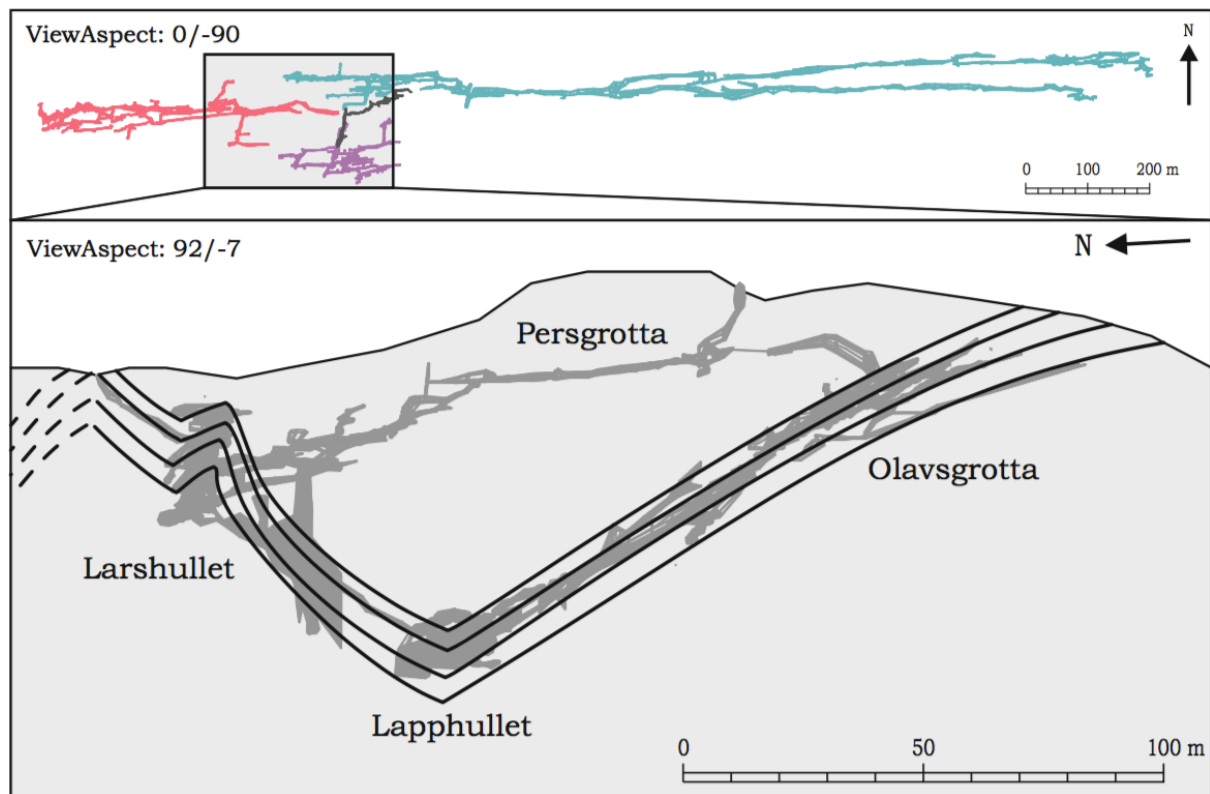
Figur 66 Mikrografer av Muskovitt/illitt funnet i Olavs og Persgrotta. Flakete Muskovitt/illitt krystall (I) alene i Olavsgrotta, OG1, (a) og sammen med jarositt (J), PG1, i Persgrotta (b).

6. DISKUSJON

Resultatene viser tilstedeværelse av forskjellige typer mineraler og biosignaturer dannet da hulen var tørrlagt, og finkornige sedimenter avsatt tidligere da hulen var fylt med vann. Avsetningene (mineraler, biosignaturer og finkornige sedimenter) påvirkes av grottens morfologi og beliggenhet (litologi, sprekketetthet, geometri). I det følgende blir resultatene fra Olavsgrotta og Persgrotta gjennomgått og diskutert, i hovedsak mineraldannende prosesser og finkornede sedimenter. Først gis det en generell beskrivelse av grottesystemet basert på innsamlede resultater fra denne oppgaven, Heggstad (2017) og tidligere masteroppgaver (Stadheim, 2016; Øyehaug, 2016; Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017). Videre diskuteres dannelsesprosessene for mineralavsetninger fra Olavsgrotta, Persgrotta og til dels Lapphullet, samt mineralforekomstene funnet i Kollapsen og rester av en gammel grotte på overflaten. I tillegg skal også funn av biosignaturer diskuteres og relateres til mineralutfellingene. Til slutt diskuteres og relateres mineralavsetningene til de finkornede sedimentene, samt det eksterne miljøet. På bakgrunn av resultatene fra denne masteren og tidligere masteroppgaver, vil det til slutt bli foreslått et hendelsesforløp for grottene, mineralavsetningene og de finkornede avsetningene i Reingardslisystemet.

6.1 GENERELL BESKRIVELSE AV REINGARDSLISYSTEMET

Ut fra målinger på overflaten og inne i grotten bekrefter Heggstad (2018) sine data at Olavsgrotta ligger i den ene sjenkelen til en synklinal med en påfølgende antyklinal slik Øyehaug (2016) også foreslår (fig. 67). Larshullet befinner seg i en antyklinal parasittfold i den ene sjenkelen og Persgrotta følger et lineament som traverserer synklinalen (Heggstad, 2018). Lapphullet er utviklet i bunnen av synklinalen og hele systemet ses på som et samlet system med hydrologiske koblinger og en kartlagt kontakt mellom *Høygangen* og *Storhallen* (Øyehaug, 2017; Heggstad, 2018). Olavsgrotta kategoriseres som en labyrintgrotte og Persgrotta kategoriseres som en to-delt lineær grotte (kap.3.1.5, 5.1)(Lauritzen, 2001).



Figur 67 Reingarslisystemets grotter og deres beliggenhet i en synklinal med påfølgende antyklinal. Olavsgrotta begynner seg i den ene sjenkelen, Lapphullet i den påfølgende synklinalen, mens Larshullet er utviklet i en anyklinal parasittfold i den ene sjenkelen. Persgrotta følger et N-S orientert lineament som traverserer hele synklinalen. Grottene er rotert slik at synklinalen og parasittfolden kommer best mulig frem. Den påfølgende antyklinalen er kun indikert med stiplede linjer da foldeakseplanets posisjon ikke er kjent. Modifisert etter Heggstad (2017).

6.1.1 Litologi

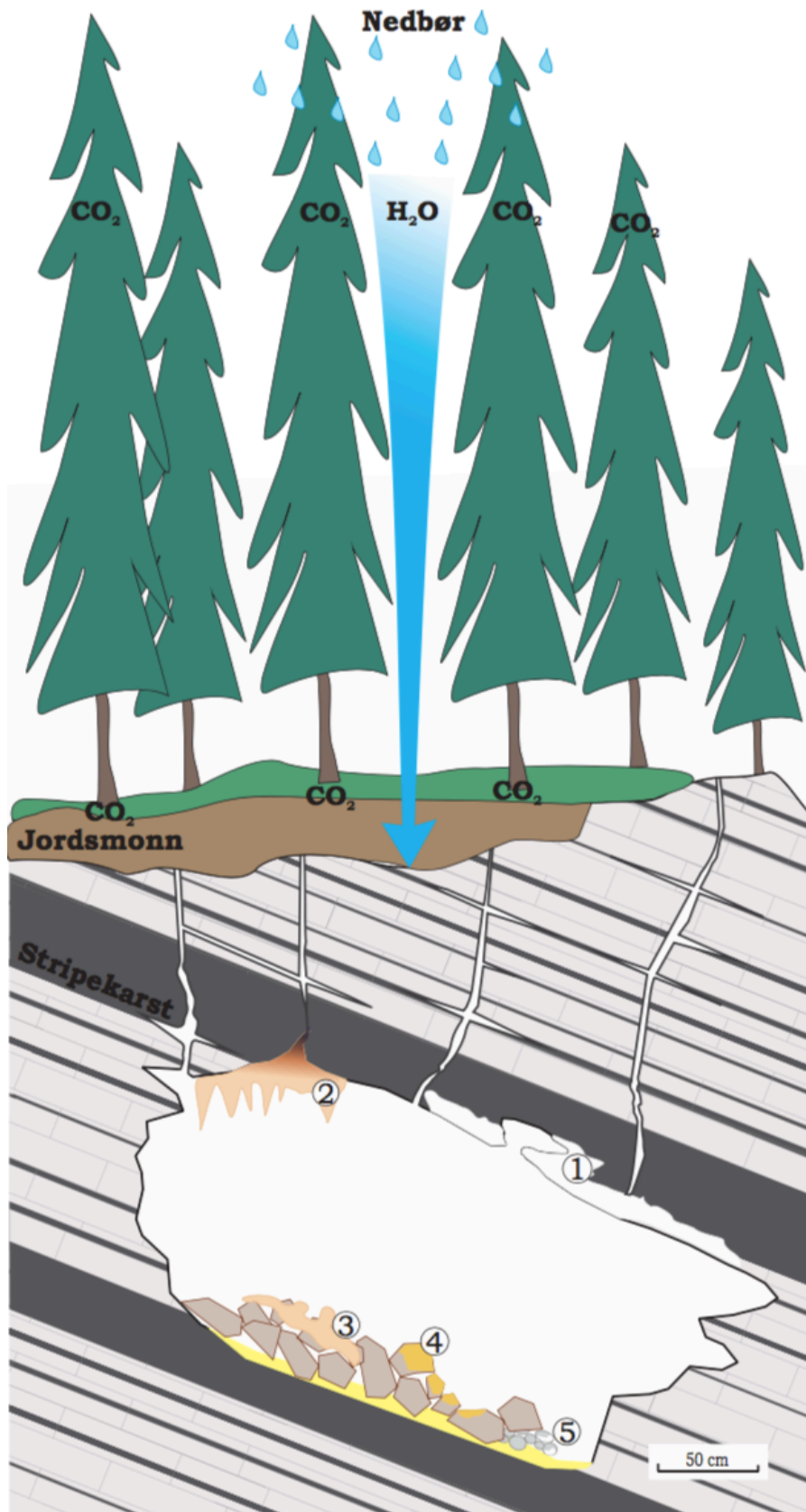
Grottene befinner seg på forskjellige steder i stratigrafien og er utviklet i varierende litologi. Dette kan være avgjørende for de mineraldannende prosessene ettersom disse påvirkes av berggrunnsgeologien (kap. 2.1, 3.2). Olavsgrotta er utviklet i ren foliert kalsittmarmor mellom to glimmerskiferlag, mens Persgrotta traverserer stratigrafien og skjærer flere lag av foliert og massiv kalsittmarmor og glimmerskifer (Heggstad, 2018). Larshullet og Lapphullet, derimot, ligger ikke mellom to glimmerskiferlag og traverserer heller ikke stratigrafien (Heggstad, 2018). Larshullet er utviklet i foliert kalsittmarmor og grottens utstrekning er begrenset av dolomitmarmor, parasittfolden og den større foldestrukturen. Lapphullet er utviklet i foliert kalsittmarmor og plasseringen styrt av foldeakseplanet til synklinalen (Øyehaug, 2016; Heggstad, 2018).

6.1.2 Sprekkesetetthet

I tillegg til litologi, er også sprekketettheten en avgjørende faktor for de mineraldannende prosessene. Sprekketetthet avgjør hvor mye vann som perkolerer ned i systemet. Dette kan igjen kan ha en påvirkning på mineraldannende prosesser og perkolasjon av finkornede sedimenter. Sprekketettheten i Olavsgrotta øker i øst (Kap 5.1.1). Øyehaug (2016) observerte at sprekker gjerne oppstår i svermer for både Larshullet og Lapphullet. Mineralufellingene kan dermed muligens være hyppigere her. Persgrotta ligger nært overflaten og er, som nevnt, utviklet langs et lineament. Vann kan dermed perolere ned langs lineamentet og sprekker fra overflaten.

6.1.3 Grottegeometri

Passasjenes morfologi, trender og beliggenhet kan også ha en innvirkning på mineraldannende prosesser og finkornede sedimenter. Størrelsene på passasjene og utluftingsprosesser spiller en rolle for grottemineraliseringen. Utluftingsprosesser påvirker for eksempel P_{CO_2} i luften. Konsentrasjonen av CO_2 er høyere i sprekker enn i store, åpne passasjer (kap. 3.2.1)(Ek og Gewalt, 1986, Grindheim, 2018). Dette er mest sannsynlig grunnet diffusjonsprosesser fra overliggende jordsmonn. CO_2 i luften øker også generelt jo lenger inn i grotta man kommer (kap. 3.2.1) (Ek og Gewalt, 1985). Dersom passasjene er store og det er trekk og utluftingsprosesser slik det for eksempel sannsynligvis er i områdene ved *Storkirka* i Larshullet (Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017), vil luftfuktigheten være for lav til at enkelte mineraler felles ut. Det er ikke utført noen detaljerte studier med tanke på utluftingsprosesser og dette er bare antagelser, og man kan dermed ikke si dette med stor sikkerhet. Størrelsen på passasjene spiller også en rolle for avsetning av sedimenter. I små passasjer kan det lettere oppstå sedimentplugger som igjen kan føre til en oppdemning og endringer i avsetningsmiljø. *Labyrinten* i Olavsgrotta består av små og smale passasjer og sedimentplugger er mer sannsynlige her. Passasjene er derimot større i vest av grotten ved for eksempel *T- krysset* slik at sedimentplugger er mindre sannsynlig her.



Figur 68 Skissert grottepassasje med ulike mineralforekomster. 1) Månemelk i tak, 2) stalaktitt i taket med brunrød skorpe av jernoksid 3) Stalagmitt på gulvet, 4) Gul jarositt på blokker, 5) Månemelk på rullesteiner. Berggrunnen består av marmorlag og glimmerskiferlag (stripekarst). Vann fra overflaten perkolerer gjennom jordsmonnet og sprekker i berggrunnen, og videre inn til grotten hvor det blant annet felles ut som stalaktitter i taket og stalagmitter på gulvet. Vannet fra overflaten er rikt på ioner som er med på å påvirke mineraldannelsen inne i grotten.

6.2 MINERALFOREKOMSTER OG BIOSIGNATURER

I Lapphullet, Olavsgrotta og Persgrotta, samt noen steder utenfor grottesystemet, er det identifisert et mangfold av mineraler i tillegg til enkelte biosignaturer. Grottemineralisering kan være styrt av abiotiske og/eller biotiske prosesser. Mineraldannelsen skyldes blant annet den kjemiske sammensetningen til vannet og de geologiske formasjonene vannet er i kontakt med før det entrer grotten. Luftfuktighet, temperatur, partielltrykket til CO₂ og mikroorganismer kan alle påvirke mineralutfellingen. Løseligheten til de ulike mineralkomponentene er kontrollert av Eh og pH (Onac og Forti, 2011, kapittel 3.2.1). I dette kapitlet skal det forsøkes å bestemme hvordan de ulike forekomstene har blitt dannet (kapittel 3.21, tabell 3). Grottemineraler kan være dannet ved: 1) oppløsnings- og fellingsreaksjoner; 2) syre- base reaksjoner; 3) faseoverganger/omkrystalliseringer; 4) hydratisering/dehydratisering; 5) redoksreaksjoner; 6) mikrobiell innflytelser (Kapittel 3.2.1) (Hill og Forti, 1997; White, 1997; Onac og Forti, 2011; Lauritzen, 2016b). En skjematisk figur over alle mineralforekomstene samlet og deres utbredelse inne i en grotten er vist i figur 68.

6.2.1 Kalsitt

Sekundær kalsitt er det kalsittmineralet som er funnet i Lapphullet, Olavsgrotta og Persgrotta. Overmettet karbonatvann som entrer en grotte kan felle ut sekundær kalsitt ved: a) trykk og/eller temperaturendringer; b) som følge av fellesioneffekten; c) fordamping, eller d) diffusjon (kap. 3.2.1) (Hill og Forti, 1997). I det følgende skal de forskjellige utfellingsmekanismene relateres til kalsittutfellingene funnet i Olavsgrotta, Persgrotta og Lapphullet. Videre skal dannelsen til de ulike kalsittmorfologiene diskuteres for så å relateres til de mest plausible utfellingsmekanismene i Reingardslisystemet.

Endringer i trykk og/eller temperatur er mer vanlig for hydrotermale grotter, og ettersom grottene i Reingardslia ikke er del av et hydrotermalt miljø er denne forklaringen lite sannsynlig. I tillegg vil grad av overmetning (lav og konstant) for hydrotermale systemer føre til dannelsen av store kalsittkrystaller (Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2016b), hvilket man ikke finner i Lapphullet, Olavs- og Persgrotta (kap. 5.2.1).

Utfelling som følge av fellesioneffekten er typisk for gipsgrotter eller grotter med massive gipsavsetninger. Kalsittrikt vann vil da løse opp gips og dermed raskt oppnå metning på CaCO_3 og derved utfelle kalsitt. Dette vil ikke være tilfelle for grottene ved Reingardslisystemet ettersom de er utviklet i soner med marmor og glimmerskifer og ikke soner med massive gipsavsetninger.

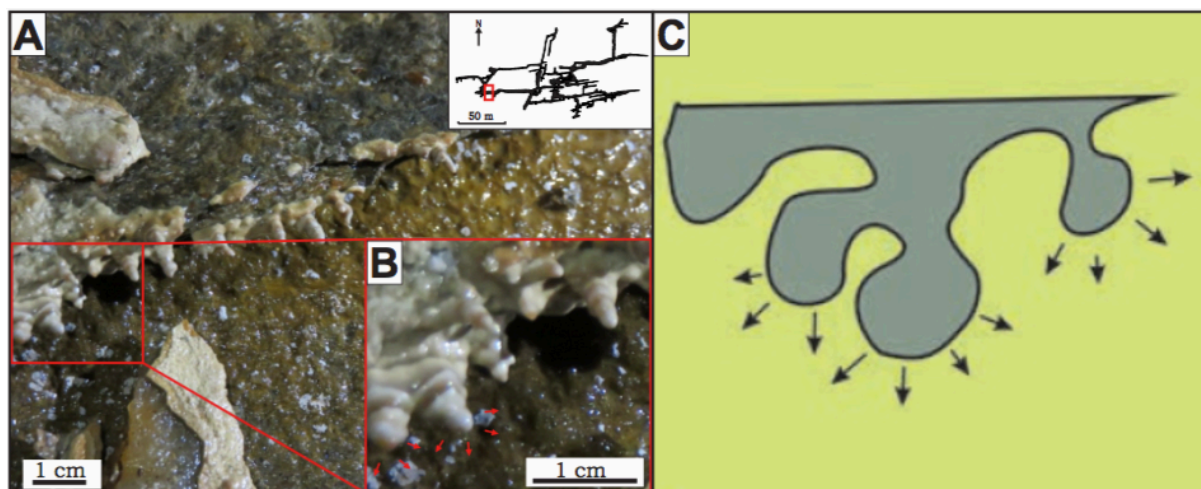
Utfelling ved fordamping av kalsittmettet grunnvann er en vanlig prosess dersom fuktigheten i grotten ikke er spesielt høy. I kalde alpine grotter kan fordamping være høy i områder hvor luftfuktigheten er under 100 % (Hill og Forti, 1997). Både Olavsgrotta og Persgrotta har en viss gjennomlufting og luftfuktigheten kan dermed synke under 100 % enkelte steder. Kalsitt utfelt ved fordamping gir ofte porøse kalsittmorfologier hvilket ikke er observert i hverken Olavsgrotta eller Persgrotta (fig. 17 e). Mekanismen kan allikevel ikke utelukkes ettersom den porøse formen ikke alltid forekommer.

En siste forklaring for *utfelling av kalsitt er ved diffusjon*. Diffusjon er den mest dominerende utfellingsmekanismen for kalsitt (Hill og Forti, 1997). Karbondioksidinnholdet i en godt ventilert grotte vil ofte være 10 ganger høyere enn den ytre atmosfæren og omtrent 25 til 250 ganger lavere enn karbondioksidinnholdet i grunnvannet før det entrer grotten. Således vil grunnvannet som kommer inn i en hule miste karbondioksid til grotteluften frem til likevekt oppnås. Karbondioksidinnholdet i Olavsgrotta og Persgrotta kan sammenlignes med målinger fra Grønnligrotta hvor P_{CO_2} om vinteren og sommeren ligger på rundt 500 ppm og øker til 1000 ppm om høsten, hvilket er høyere enn den ytre atmosfæren (Kapittel 2.3). Utfelling ved diffusjon og fordamping er begge mulige dannelsesmekanismer for kalsittmineralene i både Olavsgrotta og Persgrotta. Det er vanskelig å skille disse to mekanismene fra hverandre. Det er også en mulighet at utfellingen kan være et resultat av begge mekanismene. Disse forklaringene kan være gjeldende for kalsittkrystallene i krystalldammen, PG2, og botryoidene, OG3, som videre skal diskuteres i mer detalj.

6.2.1.1 Botryoider

Formen på kalsittforekomstene i Olavsgrotta og Persgrotta varierer. Botryoider dannes i forbindelse med tynn vannfilm, for eksempel på irregulære flater på en vegg eller andre typer overflater (Dawkins, 1874; Hill og Forti, 1997). Både utfelling ved fordamping, c, og

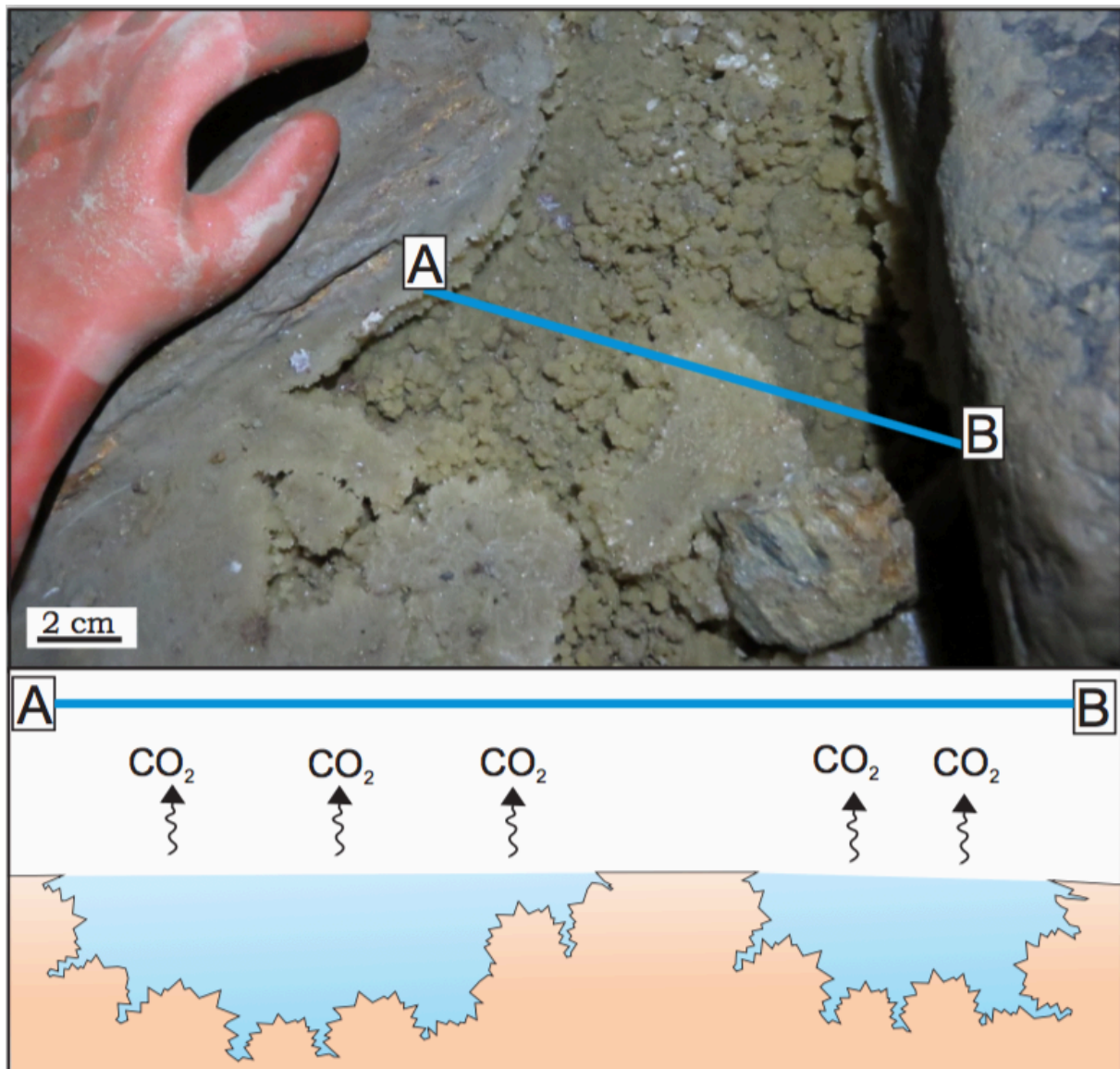
diffusjon, d, er mulige mekanismer ved botryoidedannelse fra en tynn vannfilm. Det er, som nevnt, vanskelig å tolke hvilke utfellingsmekanismer som er dominerende da begge er mulige.



Figur 69 Diffusjons- og/ eller fordampingsprosesser som mest sannsynlig foregår raskest fra de konvekse områdene. Botryoideavsetning i Olavsgrotta, (a), der man ved nærmere innblikk, (b), ser den konvekse formen på sidene og en tydelig lagdelt struktur. Røde piler markerer mulig vekstretningen på de konvekse flatene, (b). Kart oppe i høyre hjørne viser hvor forekomsten befinner seg, markert med rød boks (a). Skjematisk modell (c) baserer seg på konvekse former og er hentet fra Lauritzen (2016b).

Utfelling ved fordamping har vist seg som dominerende for botryoideavsetninger i Carlsbad Cavern. For å kunne bestemme dette trengs det karbon-oksygen-isotopanalyser av OG3 (Hill, 1987; Hill og Forti, 1997), hvilket ikke har blitt utført, og det er dermed vanskelig å si noe sikkert.

Flere hydrologiske mekanismer gir opphav til botryoidedannelse i vannfilm: 1) sigevann gjennom berggrunnen og gjennom botryoidens krystallstruktur; 2) tynn rennende vannfilm på irregulære flater; 3) vannsprut fra dryppvann; 4) kapillær vannfilm som trekkes oppover fra dammer; 5) kondensasjonsvann og 6) aerosoler. For prøve OG3 vil alle de hydrologiske mekanismene være mulige kilder til tynn vannfilm. Diffusjon og/eller fordampingsprosessene på botryoidene, OG3, vil mest sannsynlig foregå lettest fra konvekse punkter. De konvekse punktene vil dermed få mer pålagring og mest sannsynlig er det slik den konvekse formen til botryoidene oppstår, observert i figur 52 a,b og 69 a,b,c. Botryoidedannelsen kan også skyldes biokjemiske prosesser der bakteriell metabolsk aktivitet fører til overmetning og utfelling ved fordamping eller diffusjon (Banks m. fl., 2010). Det er midlertidig ikke utført biologiske undersøkelser for OG3 og en biokjemisk dannelse kan dermed hverken utelukkes eller bekrefte.



Figur 70 Oversikt over krystalldam, PG4, med skjematiske dannelsesmodell under. Kalsittdammen er tørrlagt i dag men har blitt dannet ved et tidligere tidspunkt slik den skjematiske modellen under viser. Den skjematiske modellen er tegnet for et tenkt utsnitt fra A-B over krystalldammen og viser tydeligere kalsittkrystaller med en skalenøeder form der krystallene har vekstaksler i ulike retninger.

6.2.1.2 Krystalldam

Kalsitt felles også ut i såkalte krystalldammer med en skalenøeder-krystallform i grottene i Reingardslisystemet. I krystalldammer vil ellers langsomme krystallisasjonsprosesser få nok tid til å utvikle tydelige former. Disse er imidlertid ikke lagdelte strukturer slik som botryoidene, men enkelte krystaller av kalsitt som har blitt modifisert og formet av krystalldammiljøet. Overflatespenning ved vannspeilet forårsaker kalsitt til å krystallisere ved fasegrensen vann/luft/bergart. Overmetningen vil være størst ved vannspeilet og utfellingen vil foregå gjennom diffusjonsmekanismen, d, som tidligere omtalt (fig. 70). Denne

forklaringen er gjeldende for krystalldammen, PG4, observert i Persgrotta (fig. 52, 54) (Finlayson og Lie, 1993; Hill og Forti, 1997; Lauritzen, 2016b)

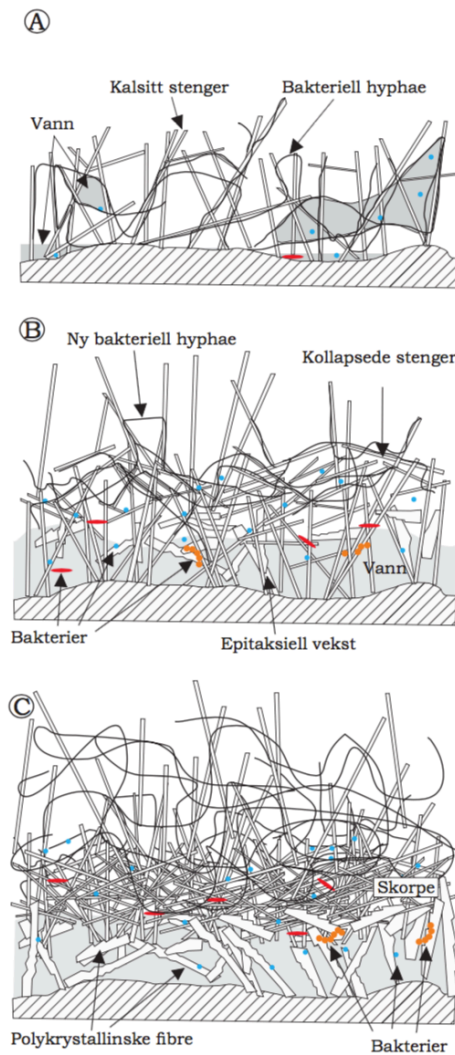
6.2.1.3 Månemelk

Månemelk er en kjent og meget omdiskutert morfotype av kalsitt. Dannelsen av månemelk har flere hypoteser. Hill og Forti (1997) beskriver fire ulike: 1) direkte utfelling med ufullstendig vekst; 2) nedbrytning fra bergveggen; 3) utfrysning, eller 4) utfelling av og på mikrober (Kapittel 3.2.1). Følgende skal disse dannelsesmekanismene relateres til månemelkforekomstene i Reingardslisystemet.

Direkte utfelling med ufullstendig vekst er gjerne forklarende for magnesiumkarbonatmineraler der mineralene naturlig danner finmikrokrystallinske til kryptokrystallinske forekomster. Denne teorien har derimot vanskeligheter for å forklare dannelsen av månemelk bestående av mineralene kalsitt og aragonitt, som vanligvis danner mikrokrystallinske eller krystallinske avsetninger (Hill og Forti, 1997). Månemelkforekomstene fra Olavsgrotta, OG2 og OG4, samt forekomstene fra Lapphullet, IMG-LP1, består av kalsitt og denne forklaringen vil dermed mest sannsynlig ikke være gjeldene (fig. 53, 55, vedlegg F og G).

Utfelling fra nedbrytningsresidu fra bergveggen er ifølge Lauritzen (2016b) en lite underbygd hypotese. I forbindelse med månemelk som består av gips/kalsitt, vil kalsitt være et oppløsningsresidu og på en liknende måte kan Mg-holdige avsetninger dannes ved nedbrytning av dolomitt (Onac og Ghergari, 1993). Etersom månemelkforekomstene hverken inneholder magnesium eller gips vil heller ikke denne forklaringen være gjeldende.

Utfrysning, den kryogene hypotesen, er gjeldende for kalde grotter der observasjoner av kryogene karbonater og gips kan danne bløte, vannholdige masser ved at kalkstein fryser og CO₂ dermed drives ut fra kalksteinen (Trombe, 1952). Denne forklaringen kan være gjeldene for månemelkavsetningene funnet i Olavsgrotta og Lapphullet ettersom grottene i Reingardslisystemet regnes som kalde grotter og har tilstedeværelse av is. Tilstedeværelse av is forekommer om vinteren hvert år i tillegg til at det enkelte steder er observert is hele året (kap. 5.1.1, 5.1.2, 3.2.1.3).



Figur 71 Biotisk dannelsesmodell for månelmelk. Initiell fase (A) med mikrobiell kolonisering. Intermediær fase (B) med mikrostrukturell nedbryting og til slutt en siste fase (C) med videre påvekst. Bakterier er markert med rød, oransje og blå farge. De svarte trådene representerer også lange bakteriefilamenter. Figuren er modifisert etter Canaveras m. fl. (2006)

Utfelling av og på mikrober er gjeldende for månelmelkavsetninger der det observeres mikroorganismer tett assosiert med den. Mikroorganismer kan påvirke kalsittutfellingen ved å enten: 1) ta del i selve utfellingsprosessene gjennom kontrollert biomineralisering, BKM, eller 2) gjennom metabolsk aktivitet, BIM, ved å skape lokalt gunstige forhold for oppløsning eller utfelling. Canveras m. fl. (2006) utviklet en skjematisk dannelsesmodell for månelmelk (fig. 71). Dannelsesmodellen starter med en initial fase med mikrobiell kolonisering og utfelling av monokrystallinske (enkle, doble, tredoble eller firedoblede) stenger (fig. 6.1.3.2a). Videre følger påvekst av kalsittmineralene der de utvikler seg til polykrystallinske fibre sammensatt av stablede og forskjøvede tabulære rhomboedere av kalsitt (fig. 6.1.3.2b,c). Denne påveksten kan skyldes bakterier og vannfilmen innad i månelmelken. Dette kan ha vært tilfelle for

månemelkforekomsten i Lapphullet, IMG-LP1, der det observeres flere bakterier liggende på overflaten til de polykrystallinske fibre (fig 57 a,b,c). Den trolig biotiske dannelsen til månemelkforekomst IMG-LP1 støttes også opp ved funn av ulike biosignaturer.

Biosignaturer observert i månemelk

Det er en slimete matriks liggende mellom og på de monokrystallinske stengene og polykrystallinske fibre i IMG-LP1. Slimet ligner på, og er tolket til å være, EPS (eng. Extracellular polymeric substrate) (fig. 57g,h). Tilsvarende har blitt observert sammen med månemelk i tidligere forskning (Canveras m. fl., 2006; Reigstad m. fl., in manus). Ovale kropper er også observert mellom de monokrystallinske stengene og polykrystallinske stengene i IMG-LP1. Disse er tolket til å være analoge med lignende funn i månemelk fra en annen grotte i Norge (Reigstad m. fl., in prep). Nanofibre observert i både LP1-IMG og OG4 er tolket til å ha en bakteriell opprinnelse (fig. 56e og f, 54 d). De er lignende nanofibre funnet i tidligere forskning (Bindshedler m.fl, 2010; Bindshedler m. fl., 2014; Maciejewska m. fl, 2017; Miller m. fl., 2018). I tillegg til å ta del i konstruktive prosesser som utfellingsprosessene kan mikroorganismer også drive destruktive prosesser som boring og etsing (Kap. 3.2.1.2) (Jones, 2010). Tilsynelatende ovale etsemærker observert i figur 57e er trolig analoge med lignende funn fra tidligere forskning (Boston m. fl., 2001; Riquelme m. fl., 2015). Etsemærkene er potensielt sporfossil etter tilstedeværelse av celler (Riquelme m. fl., 2015). Det er vanskelig å identifisere de observerte mikroorganismene i IMG-LP1 med de dokumenterte mikroorganismene fra sekvensanalysen. *Proteobacteria* er den mest dokumenterte rekken i speleothemer funnet i grotter, deretter er det *Actinobacteria* (Ortiz. m. fl., 2014, García, 2016). Identifisering av bakterier i månemelken, IMG-LP1, gav tilstedeværelse av begge disse rekkene (tabell 4, vedlegg I). Medlemmer av disse dominerende rekkene deler egenskaper der de er kjent for å være godt tilpasset miljøer med næringsbegrensende vekstforhold, hvilket er tilfelle for Lapphullet og generelt alle grottene i Reingardslisystemet (Laiz m. fl., 1999; García, 2016). Tilstedeværelsen av rekkene *Firmicutes*, *Proteobacteria* og *Actinobacteria* viser at det er en mulighet for mikrobiell påvirkning av kalsittutfellingen i månemelkprøve IMG-LP1 ettersom disse rekkene har klasser der mikroorganismene er kjent for å spille en viktig rolle kalsittutfellingen (Cacchio m. fl., 2004; Ruzsnyák m. fl., 2012; Maciejewska m. fl., 2015; García m. fl., 2016; Miller m. fl., 2018)

Fravær av biosignaturer i månemelk

Da det ikke er utført noe sekvensanalyse for OG2 og OG4 er det vanskelig å si noe om potensiell tilstedeværelse av mikroorganismer i månemelkforekomstene. For OG2 og OG4 er det til nå ikke observert noe tilstedeværelse av biosignaturer i SEM annet enn nanofibre i OG4. Tilstedeværelsen av mikroorganismene kan være svekket av prøvetakingen eller så finnes det ikke noe mikroorganismer i disse prøvene. Dersom tilstedeværelsen av mikroorganismer er svekket av prøvetakingsmetodene kan dannelsen for disse avsetningene være analoge med dannelsen for IMG-LP1. Derimot trengs det en sekvensanalyse for å si noe mer sikkert. Dersom det ikke finnes noe mikroorganismer, kan dannelsen være analog med dannelsen av månemelk funnet i alpine grotter i Alpene (Borsato m. fl., 2000). Dannelsen for denne månemelken er koblet til abiotiske prosesser ved abiotisk heterogen nukleasjon fra sigevann med lav metning. Krystallveksten antas å ha blitt utløst av langsom avgassing og kapillærflyt under meget lav utstrømning. Krystallform og størrelse på kalsittkrystallene er trolig knyttet til krystallvekstmekanismer, muligens ved kryogene prosesser. Dannelsen av månemelk er et stadig omstridt tema og det er dermed vanskelig å bestemme hvilke mekanismer som er gjeldene for forekomstene funnet i både Olavsgrotta og Lapphullet. Nyere forskning viser økende evidens for biogen opprinnelse. Forskning viser at mikrobielle isolater fra "levende" månemelk kan danne rhombohedrale krystaller *in vitro*, men det gjenstår fremdeles å se hvorvidt det kan dannes rene krystallfibre (f. eks. Maciejewska m. fl., 2017).

6.2.1.4 Reingardslisystemets kalsittmorfologier

De ulike krystallformene til kalsitt skyldes ulik veksthastighet langs de forskjellige krystallografiske aksene. Dette kan avhenge av salinitet, fremmedioner, samt organiske eller biogene komponenter (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b). Derimot er det uklart hvilke faktorer som får en krystallform til å dannes fremfor en annen, slik som skalenøderformen på kalsitten i krysalldammen, PG4, og rhomboederformen i stalagmitten, PG2.

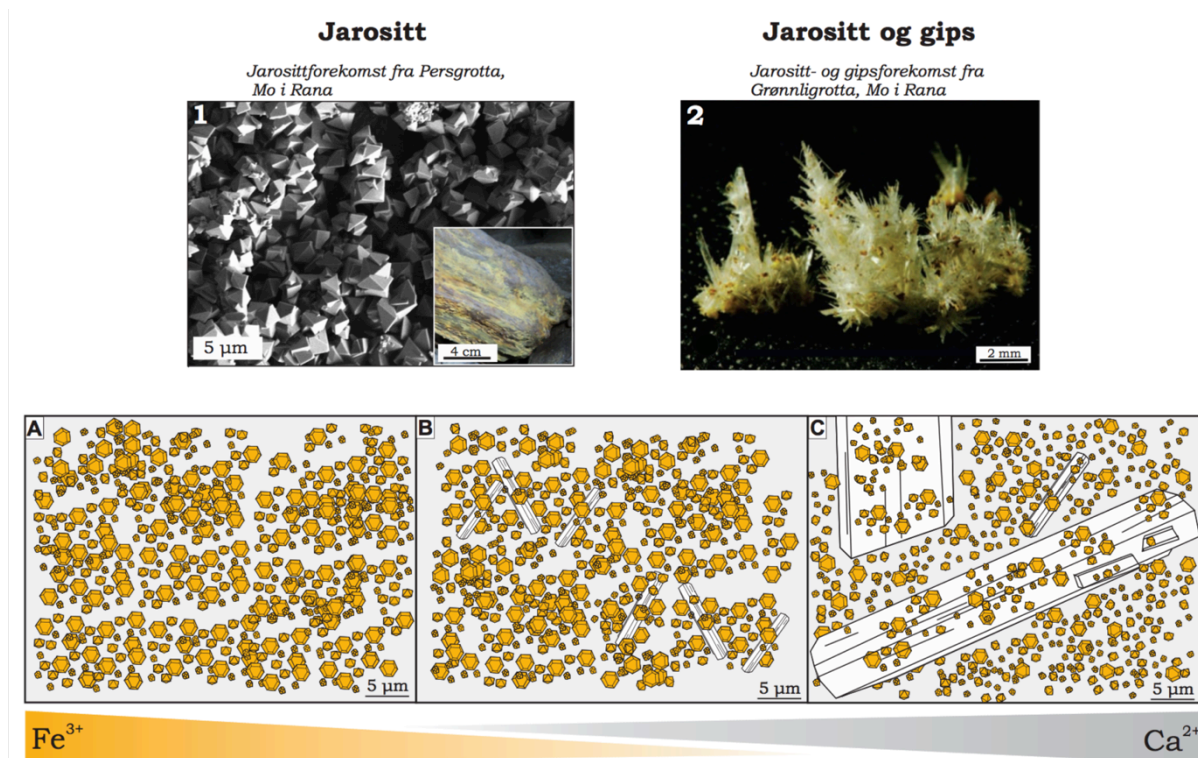
Persgrotta har et rikere innhold av dryppstein enn de andre grottene i Reingardslisystemet. Dette kan ha flere forklaringer. For eksempel kan det være at Persgrotta har vært tørragt lengre og dermed hatt lengre tid til å utvikle og utfelle dryppsteiner. En annen forklaring kan være at Persgrotta ligger nærmere overflaten og får dermed mer tilførsel av overmettet sigevann tilført fra lineamentet. En siste forklaring kan være bergrunnsgeologien; sammensetningen av kalksteinen. Persgrotta kutter, som nevnt, gjennom lagdelingen og

befinner seg i områder med mye mer glimmerskifer enn Olavsgrotta og de andre grottene i systemet (kap. 6.1) . I områder med mye glimmerskifer får man ofte dryppsteiner noe som er observert i Okshola (Linge, 2009). Hvilke forklaring som er riktig er usikkert og det kan like gjerne være en kombinasjon av flere av dem.

6.2.2 Jarositt og gips

Dannelsen av sulfatmineraler er avhengig av sulfationer i løsning, temperatur, relativ fuktighet, pH og Eh. For jarosittforekomstene funnet i Olavsgrotta og Persgrotta er kilden til sulfationene oksidasjon av pyritt, slik som for jarositt- og gipsforekomstene funnet i Larshullet (Kilhavn, 2017). Pyritten stammer mest sannsynlig fra glimmerskifer som ligger mellom marmorlagene grottene er utviklet i. Hill og Forti (1997) beskriver fire dannelsesmekanismer for sulfatmineraler: 1) utfelling ved fordamping; 2) ionebyttingsreaksjoner; 3) felleseffekten; 4) mettet saltvannsløsning (Kapittel 3.2.1.3). Følgende skal de ulike dannelsesmekanismene kobles til sulfatforekomsten i Olavsgrotta og Persgrotta. Videre skal sulfatavsetningene sammenlignes med de andre sulfatforekomstene i de resterende grottene i Reingardslisystemet.

Den siste dannelsesmekanismen, mettet saltvannsløsning, forkastes ettersom det ikke er noe saltvann tilstede i hverken Olavsgrotta eller Persgrotta. Dannelsesmekanisme nummer 3, felleseffekten, er heller ikke gjeldende ettersom denne mekanismen er mer typisk for grotter med et overliggende lag av gips, og vil heller ikke være gjeldende. Kilhavn (2017) tolker gips og jarosittforekomstene til å være dannet som følge av fordamping (1) hvilket igjen sammsvarer med Lauritzen (2016b) sine beskrivelser av sulfatmineraler. Dette kan være dannelsesmekanismen for jarosittforekomstene i både Olavsgrotta og Persgrotta. Ionebyttingsreaksjoner (2) innebærer blant annet oksidasjon av sulfid (H_2S) med videre dannelse av svovelsyre. Svovelsyren reagerer med karbonatberggrunnen for å danne sulfatmineraler. Denne mekanismen kan også være gjeldene for jarosittforekomstene i Olavsgrotta og Persgrotta. Reaksjonene nevnt ovenfor kan i tillegg være, og er ofte, katalysert av mikroorganismer. Bakterier, som for eksempel *Thiobacilli*, kan oksidere jernsulfider, som pyritt, med molekylær oksygen for å danne jern(III) og sulfat (SO_4^{2-}) (kap. 3.2.1) (Hill og Forti, 1997; Frankel m. fl., 2003).



Figur 72 Dannelsen av jarositt og gips. Jarosittforekomster kan være utviklet alene eller så finner man ofte mineralet sammen med gips, slik som i Grønligrotta og Larshullet. Etterhvert som innholdet av jern minker begynner dannelsen av gipsforekomstene slik som vist fra steg A til C. Modellen er en hypotetisk modell basert på observasjoner.

Det er ikke foretatt noen mikrobielle undersøkelser i forbindelse med jarosittforekomstene og man kan dermed hverken utelukke eller bekrefte tilstedeværelsen av mikroorganismer, men sannsynligvis vil de være tilstede.

Jarosittmineralene funnet i grottene, OG5, PG1 og PG3, er forskjellig fra jarosittmineralene funnet på utsiden, PU3 og PU4. Jarositten i grottene er hydroniumjarositt, eller kaliumjarositt. Kaliumet i kaliumjarositt stammer mest sannsynlig fra glimmermineraler eller hydratiserte glimmermineraler, som muskovitt og illitt, fra glimmerskifer eller finkornede sedimenter (for eksempel leire) som frigi K^+ ved forvitningsprosesser. Jarositten fra rester av en gammel grotte på utsiden, PU3 og PU4, er natrojarositt. Det er vanskelig å si hvor natriumet stammer fra i denne jarositten, en forklaring kan være at det stammer fra jordsmonnet i området eller fra forvitningsprosesser som tilfører Na^+ i løsningen.

Jarositt og gipsavsetninger forekommer ofte sammen som gule jarosittmasser liggende på gipskrystaller (fig. 72). Dette observeres for PU3 og PU4 (fig. 59). Kilhavn (2017) observerer også gips sammen med jarositt. Dannelsen av PU3 og PU4 kan være analogt med Kilhavn

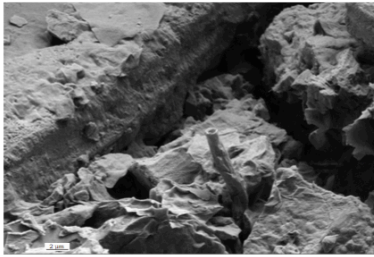
(2017) som tolker jarositt til å ha blitt avsatt først og med en senere avsettelse av gips i ettertid. Basert på observasjoner er det laget en hypotetisk modell for dannelsesprosessen av jarositt sammen med gips i figur 72. Ut fra den hypotetiske modellen kan følgene være et scenario: En kjemisk utvikling av løsningen fører til utarmingsprosesser av jern og utfelling av jarositt og videre, etterhvert som konsentrasjonen av jern minker, utfelling av gips. Jarosittkrystallene løftes dermed av gipsnålenes vekst, slik vist i figur 72, omtrent på samme måte som dannelse av pipkrake der nåler av is løfter jord. Jarositt sammen med gips er ikke observert makroskopisk eller mikroskopisk for jarosittavsetningene i Olavsgrotta eller Persgrotta. XRD-spekteret for jarosittforekomstene indikerer derimot tilstedeværelse av gips (fig.60 og vedlegg F). Det kan være flere grunner til at det ikke er observert gips disse grottene. En forklaring kan være at gipskrystallene muligens ikke har vokst seg store nok som følge av en høyere konsentrasjon av jern i løsningen (fig. 72 a,b). Persgrotta traverserer, som nevnt tidligere, gjennom stratigrafien og krysser dermed gjennom flere glimmerlag. Dette kan ha en innvirkning på tilstedeværelsen av jarosittmineraler ettersom mer tilgang på pyritt kan gi opphav til mer jern i det perkolerende grunnvannet. I tillegg ligger Persgrotta, som nevnt tidligere, nærmere overflaten og tilførsel av overmettet sigevann kan være rikere på jern (II)- og sulfationer enn sigevannet som entrer for eksempel Larshullet. Olavsgrotten er utviklet mellom to skiferlag og kan dermed ha samme forklaring på jarosittforekomsten, OG5, som Persgrotta. En annen forklaring kan være at forholdene ikke er ideelle for gipsdannelse i Olavsgrotta og Persgrotta. Gips er et lettløselig mineral og dannelsen kan dermed være følsom for luftfuktighet og mengde perkolerende vann inn til grotta. Mangelen på gipsforekomster kan også være en kombinasjon av fuktigheten i grotta og konsentrasjonen av jern i det perkolerende grunnvannet som entrer grotten.

6.2.3 Jernoksid

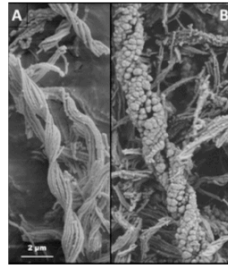
Jernoksidutfellinger i grotter er knyttet til redoksreaksjoner der oksidasjon av toverdig til treverdig jern er nøkkelreaksjonen. Hvorvidt denne reaksjonen styres av abiotiske og/eller biotiske prosesser under omtrentlig nøytral pH er fremdeles uklart i dagens forskning (Ionescu, 2015). Jernoksidet i Persgrotta stammer, på lik linje som jarositt og gips, fra oksidasjonen av pyritt eller andre sulfidinkludjoner i den overliggende og underliggende glimmerskiferen. Dette er analogt med Kilhavn (2017) sin tolkning av kilden til jernoksidet funnet i Larshullet og Lapphullet.

Tilsynelatende skjede fra jernoksidierende bakterie

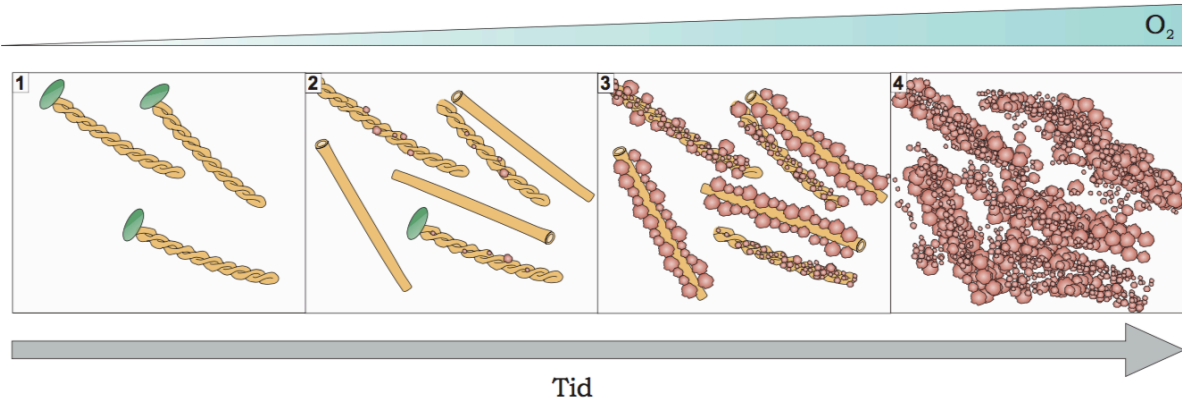
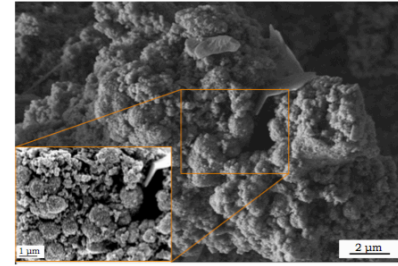
Tilsynelatende mikrobiell struktur fra Kollapsen, Mo i Rana

**Gammel vs fersk stilk**

Jernoksid stilk fra tunnel i Åspö, Sverige

**Jernoksidnoder**

Jernoksidforekomst fra Persgrotta, Mo i Rana



Figur 73 Biotisk og abiotisk dannelse av jernoksid. Ved spesifikke oksygennivåer vil dannelsen av skjede og stilkformede jernoksidforbindelser dannes ved biologisk kontrollert mineraliseringsprosesser, BKM, fra bakterier, vist ved grønne bakterieceller i steg 1 og 2. Ved økende oksygengradient vil ikke mikroorganismer lenger kunne leve og biologisk kontrollert mineraliseringsprosesser vil opphøre. De allerede dannede stilkene og skjedene kan videre fungere som nukleasjonsoner for videre abiotisk utfelling av jernoksid. Jernoksidet felles ut som jernoksidnoder slik observert i Persgrotta. Modellen er en hypotetisk modell basert på observasjoner og delvis modifisert etter Melton m. fl. (2014) og Ionescu m. fl. (2015). Ovenfor dannelsesmodellen vises potensielle steg i dannelsesmodellen.

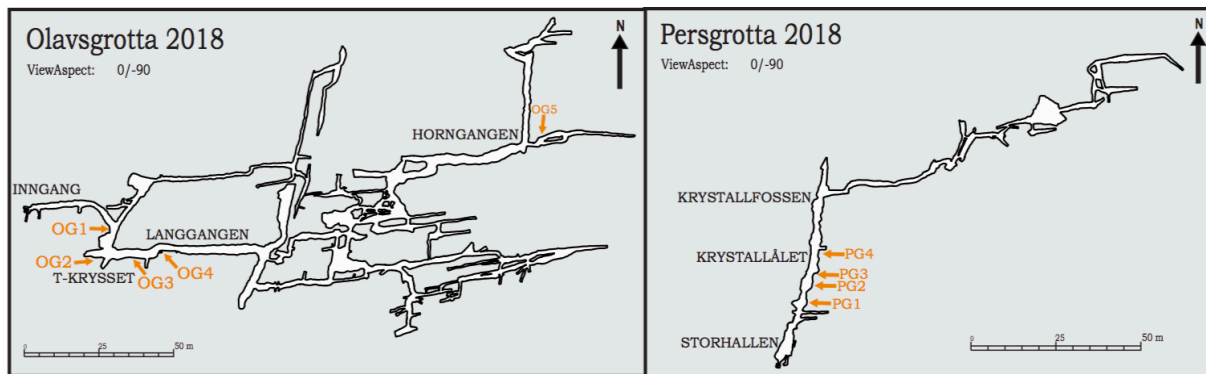
Grunnvann som siger gjennom jordsmonnet og videre nedover i kalksteinen er surt og vil videre nedover ta del i oksidasjon av sulfider der toverdig jern mobiliseres i vannet sammen med andre ioner. Når ionerikt grunnvannet møter grotteatmosfæren oksideres toverdig jern til treverdig jern og felles ut som jernoksid. En skjematisk modell for abiotisk og biotisk dannelse av jernoksid er oppsummert i figur 73. Følgelig skal jernoksidforekomstene funnet i Reingardslia relateres til den skjematiske modellen.

Avhengig av oksygengradienten og hastigheten på vannet kan det dannes skjeder eller stilker (kap. 3.2.1.2), slik man tilsynelatende observerer i prøve K1, fra Kollapsen (fig. 73 trinn 1 og 2, 64). Bakterier som danner skjedeformede strukturer er de mest robuste. Strukturen som observeres i K1 er mest sannsynlig analog med skjedeformede strukturer dannet av bakterier (fig. 64, 73).

Hvilken bakterie som har vært tilstedet under dannelse er ikke mulig å si ettersom det ikke er utført noen mikrobielle undersøkelser på K1. Dersom pH-en er nøytral og det ikke er saltvann som renner gjennom bergartene, kan det det ligne skjede-strukturer dannet av *Leptotrix Ochraea* (kap. 3.2.1.2). Dersom oksygengradienten blir for høy og vannet strømmer for raskt vil ikke jernoksidende bakterier kunne leve. Dette vil kunne skje under forhold der raskt strømmende vann kommer ut fra berggrunnen. Abiotisk utfelling av jernoksid regnes som en veldig spontan reaksjon, og det er på lik linje som biogen utfelling, en rask prosess. Jernoksidnoder, som ofte observeres på skjeder og stilker, kan være dannet abiotisk (fig. 73) (Melton m fl., 2014). Allerede dannede skjeder og stilker fungerer som nukleasjonsområder der jernoksidforbinder raskt kan felles ut og vokse (fig. 73 trinn 3). Jernoksidnodulene observert i SEM for prøve PG2 tolkes til å være dannet av abiotiske prosesser, men det kan ikke utelukkes at det på et tidligere stadie har vært skjeder eller stilker, dannet biotisk, som har fungert som nukleasjonsområder for jernoksidnodulene i PG2 (fig. 73 trinn 4).

6.3 MINERALUTFELLINGER OG FINKORNIGE SEDIMENTER I KORRELASJON TIL HVERANDRE OG DET EKSTERNE MILJØET

Olavsgrotta og Persgrotta inneholder forskjellige typer avsetninger. Avsetningene varierer mellom mineralutfellinger og ulike sedimentforekomster. Sedimentforekomstene er videre delt inn i finere sedimenter, fine sedimenter, grus, blokker og rullesteiner. Finere sedimenter inkluderer finkornige sedimenter som silt og leire, mens fine sedimenter inkluderer silt og sand. De forskjellige avsetningene krever ulike avsetningsmiljø og hydrologiske forhold for avsetning. Leire og silt avsettes under stillestående hydrauliske forhold, mens sand avsettes i saktestrømmende vann, med høyere strømningshastighet enn for leire og silt. Grus krever høyere hastighet enn sand, og det samme gjelder for rullesteiner. Blokker trenger spesielt høye hastigheter for å avsettes og store forekomster av blokker er sannsynligvis isteden et resultat av kollaps i grottene. Følgelig skal mineralutfellinger og de finkornede sedimentene i grotten diskuteres og relateres til eksterne faktorer og det eksterne miljø. Videre skal mineralutfellingene og de finkornede sedimentene sammenlignes med hverandre og lignende avsetninger i Larshullet og Lappullet



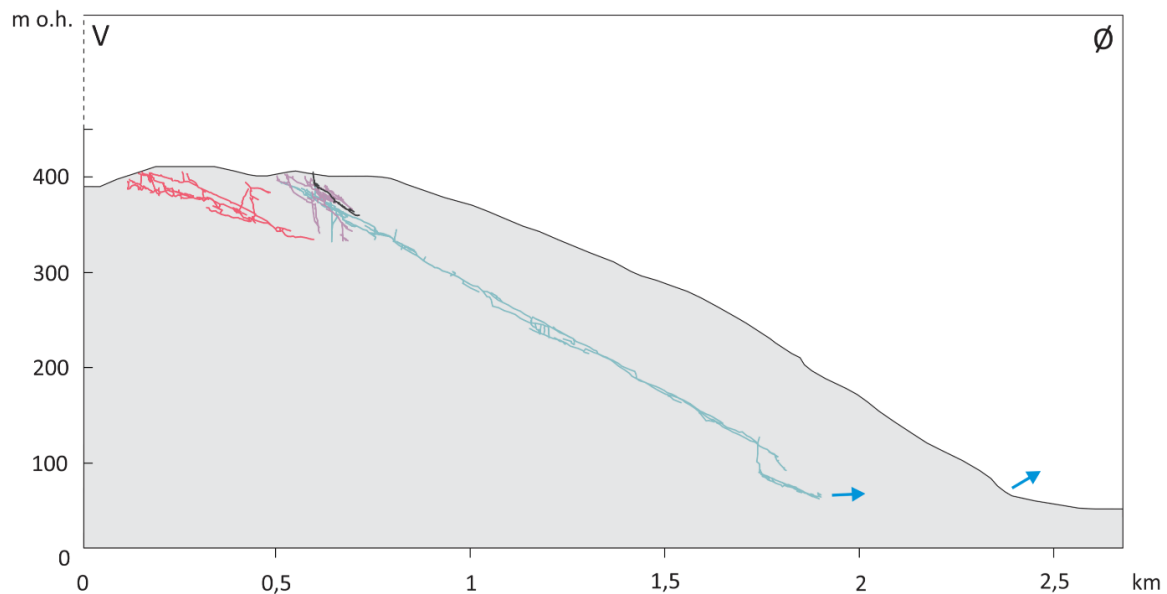
Figur 74 Oversiktsfigur for passasjenavn og mineralforekomster i Olavsgrotta og Persgrotta

6.3.1 Mineralutfellinger

Mineralavsetninger finnes flere steder i Olavsgrotta og Persgrotta. I Olavsgrotta finnes det ved *T-krysset*, *Langgangen* og helt øst i *Horngangen* (fig. 74, 27, 37, 45 og vedlegg B). I Persgrotta finnes de noen meter etter *Storhallen*, ved *Krystallålet* og *Krystallfossen* (fig. 74, 47, 48 og vedlegg D). De identifiserte mineralene funnet i grotten er kalsitt, jarositt, gips og jernoksid. Som nevnt tidligere har Persgrotta en høyere tetthet av mineralforekomster enn Olavsgrotta og de andre grottene i Reingardslisystemet. I tillegg er det også en variasjon av typen mineralavsetninger i de ulike grottene i Reingardslisystemet.

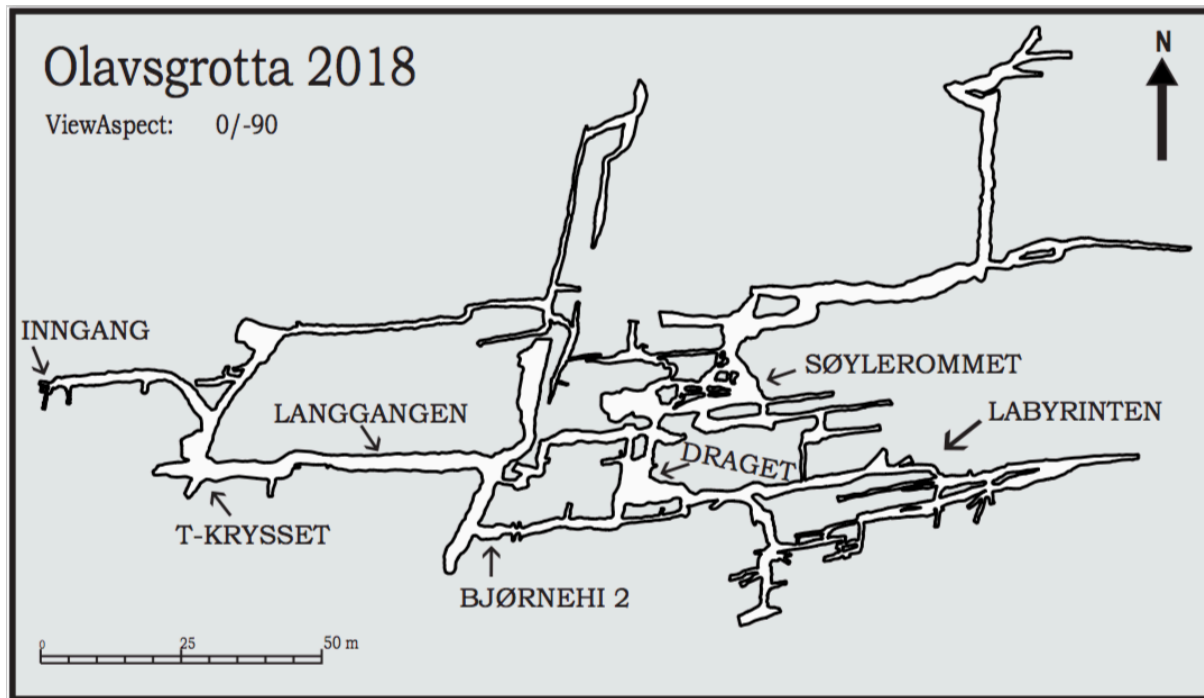
Ut fra diskusjonen i kapittel 6.1 og 6.2 er det tydelig at dannelsen av mineralforekomstene i de forskjellige grottene kan være styrt av flere eksterne faktorer. Disse faktorene inkluderer berggrunnsgeologien i området, sprekketetthet, grunnvannskjemi, luftfuktighet, og mengden perkolerende vann. Sprekketettheten avgjør hvor mye vann som perkolere ned gjennom berggrunnene og dets vannkjemi vil igjen avhenge av berggrunnen det perkolere gjennom. I tillegg har også mikroorganismer mest sannsynlig hatt en katalyserende effekt på de mineraldannende prosessene, enten ved å endre miljøet lokalt gjennom metabolske prosesser eller ved direkte bakteriell utfelling av mineralsubstanser. Mikrobielle studier av mineraldannende prosesser viser seg dermed å være viktig for mineralene i Reingardslisystemet. Det viser seg å være viktig å gjennomføre mineralprøvetakingen ikke bare basert på geologiske metoder, men også biologiske, sterile, metoder for å unngå kontaminering og mulige feilkilder i blant annet artsmangfoldet i prøvene.

De fleste mineralavsetningene er lettløselige i vann og vil dermed felles ut når grotten er luftfylt. Det vil si at i periodene grottene har vært fylt med vann vil det ikke skje utfelling av mineraler.



Figur 75 Eksterne forhold for mineralavsetningstadiet. Mineralene er avsatt under isfrie forhold og er mest sannsynlig avsatt etter siste glasiiale periode og er dermed av holocen alder (11700 – i dag). Lapphullet er vist i rødt, Olavsgrotta i lilla, Larshullet i blått og Persgrotta i svart Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018)

Vannet har dermed drenert ut før mineralene ble dannet og på bakgrunn av dette er de tolket til å være dannet under isfrie forhold etter den siste deglasiasjonen i området (fig. 75). Tilstedeværelsen av jarositt fra pyritt kan gi en indikasjon på tilstedeværelsen av svovelsyrespeleogenese (Skoglund og Lauritzen, 2010; Skoglund og Lauritzen, 2011). Denne speleogenetiske prosessen kan ha vært dominerende ved protogrottestadiet, men kan også være aktiv i dagens grottesytem.



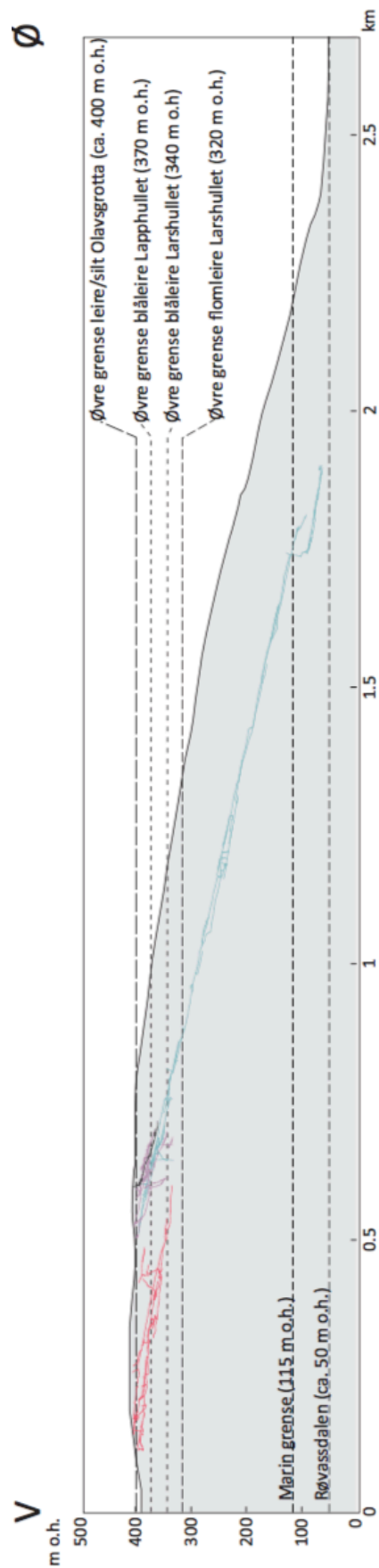
Figur 76 Oversiktsfigur for passasjenavn i Olavsgrotta

6.3.2 Finkornede sedimenter (Leire og silt)

Silt og leire inkluderer de forskjellige typene finmateriale som er avsatt i grotta og avsettes under stillestående hydrauliske forhold. Slike stagneringsenheter kan forekomme i grotter under perioder med regionalt høyere grunnvannspeil eller ved lokale oppdemninger. Leire og siltavsetninger er ikke observert i Persgrotta, men finnes flere steder i Olavsgrotta. I Olavsgrotta er det avsatt leire/silt avsetninger på veggene i *T-krysset*, *Søylerommet* og passasjen nord for *Draget* i Olavsgrotta (fig. 76, 44). Leire/silt avsetninger er også avsatt under en stor blokk mellom *Bjørnehi 2* og *Draget* i tillegg til *T-krysset*, og *Labyrinten*. På overflaten av blokken i *Labyrinten* forekommer også leire/silt som et lag med begrenset utbredelse (fig. 37, 42 tverrsnitt i).

Eksterne forhold som kan gi avsetning av leire/silt

1. Blokade av sedimenter i en eller flere passasjer som fører til en oppdemning av stillestående vann. Blokader i mindre passasjer kan også føre til lokal oppdemning i grotten med påfølgende lokal avsetning av finere sedimenter.
2. Blokade som følge av en dalbre som hindrer videre vannstrømning ned og ut i Rødvassdalen, og i stedet fører til saktestrømmende til stillestående vann under en hevet piezometrisk overflate. En slik situasjon har blitt foreslått for noen av leireavsetningene i Larshullet (Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017).



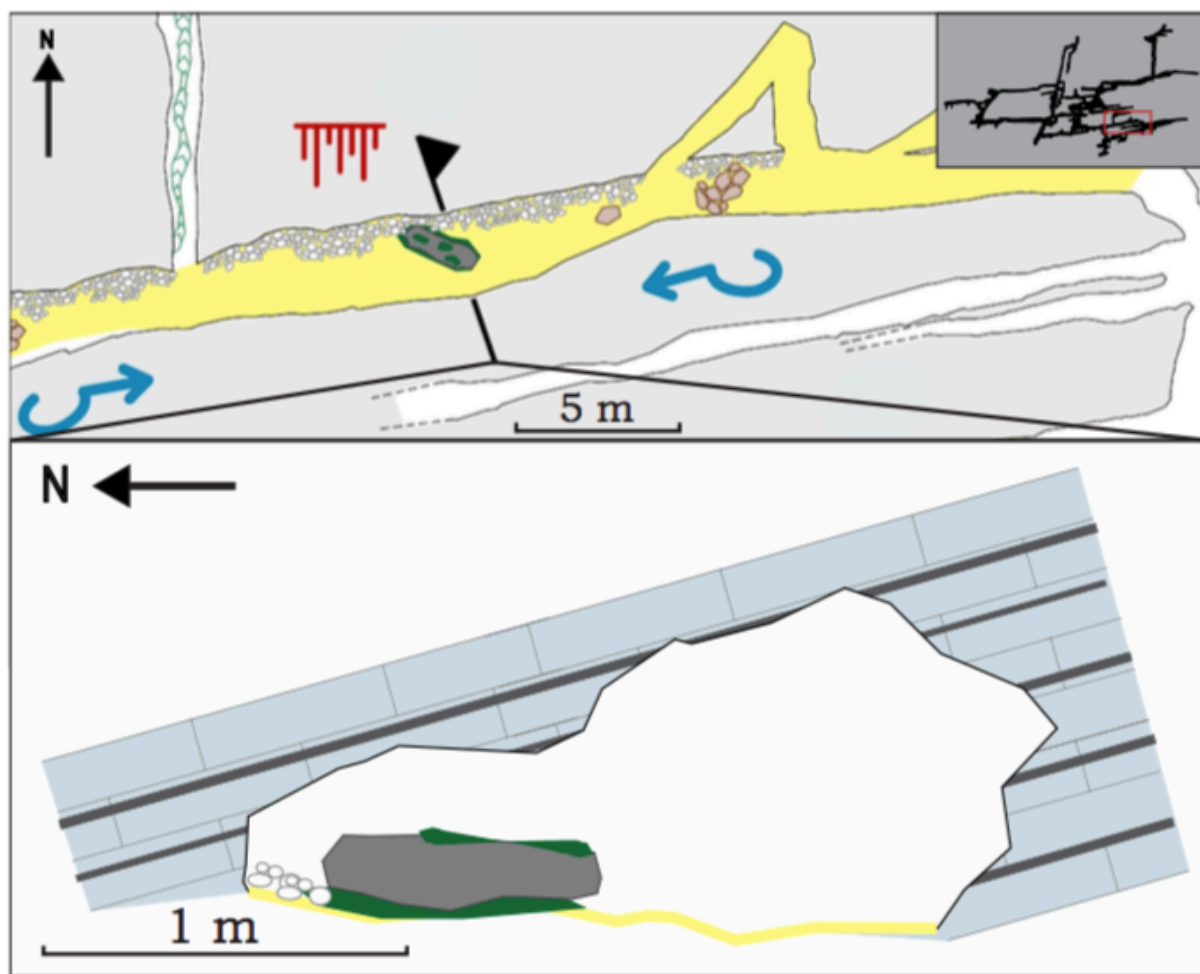
Figur 77 Lengdesnitt av Reingadslisystemet. Dalbunnene ligger på omtrent 50 m o.h. (stiplet linje) og marin grense er estimert til omtrent 115 m o.h. (stiplet linje). Lapphullet er markert med rød farge, Olavsgrotta med lilla, Persgrotta med svart og Larshullet med blått. Figuren er modifisert etter Kilhavn (2017).

3. Stadialer i en glasial periode, med saktestrømmende eller stillestående vann i grotten.
4. Full glasiasjon, hvor den hydrauliske gradienten til kontinentalisdekket er slak. Vannstrøm i grotten er da gjerne en del av det englasiale dreneringssystemet til isdekket, og forholdene stagnerende som følge av den slake gradienten. Valen m. fl., (1997) tolker laminert leire i Sirijordgrotta til å være avsatt i et slikt subglasialt miljø.

Leire/silt kan også være avsatt ved andre måter ved for eksempel et høyere havnivå. De finere avsetningen i Olavsgrotta ligger langt over dagens marine grense, 115 m. o.h. (NGU, 2018). Øvre grense for observert silt og leire er på omtrent 400 m. o.h. (fig. 77). Dette er høyere enn de finere avsetninger fra Larshullet der øvre grense for flomleire ligger på 320 m. o.h. (Kilhavn, 2017). Det er lite sannsynlig at den marine grensen på et tidligere tidspunkt har vært opp mot 320 m. o.h. eller høyere og denne forklaringen er dermed ikke gjeldene.

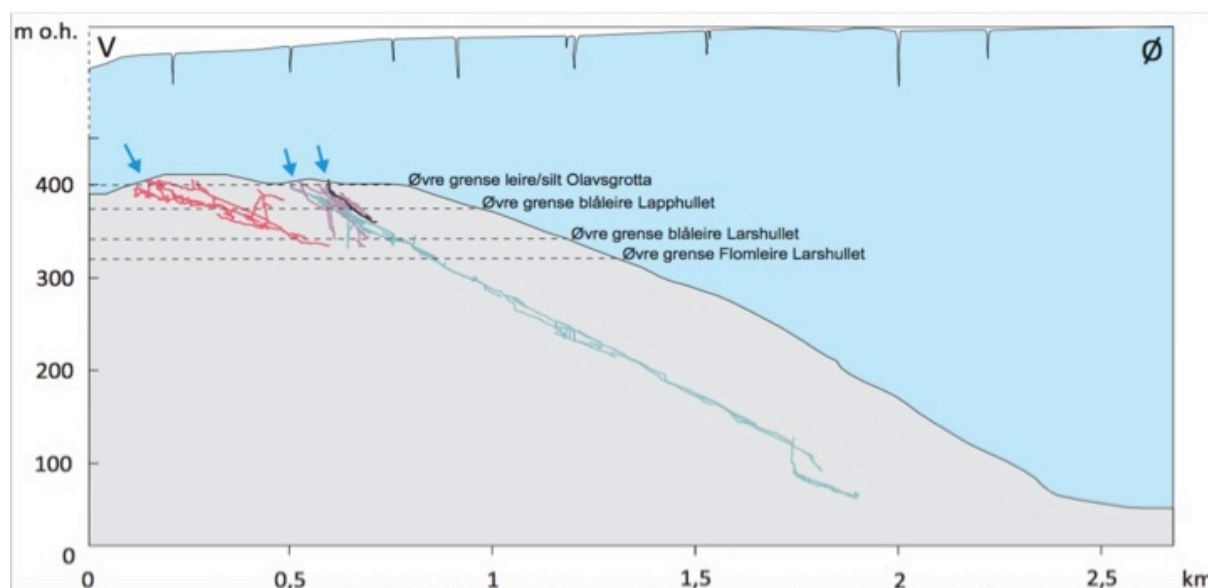
De finere sedimentene kan også ha blitt avsatt før utviklingen av Røvassdalen, under en høyere piezometrisk overflate. Kilhavn (2017) utelukker et slikt tilfelle da det ville ha betydd at grottene var ferdig utviklet før Røvassdalen ble dannet. Et slikt tilfelle er usannsynlig, ettersom morfologien i Larshullet, Lapphullet viser tydelige tegn på iskontaktspeleogenese, og avsetningene glasial påvirkning (Lølkes, 2017; Kilhavn, 2017). Ettersom Olavsgrotta (og Persgrotta) er del av samme system som Larshullet og Lapphullet, deler de trolig mye de samme dannelsesmekanismene. Preglasial utvikling kan dermed utelukkes for disse grottene også.

Ettersom leire- og siltavsetningene ikke har blitt undersøkt, for eksempel for laminering eller mineralinnhold, kan ingen av avsetningsmiljøene utelukkes fullstendig. Derimot fremstår noen av miljøene som mer sannsynlig. Draperinger av leire og/eller silt på vegger, også høyt under taket ved for eksempel *Draget*, indikerer at passasjene ved et tidspunkt var delvis eller fullstendig fylt med stillestående eller meget saktestrømmende vann (fig. 44 a og 42). Dette viser at det må ha vært minst én hendelse med enten subglasiale forhold, oppdemning, eller stagnerende forhold i løpet av en stadial. De få tilfellene av leire- og/eller siltavsetninger kan forklares ved at mye av sedimentene i ettertid har blitt skylt ut av grottene, mens noen avsetninger har blitt gjenværende som følge av større motstandsdyktighet mot erosjon.



Figur 78 leirelag med begrenset utbredelse på og under blokk i Labyrinten, Olavsgrotta.

Leire- og/eller siltavsetninger på, og ikke bare under, blokken i *Labyrinten*, indikerer videre at det kan ha vært to hendelser med stagnerende forhold (fig. 78 og 42 tverrsnitt i). Området har derimot høyere sprekketetthet enn mye av resten av grotten, og det kan ikke utelukkes at avsetningene på blokken har perkolert ned via sprekke (kap. 5.1.1). Alternativene er da to hendelser med stagnerende forhold, eller kun én hendelse med senere ytterligere avsetning gjennom perkolasjon enkelte steder i grotten. De større avsetningene under blokker og på vegger kan tolkes til å tilhøre flomleirefacies, avsatt under full deglasiasjon (eller tilbakerykk) eller under en bredemt piezometrisk overflate slik foreslått av Kilhavn (2017) for flomleirefacies i Larshullet.



Figur 79 En skjematisk modell av et mulig avsetningsscenario for leireavsetninger med en bre som demmer opp og blokker åpninger slik at det blir forhold med stillestående vann. Lapphullet er vist i rødt, Olavsgrotta i lilla, Larshullet i blått og Persgrotta i svart. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

Et annet alternativ er mer lokale oppdemninger i en passasje, slik Kilhavn (2017) tolker avsetningen av enkelte leirelag i Larshullet og Lapphullet (fig. 79). Disse avsetningene er å finne i smale passasjer hvor det lett kan dannes sedimentplugger med påfølgende oppdemning. Dette alternativet kan forklare finere avsetninger i *Labyrinten* og ved *Sklien*, hvor passasjene er generelt små og i dag delvis fylt med sedimenter (fig. 76, 42). Derimot forklarer det dårlig avsetningene ved *T-krysset*, hvor passasjene er relativt høye og brede, og mindre utsatt for sedimentplugger (fig. 76, 37).

Forklaringer på hvorfor det ikke er observert noe leire og siltavsetninger i Persgrotta kan være: 1) finmaterialet har blitt vasket ut fra passasjen; 2) finmateriale har blitt begravd under andre avsetninger, eller 3) grunnvannspeilet ikke har stått høyt nok til at det har vært stagnerende forhold. Det er observert få leireavsetninger i Lapphullet. Kilhavn (2017) tolker dette til å være som følge av at grunnvannspeilet ikke stod høyt nok til å fylle grotten med stillestående vann. Fraværet av disse leire- og/eller siltavsetningene kan ha flere forklaringer. Dersom avsetningsmiljøet for de finere sedimentene var under en bredmet piezometrisk overflate, kan det være at vannivået ikke var høyt nok i Persgrotta til at flomleirefacies kunne avsettes her. Denne forklaringen er analog med tolkningen av de få leireavsetningene i Lapphullet (Kilhavn, 2017), men regnes her heller som usansynlig. Selv om Persgrotta ligger stratigrafisk høyere enn Olavsgrotta, er de to grottene utviklet i mye samme høyde i terrenget (fig. 31, 32). En piezometrisk overflate som ligger så høyt at det kan avsette flomleirefacies i

T-kryssset, ligger også høyt nok til at tilsvarende facies kan avsettes i Persgrotta (fig. 37). Det er mer sannsynlig at avsetningene har blitt erodert vekk eller begravet.

6.3.3 Sammenheng mellom mikroorganismer, mineralutfellinger og finkornede sedimenter

Det er ikke observert noe direkte sammenheng mellom mineralavsetningene og de finkornede avsetningene. En mulig sammenheng kan være at glimmermineraller eller hydratisertemineraler, som illitt identifisert av Kilhavn (2017), i leireavsetningene kan være kilden til kaliumionet, K^+ , i blant annet jarosittforbindelsene funnet i Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta. Dersom noen av de restriktivt utbredte finkornede sedimentforekomstene har perkoleret ned gjennom sprekker kan de ha anriket grunnvannet med kalium ioner. Ettersom de finkornede sedimenter forekommer i alle høydenivåer i grotten, fra 400 m o.h. og nedover, kan de nå ut til alle mineralutfellingene, som også forekommer i alle høydenivåer, dersom de på et tidspunkt har blitt dannet i forbindelse med hverandre (fig. 77). Månemelken i Olavsgrotta har tilstedeværelse av glimmermineraller. Disse kan ha kommet med finkornede sedimenter fra glimmerskiferen. Perkolerende grunnvann kan også være rikt på annet et finkornede sedimenter. Mikroorganismene som finnes i grotten må ha blitt transportert inn i grotten. De kan ha entret grotten sammen med det perkolerende grunnvannet (Barton, 2015), men også sammen med sedimentene som blir avsatt i grotten. Tilstedeværelse av flere mikroorganismer, som blant annet *Bacilli*, kan være en indikasjon på dette da de er typiske å finne i blant annet jordsmonn (García m. fl., 2016). Flere av bakterier som finnes i jordsmonn er kjent for å ha muligheten til å felle ut kalsiumkarbonat (Canveras m. fl., 2006; Baskar m. fl., 2006; Miller m. fl., 2018) Mikroorganismene er avhengig av næring. Dette kan komme fra jordsmonnet over og perkolere ned sammen med finkornige sedimenter.

Sedimentene har trolig blitt avsatt før mineralene som befinner seg på gulvet ettersom mineralene er felt ut over sedimentene. Hvor mye eldre sedimentene er enn mineralene er ikke mulig å si ettersom det ikke er utført noe dateringer på hverken sedimentene eller mineralene i hverken Olavsgrotta og Persgrotta. De botryoidale mineralavsetningen, stalaktitter og månemelk i taket kan være eldre og/eller yngre enn sedimentavsetningene uten at dette kan bestemmes med sikkerhet.

6.4 HENDESESFORLØP FOR REINGARDSLISYSTEMET

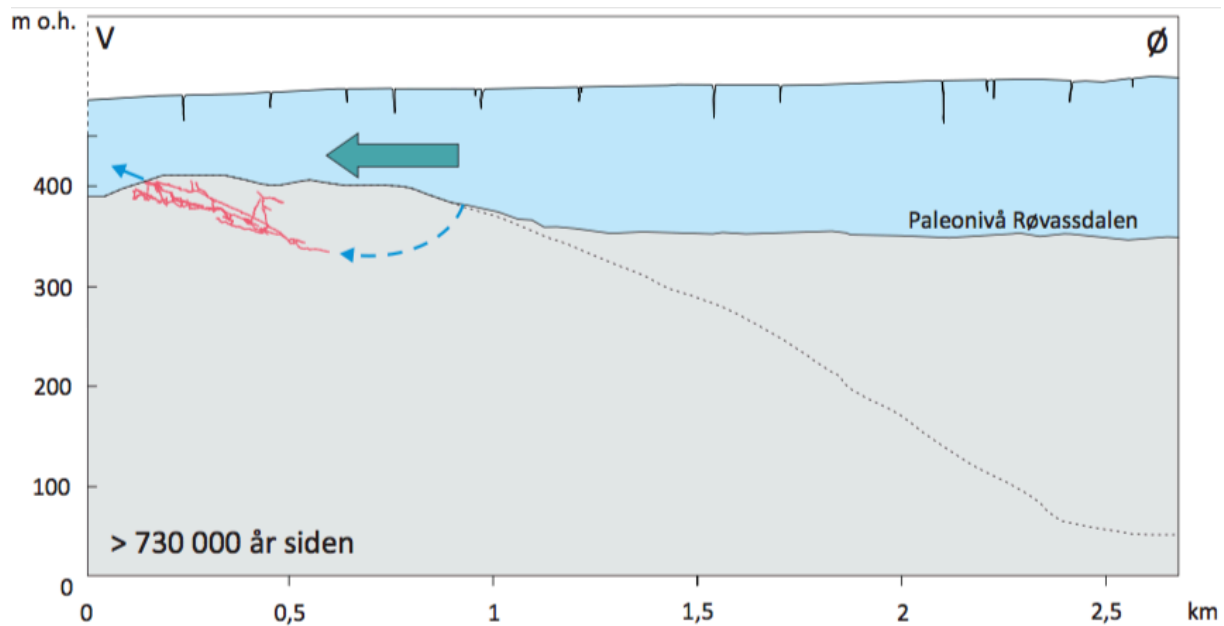
Hendelsesforløpet for Reingardslisystemet er bestemt på bakgrunn av mineralforekomster, sedimenter, paleostrømningsmønster og strukturgeologi. Undersøkelsene utført i og rundt grottene viser til en utvikling av systemet gjennom flere glasier og deglasiasjoner (Stadheim, 2016; Øyehaug, 2016; Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017; Heggstad, 2018). Dateringer fra en stalagmitt i Lapphullet, med en minimumsalder på 730 000 år, indikerer også dette (Lauritzen m fl., 1990; Lauritzen og Lundberg, 2004). Stalagmittplaten inneholder spor etter to glasier (med epifreatiske og freatiske forhold) og tre interglasialer. Minimumsalderen på stalagmitten er absolutt et minimum ettersom stalagmitten er avsatt på en av veggene i nedre del av grotten. Dette betyr at passasjen, og hele grotten, omtrentlig var ferdig utviklet før stalagmittens dannelse. Dateringer finnes også for en dryppstein fra Larshullet (Lauritzen, upublisert). Den gir en minimumsalder på 300 000 år og befinner seg i *Nordgangen* i den nedre delen av Larshullet. For både Lapphullet og Larshullet viser dateringene til tørrelegging og dermed senking av den piezometriske overflaten for minst 300 000 år siden. Dette vil også være tilfelle for Olavsgrotta og Persgrotta ettersom Reingardslisystemet ses på som et samlet system og har omtrentlig samme dannelseshistorie.

Grottene dannelse relativt til hverandre derimot, er vanskelig å fastslå. Basert på forskjeller i morfologi og utstrekning argumenterer Stadheim (2016) og Lølkes (2017) for at Lapphullet ble dannet først. Strømskålsanalyser i Lapphullet viser til paleostrømretninger opp dalsiden, som igjen indikerer subglasiale forhold. Strømmen har senere blitt reversert og paleostrømsretninger viser også strømretning ned mot Røvassdalen (Lølkes, 2017). Larshullet viser kun paleostrømsretninger ned mot Røvassdalen og Lølkes (2017) tolker dermed Lapphullet til å være eldre enn deler av Larshullet (eldre enn de store passasjene fra *Tunnelen* og østover). Paleostrømsretninger opp dalsiden er ikke observert i hverken Olavsgrotta eller Persgrotta (fig. 37, 42, 45, vedlegg B og D)(kap. 5.1.1 og 5.1.2) (Heggstad, 2018). Grottene ligger relativt nært hverandre og en vil dermed forvente relativt like forhold i alle grottene under et tykt isdekke. Mangelen på observasjoner av motbakkestrøm i Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta kan skyldes bortvasking og fullstendig erstatning av alle strømskålene i disse grottene, men ikke i Lapphullet. Bevaringen av strømskåler i Lapphullet skyldes et tykt sedimentdekke og videre dannelse av nye strømskåler samt paragenese i taket. Sedimentene har senere blitt vasket bort og er synlige i dag (Lølkes, 2017). Ettersom forholdene forventes å være omtrent like for alle grottene virker denne forklaringen usannsynlig. En annen forklaring

kan være at de andre grottene ikke var utviklet ved tidspunktet for dannelse av paleostrømstretningene opp dalsiden i Lapphullet, eller at de var i et protogrottetstadie. Tilstedeværelse av sulfatmineraler fra pyritt gir en indikasjon på at svovelsyrespeleogenese kan ha vært den dominerende speleogeneseformen i protogrottetstadie under et tykt isdekke der utviklingen med subglasialt vann (i et protogrottetstadiet) ikke er en rask prosess ettersom vannet er lite aggressivt. Den mest plausible forklaringen er at Lapphullet er eldre enn Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta. De øvre delene av Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta er mest sannsynlig dannet samtidig ettersom hverken Olavsgrotta eller Persgrotta har samme utstrekning mot dalbunnen. De tre grottene har dermed en minimumsalder på 300 000 år, basert på dateringene fra Larshullet.. De nedre delene av Larshullet er de yngste i systemet og utviklingen er i tett tilknytning til dagens dalbunn i Rødvassdalen (Lølkes, 2017; Stadheim, 2016). Ut fra følgende resultater er følgende hendelsesforløp for Reingardslisystemet foreslått:

1. Tidlig utvikling av Lapphullet under subglaisale forhold og dominerende svovelsyrespeleogenese i et protogrottetstadium.

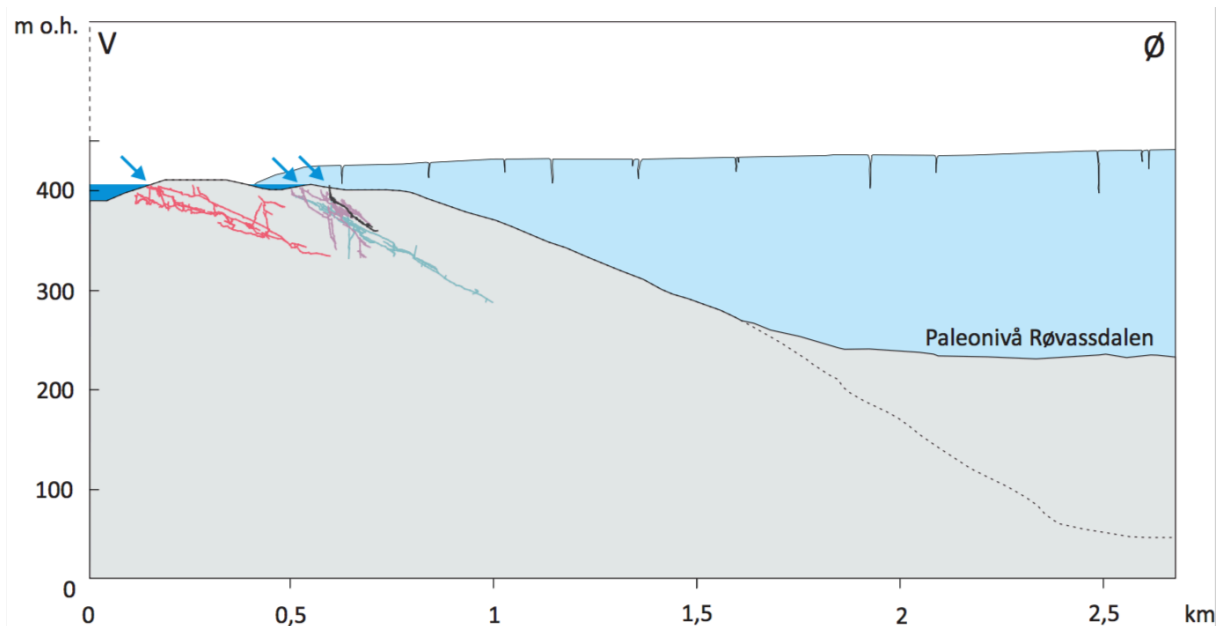
Starten på dannelsen av Lapphullet som første grotte i det som i dag utgjør Reingardslisystemet kan ha vært tilsvarende situasjonen skissert i figur 80. Utvikling av passasjene i Lapphullet under et kontantalt isdekke med en hydraulisk gradient og isbevegelse uavhengig av topografien vil da ha vært tilfelle. Den hydraulisk gradient og strømnregningen i Lapphullet var rettet mot vest og paleorødvassdalbunn er satt til å være på høyde med den daterte stalagmitten i Lapphullet. Den foreslåtte høyden er ikke usansynlig. Dette fordi Øvrevik (2002) anslår en alder på 360 000 år og 1,3 millioner år for Rødvassdalen, basert på gjennomsnittlige dalerosjonsrater. Olavsgrotta, Persgrotta og Larshullet har på dette stadiet muligens eksistert i et protogrottetstadium. Oppløsning ved protogrottetstadium kan da ha vært styrt av svovelsyrespeleogenese som følge av tilstedeværelsen av sulfatmineraler i berggrunnen. Initiert og utvidelser ved protogrottetstadium styrt av subglaisiale vannmasser under subglaisiale forhold er svært ineffektiv (Lauritzen og Skoglund, 2013) sammenlignet med svovelsyrespeleogenese. Lapphullet kan på lignende måte ha blitt initiert ved et tidligere tidspunkt, eller være av preglasial opprinnelse med senere utvidelser gjennom iskontaktspeleogenese.



Figur 80 En hypotetisk situasjon slik utviklingen av Lapphullet, vist i rødt, kunne ha foregått i et tidlig stadiet. Lapphullet ligger under et konenettalt isdekke der isens hydrauliske gradient er uavhengig av topografien. Høyden på isdekke er ikke gitt ettersom det kun er skjematisk skissert. Den hydrauliske gradienten er rettet mot vest, indikert med stor grønn pil, og det samme er vannstrømmene i Lapphullet, indikert med blå pil og stiptet pil for teoretisk innløp. Paleorødvassdalen er satt til å være på høyde med den daterte stalagmitten (730 000 år siden) i Lapphullet på omtrent 350 m o.h. Stiptet linje representerer dagens dalbunn. De andre grottene i Reingardslisystemet er ikke dannet ved dette tidspunktet, men kan være tilstedet i et protogrottestadium. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

2. Iskkontaktspeleogenese i flere trinn

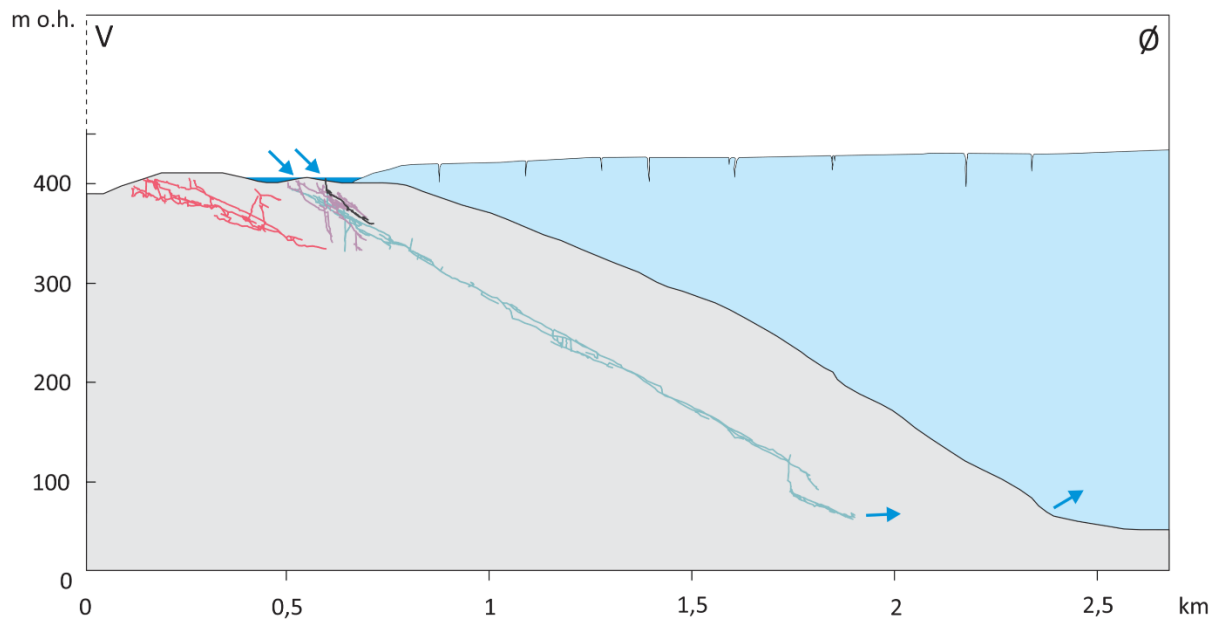
Et mulig situasjon i løpet av den videre utvikling og dannelse av Olavsgrotta, Persgrotta og Larshullet er skissert i figur 81. Alle grottene er på dette tidspunktet aktive og drenerer ned mot dalbunnen. Den nedre delen av Larshullet er ikke dannet og dalbunnen er foreslått til å være omtrent halvparten av dagens dalbunn, 260 m o.h. Lølkes (2017) og Stadheim (2016) konkludere med at Larshullet og Lapphullet har blitt dannet i løpet flere deglasiasjoner og breframstøt. Dette vil mest sannsynlig være tilfelle for både Olavsgrotta og Persgrotta ettersom de freatiske passasjene er av såpass store dimensjoner at en kort periode med effektiv oppløsning, under proglasiale forhold, ikke vil være tilstrekkelig (vedlegg B tverrsnitt a-p og vedlegg D tverrsnitt a-g) (kap. 5.1.1 og 5.1.2) (Heggstad, 2018). Isbreens posisjon har da vært varierende og grottene har blitt utviklet ved iskkontaktspeleogenese gjennom flere deglasiasjoner. Forskjellige typer sedimentavsetninger i Olavsgrotta og Persgrotta viser varierende hydrologiske regimer og er avsatt under ulike glasiale forhold uten at vi kan si noe sikkert at de har blitt avsatt før utviklingen av de nedre delene av Larshullet eller ved et senere tidspunkt. Kilhavn (2017) tolker sedimentavsetninger funnet i Larshullet og Lapphullet til å ha blitt avsatt gjennom flere deglasiasjoner og dette er mest sannsynlig tilfelle for både Olavsgrotta og Persgrotta.



Figur 81 En hypotetisk situasjon der alle grottene er aktive under en omtrentlig proglacial isbrefront. . Lapphullet er vist i rødt, Olavsgrotta i lilla, Larshullet i blått og Persgrotta i svart . Isbrens front har flukturert i takt med glasiasjoner og interglasiasjoner. Dette kan ha ført til avsetning av sedimenter og videre utvikling av passasjer under både proglasiale og suglasiale forhold. Paleonivå til Røvdassdalen er satt til omtrent halvparten av dagens og i denne tenkte situasjonen er de nedre delene av Larshullet ikke blitt utviklet. Figuren laget i samarbeid med Heggstad (2018).

3. Utvikling av nedre deler av Larshullet

Stadheim (2016) og Lølkes (2017) tolker den nedre delen av Larshullet til å ha blitt dannet sist under freatiske forhold. Den piezometriske overflaten har vært hevet for eksempel ved en dalbre (Lølkes, 2017) vist i figur 82. Utviklingen har fremdeles vært aktiv i de andre grottene, men passasjene kan da ha nådd så store dimensjoner at selv vann under deglasiasjon ikke er tilstrekkelig til å holde de øvre store passasjene vannfylte i annet en korte perioder. Det kan da ha vært minimal speleogenetisk påvirkning, men isteden avsetning og/eller utvasking av sedimenter. Tilførselen av sedimenter kan da ha fungert som sedimentplugger i for eksempel de små passasjen i *Labyrinten* (fig. 42, vedlegg B tverrsnitt e, g, h, i). Slike forhold kan da ha ført til avsetning av leire, men ettersom det er mangel på dateringer kan man ikke si dette sikkert.



Figur 82 En tenkt situasjon for hvordan Reingardslisystemet kan ha stt ut under siste deglasiasjonen. Dalbunne er derfor satt til dagens nivå og proglasialt vann fra en oppdemmet dalbre dreneres gjennom Larshullet og ut utløpet ved dalbunnen. Tilførsel av sedimenter i de forskjellige grottene kan ha ført til sedimentplugger som igjen kan ha ført til avsetninger av finkornede sedimenter som silt og leire. Figur laget i samarbeid med Heggstad (2018).

4. Mineralutfelling i dagens grottesystem

Figur 75 representerer grottesystemet slik det er i dag. Store deler av grottesystemet regnes som tørrlagt, bortsett fra enkelte deler i Lapphullet og Larshullet med bekker, samt *Corbels Nordgang* i Larshullet. Utvidelsen her pågår under vadose forhold, de eneste indikasjonen på freatiske forhold i systemet er ved vannlåsene, men disse er ikke forserbare. Utvidelse av øvre delene av Reingardslisystemet kan derimot fremdeles være aktiv ved svovelsyrespeleogenese. Reingardslisystemet regnes for å ha vært tørrlagt siden etter siste deglasiasjon og mineralene er avsatt under isfrie forhold slik figur 75 viser. De er mest sannsynlig avsatt etter siste glasiiale periode og er av holocen alder (11700 – i dag).

7. KONKLUSJON

- Reingardslisystemet består av grottene Olavsgrotta, Persgrotta, Larshullet og Lapphullet. Grottene er del av et samlet system med hydrologiske koblinger og synlige kontakter. Systemet har en total lengde på 9053 meter og en vertikal utstrekning på 347 meter. Olavsgrotta kategoriseres som en labyrintgrotte og Persgrotta en to-delt lineær grotte som begge er dannet som følge av iskontaktspeleogenese.
- Larshullet er mest sannsynlig den eldste av de fire grottene ettersom det er den eneste groten som viser subglasial modifikasjon og har en minimumsalder på 730 000 år. Olavsgrotta, Persgrotta og de øvre delene av Larshullet er mest sannsynlig dannet på likt og har dermed en minimumsalder på 300 000 år.
- Tilstedeværelse av sulfatmineraler fra pyritt i glimmerskiferen gir en indikasjon på at svovelsyrespeleogenese kan ha vært tilstede ved protogrottestadium for alle grottene, men også en speleogeneseform som kan være aktiv i dag.
- Sedimentene i Olavsgrotta og Persgrotta er, på lik linje som sedimentene i Larshullet og Lapphullet, avsatt under forskjellige glasielle regimer. Det er vanskelig å si noe om når sedimentene i Olavsgrotta og Persgrotta ble avsatt ettersom det ikke er foretatt noen dateringer, men de er eldre enn mineralavsetningene som er felt ut over dem. Mineralavsetningene er avsatt under isfrie forhold og er mest sannsynlig avsatt etter siste glasielle periode og er av holocene alder (11700 – i dag).
- Mineralene identifisert i Olavsgrotta og Persgrotta er kalsitt (i flere morfologiske former), jarositt, gips og jernoksid. Grottemineralisering påvirkes av den kjemiske sammensetningen til vannet som reagerer med berggrunnslitologien i området før det entrer grotten. I tillegg spiller luftfuktighet, sprekke tetthet, temperatur, partielltrykket til CO₂ og mikroorganismer også en viktig rolle. De finkornige sedimentene kan ha påvirket mineraliseringen ved blant annet anrikning av kaliumioner i løsning som videre reagerer med sulfat og jern som danner kaliumjarositt.
- Alle mineralforekomstene i Olavsgrotta og Persgrotta har kilder fra de omkringliggende bergartene som er blitt løst opp av perkolerende regnvann/grunnvann gjennom sprekker og felt ut i grottene når den har vært tørrlagt. Karbonat mineraler i marmor er kilde til kalsitt utfellinger av botryoider, stalagmitter, stalaktitter, krystalldammer og månemelk.

Pyritt i glimmerskiferen er kilde til Fe^{2+} og S^{1-} , som går til jernoksidutfellinger og sulfatutfellinger av jarositt og gips ved reaksjoner.

- Olavsgrotta og Persgrotta er i kontakt med mer glimmerskifer enn Larshullet og Lapphullet, hvilket trolig har en innvikning på grottemineraliseringen. Sprekkesystemet spiller en rolle for mineraldannelsen og persgrotta er utviklet langs et vertikalt lineament, ligger nær overflaten og er i kontakt med mye glimmerskifer. Dette kan forklare den store mengden stalagtitter og stalamitter i grotten.
- Funn av biosignaturer i en av månelmkforekomstene indikerer mikrobiell innflytelse i månelmkens dannelsesprosesser.
- Jernoksidforekomstene i Persgrotta viser tegn til abiotisk dannelse, men kan på et tidligere tidspunkt ha vært initiert av biotiske prosesser. Dannelsen av sulfatmineraler kan være katalysert av mikroorganismer men viser ingen tegn til dette mikroskopisk.
- Sterile metoder for mikrobiell prøvetaking og riktig oppbevaring er vel så viktige som geologiske metoder når en vil undersøke samspillet mellom mikroorganismer og mineralisering for å unngå kontaminering og usikre resultater.

8. VIDERE ARBEID

Forslag til videre arbeid er listet opp under:

- Dersom mulighetene tillater det hadde det vært interresant med enda en grottetur i Reingardslisystemet for kvalitetsjekk og steril prøvetaking av mineraler og mikroorganismer.
- Prøvetaking og analyser av vannkjemien og mikrobiologi i grottene ville gitt en indikasjon på hvilke ioner og mikroorganismer som potensielt entrer grotten gjennom de ulike sprekkene. Dette kunne videre ha blitt korrelert med mineraler og mikroorganismer i grottene.
- Grotter er en av de mest ekstreme underjordiske habitatene for mikroorganismer og kan derfor være viktige ressurser for ulike antibiotika. Videre analyser på månemelken som potensiell kilde til dette hadde derfor vært interresant. Slike studier hadde også vært interresant og utføre for hele biodiversiteten i en eller flere av grottene i Reingardslisystemet.
- Det kunne også være interresant å foretatt en sedimentkjerneprøve i et område med mye sedimenter for å undersøke tilstedeværelse av mikroorganismer. Dersom det skulle være tilstedeværelse av mikroorganismer ville det vært interresant å undersøke mulig mikrobiell sonering nedover i sedimentsøylen og videre sammenligne soneringen med andre andre sedimentsøyler fra for eksempel fjorder eller dyphavet. Etersom grotter er ekstreme miljø og næringsfattige, vil da de geokjemiske sonene og den mikrobielle soneringen ha begrenset utbredelse?
- FIB av jernodulene i TEM vil potensielt kunne gi en innsikt i hvorvidt jernodulenes dannelse har vært initiert av biotiske prosesser.
- Mikrobiologiske undersøkelser av jarosittforekomsten og mulig identifisering av mikrobielle inflytelser i jarosittdannelse hadde vært interresant.
- Karbon-oksygen-isotopanalyser på botryoideavsetningene for å kunne få en indikasjon på hvilke utfellingsprosesser som er dominerende, utfellings- eller fordampingsprosesser.
- Dateringer av speleothemer i Olavsgrotta og Persgrotta ville gitt et minimumsår for når grottene ble dannet.

REFERANSER

Barton, H.A. (2015). Starving artists: bacterial oligotrophic heterotrophy in caves. I A.S. Engel (Red.), *Microbial Life of Cave Systems*, Germany: Walter de Gruyter, s. 79–95.

Baskar, S., Baskar, R., Tewari, V. C., Thorseth, I. H., Øvreås, L., Lee, N. M., & Routh, J. (2011). Cave geomicrobiology in India: status and prospects, I V.C Tevari og J. Seckbach (Red.), *Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments*, Springer, Netherlands, 18, s. 541-569.

Blake, K. P. & Olsen, L. (1999). Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 53 (1), s. 1-16.

Borsato, A., Frisia, S., Jones, B., & Van Der Borg, K. (2000). Calcite moonmilk: crystal morphology and environment of formation in caves in the Italian Alps. *Journal of sedimentary research*, 70(5), s. 1171-1182.

Boston, P. J., Hose, L. D., Northrup, D. E., & Spilde, M. N. (2006). The microbial communities of sulfur caves: a newly appreciated geologically driven system on Earth and potential model for Mars. I R.S. Harmon og C.M. Wicks (Red.), *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry, Geological Society of America Special Paper 404*, Geological Society of America, Boulder, CO, s. 331-344.

Bryhni, Inge. (2017). Kaledonske Fjellkjede. [Internett]. I Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra < https://snl.no/Kaledonske_fjellkjede > [Lest 25.juli 2018]

Bögli, A. 1980. Karst hydrology and physical speleology, Berlin, Springer.

Cacchio, P., Contento, R., Ercole, C., Cappuccio, G., Martinez, M. P., & Lepidi, A. (2004). Involvement of microorganisms in the formation of carbonate speleothems in the Cervo Cave (L'Aquila-Italy). *Geomicrobiology Journal*, 21(8), s. 497-509.

Cañaveras, J. C., Cuezva, S., Sanchez-Moral, S., Lario, J., Laiz, L., Gonzalez, J. M., & Saiz-Jimenez, C. (2006). On the origin of fiber calcite crystals in moonmilk deposits. *Naturwissenschaften*, 93(1), s. 27-32.

Chan, C. S., Fakra, S. C., Emerson, D., Fleming, E. J., & Edwards, K. J. (2010). Lithotrophic iron-oxidizing bacteria produce organic stalks to control mineral growth: implications for biosignature formation. *The ISME journal*, 5(4), s. 717-727.

Chan, C.S., McAllister, S.M., Leavitt, A.H., Glazer, B.T., Krepski, S.T., Emerson, D., (2016). The architecture of iron microbial mats reflects the adaptation of chemolithotrophic iron oxidation in freshwater and marine environments. *Frontiers in Microbiology*, 7, 796 s.

- Cheeptham, N. (2013). Advances and challenges in studying cave microbial diversity. I N. Cheeptham (Red.), *Cave Microbiomes: A Novel Resource for Drug Discovery, Springer Briefs in Microbiology, 1*, s. 1-34
- Corbel, J. (1957) Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires (Rev.) *Geogr. Lyon, publ. hors-série*.
- Dawkins, W. B. (1874). Cave Hunting: researches on the evidence of caves respecting the early inhabitants of Europe. London, Macmillan and Co, 455 s.
- Dodd, M. S., Papineau, D., Grenne, T., Slack, J. F., Rittner, M., Pirajno, F., O'Neil, J., & Little, C. T. (2017). Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates. *Nature, 543*, s. 60-64.
- Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J., & Usdowski, E. (1992). Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology, 97(3-4)*, s. 285-294.
- Engel, A. S. (2011). Karst ecosystems. In: Reitner, J. and Thiel, V. (eds). *Encyclopedia of Geobiology, Springer Encyclopedia of Earth Sciences Series (EESS, formerly Kluwer Edition)*, Berlin, Germany, s 521-531.
- Ek, C. & Gewalt, M. 1985. Carbon dioxide in cave atmospheres; new results in Belgium and comparison with some other countries. *Earth Surface Processes and Landforms, 10*, s. 173-187.
- Ford, D. C. 1977. Karst and glaciation in Canada, *7th Int. Speleol. Congr.*, Sheffield, s. 88-189.
- Ford, D.C. & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester, 576 s.
- Ford, D. C., Lauritzen, S. E., & Worthington, S. (2000). *Speleogenesis of Castleguard Cave, Rocky Mountains, Alberta, Canada*. I D. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt (Red.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society of America, Huntsville, Alabama*, s. 332-337.
- Forti, P. (1989). The role of sulfide-sulfate reactions in speleogenesis. *I Proceedings of the Tenth International Speleology Congress, (1, s. 71-73)*, Budapest
- Forti, P. (1996). Speleothems and cave minerals in gypsum caves. *International Journal of Speleology, 25(3)*, 91-104.
- Forti P. & Salvatori F. (1988) – Un nuovo minerale di grotta: la fibroferrite della Grotta Ferrata. *Rivista Italiana di Mineralogia, 4*, s. 219-226
- Fossen, H., Pedersen, R-B., Bergh S. og Andresen, A. (2006). En fjellkjede blir til – oppbygningen av Kaledonidene; ca 500 – 405 millioner år. I Ramberg, I.B., Brynhi, I.

Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (Red.), *Landet blir til – Norges geologi (2. utg., s. 180-228)*, Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 608 s.

Frankel, R. B., & Bazylinski, D. A. (2003). Biologically induced mineralization by bacteria. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 54(1), s. 95-114.

Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(3), s. 153-174.

Gaines, R., Skinner, H., Foord, E., Mason, B, Rosenzweig, A. And King, V. (1997) Dana's New Mineralogy: the system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana (Wiley, New York), 137 s.

García, M., Márquez, G. M. A., og Morenom H. C. X. (2016). Characterization of bacterial diversity associated with calcareous deposits and drip-waters, and isolation of calcifying bacteria from two Colombian mines. *Microbiological research*, 182, s. 21-30.

Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44-51.

Gee, D. G., Kumplainen, R., Roberts, D., Stephens, M. B. & Zacharisson, E. (1985). Scandinavian Caledonides Tectonstratigraphic Map. The Caledonide Orogen Scandinavia and Related Areas, Gee D. G. & Sturt B. A., *John Wiley & Sons*, England

Geiger, R. (1965). The climate near the ground. Cambridge, Mass, *Harvard University Press*.

Ghosh, S., Kuisiene, N., & Cheeptham, N. (2017). The cave microbiome as a source for drug discovery: Reality or pipe dream? *Biochemical pharmacology*, 134, s. 18-34.

Gjelle, S., & Søvegjarto, U. (2004). Ranas fjell og gruver: en beskrivelse av berggrunnen på kartbladene Mo i Rana og Storforshei, *Norges Geologiske Undersøkelse*, 9.

Harmon, R. S., Atkinson, T. C., & Atkinson, J. L. (1983). The mineralogy of Castleguard

Heggstad, M. E. (2018). *Speleogenetiske prosesser i grotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, 137 s..

Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15, s. 503-516.

Heeb, B. (2008) Paperless Caving - An Electronic Cave Surveying System. *Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress*.

Hestangen, H. (2005). *The Sedimentology of the Grønli-Setergrotta cave system, Mo i Rana, Nordland, Norway* (cand. scient. thesis). University of Bergen, 190 s.

Hill, C. A. (1987). Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains: New Mexico. *Bureau of Mines and Minerals Resources*, 117, 150 s.

Hill, C. & Forti, P. (1995). The classification of cave minerals and speleothems. *International Journal of Speleology*, 24, s. 77-82.

Hill, C. & Forti, P. (1997). *Cave Minerals of the World, Alabama, USA* (second edition), Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 463 s.

Hjorthen, P. G. (1968). Grotter og grotteforskning i Rana, *Norges Geologiske Undersøkelse Småskrift*, 9, 40 s.

Horn, G. (1947). Karsthuler i Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 165, 77 s.

Hose, L. D., Palmer, A. N., Palmer, M. V., Northup, D. E., Boston, P. J., & DuChene, H. R. (2000). Microbiology and geochemistry in a hydrogen-sulphide-rich karst environment. *Chemical Geology*, 169(3-4), s. 399-423.

Ionescu, D., Heim, C., Polerecky, L., Thiel, V., & De Beer, D. (2015). Biotic and abiotic oxidation and reduction of iron at circumneutral pH are inseparable processes under natural conditions. *Geomicrobiology Journal*, 32(3-4), s. 221-230.

Jones, B. (2010). Microbes in caves: agents of calcite corrosion and precipitation. *Geological Society, London, Special Publications*, 336(1), s. 7-30.

Karlsen, S. (2003) Saltfjellet og Svartisen: fjell og bre ved Polarsirkelen. *Nordiska ministerrådet*, København, 258 s.

Kilhavn, H. (2017). *Kartlegging og analyser av finkornede sedimenter og mineraler i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana* (Masteroppgave), Universitetet i Bergen, Norge, 121 s.

Klimchouk, A. B., & Ford, D. C. (2009). Principal features of hypogene speleogenesis. I Klimchouk A. og Ford D. (Red), *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology Special Paper 1, s. 7-16.

Knoll, A., Canfield, C., & Konhauser, K. (2012). *Fundamentals of Geobiology*. Oxford: Wiley-Blackwell.

Konhauser, K. (2007). *Introduction to Geomicrobiology*. Oxford: Blackwell Publishing.

- Ksienzyk, A. K., Dunkl, I., Jacobs, J., Fossen, H. og Kohlmann, F. (2014) From orogen to passive margin: constraints from fission track and (U-Th)/He analyses on Mesozoic uplift and fault reactivation in SW Norway. Geological Society, London, Special Publications, 390 (1), s. 679- 702.
- Laiz, L., Groth, I., Gonzalez, I., & Saiz-Jimenez, C. (1999). Microbiological study of the dripping waters in Altamira cave (Santillana del Mar, Spain). *Journal of Microbiological Methods*, 36(1-2), s. 129-138.
- Lauritzen, S.-E. (1982) The paleocurrents and morphology of Pikhåggrottene, Svartisen, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 36 (4), s. 183-209
- Lauritzen, S.-E. upublisert. Uranseriedateringer fra Larshullet og Lapphullet fra 1987 [upublisert manuskript]. Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. (2001). Marble Stripe Karst of the Scandinavian Caledonides: An Endmember in the Contact Karst Spectrum. *Acta Casologica*, 30, s. 47-79.
- Lauritzen, S.-E. (2002). Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, 39, s. 3-39.
- Lauritzen, S.-E. (2008). Grottof. 4.027 utg., Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. (2010). Grotter. *Norges ukjente underverden*. Oslo: Tun Forlag
- Lauritzen, S.-E. (2016a). Del II: Kjemiske prosesser i karsthydrologi og speleologi. I: S.-E. Lauritzen (Red.), *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen, Norge.
- Lauritzen, S.-E. (2016b). Kapittel 1: Grottemineraler og speleothemer. I S.-E. Lauritzen, (Red.), *Karst og grottelære*. Universitetet i Bergen, Norge.
- Lauritzen, S.-E. (2016c). Kapittel 13: Grotter. I: S.-E. Lauritzen (Red.), *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen, Norge.
- Lauritzen, S.-E. og Gascoyne, M. (1980) The first radiometric dating of Norwegian stalagmites – Evidence of pre-Weichselian karst caves. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 34 (2), s. 77-82
- Lauritzen, S.-E. & Lundberg, J. (2000). Meso- and Micromorphology of Caves. I A. Klimchouk, D. Ford & A.N. Palmer (Red.), *Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama: National Speleological Society.
- Lauritzen, S.-E., Løvlie, R., Moe, D. & Østbye, E. (1990). Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from rana, Northern Norway. *Quaternary Research*, 34, s. 306-316.

Lauritzen, S.-E. & Skoglund, R. Ø. (2013). Glacier ice-contact speleogenesis in marble stripe karst. I J. Shroder og A. Frumkin (Red), *Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology*, 6. Sand Diego: Academic Press, s. 363-396.

Lølkes, S. (2017). *Kartlegging og hydrogeologi i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana* (Masteroppgave), Universitetet i Bergen, Norge, 117 s.

Linge, H., Lauritzen, S. E., Andersson, C., Hansen, J. K., Skoglund, R. Ø., & Sundqvist, H. S. (2009). Stable isotope records for the last 10000 years from Okshola cave (Fauske, northern Norway) and regional comparisons. *Climate of the Past*, 5(4).

Liñán, C., Vadillo, I., & Carrasco, F. (2008). Carbon dioxide concentration in air within the Nerja Cave (Malaga, Andalusia, Spain). *International Journal of Speleology*, 37(2), s. 99-106.

Maciejewska, M., Adam, D., Naômé, A., Martinet, L., Tenconi, E., Całusińska, M., Delfosse, P., Hanikenne, M., Baurain, D., Compère, P., Carnol, M., Barton, H. A., & Rigali, S. (2017). Assessment of the potential role of *Streptomyces* in cave moonmilk formation. *Frontiers in microbiology*, 8, s. 1181

Melton, E. D., Swanner, E. D., Behrens, S., Schmidt, C., & Kappler, A. (2014). The interplay of microbially mediated and abiotic reactions in the biogeochemical Fe cycle. *Nature Reviews Microbiology*, 12, s. 797.

Miller, A. Z., Garcia-Sanchez, A. M., Martin-Sanchez, P. M., Pereira, M. F., Spangenberg, J. E., Jurado, V., Jurado, V., Dionísio, A., Afonso, M. J., Iglésias Chaminé, H. I., Hermosin, B., & Saiz-Jimenez, C. (2018). Origin of abundant moonmilk deposits in a subsurface granitic environment. *Sedimentology*. doi: <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12431>

Nese, H. (1996). *Sedimentologisk utvikling av grottene i Kjøpsvik med hovedvekt på Storsteinsholesystemet* (Cand.scient. oppgave), Universitetet i Bergen, Norge.

Northup, D. E., Reysenbach, A. L., & Pace, N. R. (1997). Microorganisms and speleothems. I C. Hill og P. Forti (Red.), *Cave minerals of the world* (2. utg.). Huntsville: Speleological Society s. 261-266.

NGU. (2017). Marin grense og tidligere havdekte områder [Internett]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/?kommunenr=1883> [Lest 29.04.17].

Nye, J. F. (1965). The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *Journal of Glaciology*, 5, s. 363-396.

Onac, B. & Forti, P. (2011). Minerogenetic mechanisms occurring in the cave environment: an overview. *International Journal of Speleology*, 40, s. 79-98.

Onac, B. P., & Ghergari, L. (1993). Moonmilk Mineralogy in some Romanian and Norwegian caves. *Cave science*, 20(3), s. 107.

Onac, B. & Lauritzen, S.-E. (1995). On some cave minerals from Northern Norway. *International Journal of Speleology*, 24, s. 67-75.

Onac, B. P., Sumrall, J., Tămaș, T., Povară, I., Kearns, J., Dârmiceanu, V., Veres, D., & Lascu, C. (2009). The Relationship Between Cave Minerals and H₂S-Rich Thermal Waters along Cerna Valley (SW Romania). *Acta Carsologica*, 38(1), s. 27-39.

Ortiz, M., Legatzki, A., Neilson, J. W., Fryslie, B., Nelson, W. M., Wing, R. A., Soderlund, C. A., Pryor, B. M., & Maier, R. M. (2014). Making a living while starving in the dark: metagenomic insights into the energy dynamics of a carbonate cave. *The ISME journal*, 8(2), s. 478.

Oxaal, J. (1914). Kalkstenhuler i Ranen.

Pedersen, L. E. R. (2018) Biosignatures in the Oceanic Crust. University of bergen, s. 19 – 23, 78 s.

Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. & Parkhurst, D. L. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO₂ (sub 2) -water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO₂ (sub 2). *American Journal of Science*, 278, s. 179-216.

Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C. & Blackwood, D. S. (2000). A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction [Internett]. Massachusetts: U.S. Geologic Survey Open-File Report 01-041. Tilgjengelig fra <<http://pubs.usgs.gov/openfile/of01-041/index.htm>> [Lest 30. august 2016].

Railton, C. L. (1954). Caving in Norway. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 3, s. 17-39.

Ramdohr, P. and Strunz, H. (1967) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie (Enke, Stuttgart), 820 s.

Reigstad, L. J., Thorseth, I. H., Lauritzen, S.-E. & Torsvik, V. L. In manus (2017). Geomicrobiology of subarctic moonmilk deposits in Moen Cave, Norway. Universitetet i Bergen, Norge.

Roberts, R. & Gee, D. G. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *John Wiley & Sons Ltd*, 1, s. 55-68

Roesch, L. F., Fulthorpe, R. R., Riva, A., Casella, G., Hadwin, A. K., Kent, A. D., Daroub, S. H., Camargo, F. A. O., Fermerie, W. G., & Triplett, E. W. (2007). Pyrosequencing enumerates and contrasts soil microbial diversity. *The ISME journal*, 1(4), 283 s.

Rusznayák, A., Akob, D. M., Nietzsche, S., Eusterhues, K., Totsche, K. U., Neu, T. R., Drosh, T., Popp, J., Keiner, R., Geletneky, J., Schulze, E., Küsel, K., & Katschmann, L. (2011).

Calcite biomineralization by bacterial isolates from the recently discovered pristine karstic Herrenberg cave. *Applied and environmental microbiology*, 78 (4), s. 1157 -1167.

Sarbu, S. M., Kane, T. C., & Kinkle, B. K. (1996). A chemoautotrophically based cave ecosystem. *Science*, 272, s.1953-1955.

Shaw, E. M. (1983). *Hydrology in practice* (3. utg.), London: Van Nostrand Reinhold, s. 2-553.

Shumenko, S. I., & Olimpiev, I. V. (1977). Rock milk from caves in Crimea and Abhasia. *Lithology and Mineral Resources*, 12(2), s. 240-243.

Sivle, A. D. (2017) Adiabatisk [Internett]. I Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: <<https://snl.no/adiabatisk>> [Lest 01.april 2018].

Skoglund, R. Ø., Lauritzen, S. E., & Gabrovšek, F. (2010). The impact of glacier ice-contact and subglacial hydrochemistry on evolution of maze caves: A modelling approach. *Journal of hydrology*, 388(1-2), s. 157-172.

Skoglund, R. Ø., & Lauritzen, S. E. (2010). Morphology and speleogenesis of Okshola (Fauske, northern Norway): example of a multi-stage network cave in a glacial landscape. *Norwegian Journal of Geology*, 90, s. 123-137.

Skoglund, R. O., & Lauritzen, S. E. (2011). Subglacial maze origin in low-dip marble stripe karst: examples from Norway. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73(1), s. 31-43.

Stadheim, A. G. 2016. *Kartlegging av karstgrotter og overflatekart ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Norge.

Stephens, M.B., Gustavson, M., Ramberg, I.B., and Zachrisson, E., (1985). The Caledonides of central-north Scandinavia - a tectonostratigraphic overview, I Gee, D.G., og Sturt, B.A., (Red.), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas, Part 1*. Chichester, U.K., John Wiley and Sons Ltd., s. 135–162.

Søvegjarto, U. (1988) Mo i Rana, Trondheim, NGU

Trombe, F. (1952). *Traité de spéléologie*: Paris. France, Payot. 376 s.

Tronsmo, A. (2016). *Innføring i mikrobiologi*. Universitetsforlaget, Oslo.

Valen, V., Lauritzen, S.-E. & Løvlie, R. (1997). Sedimentation in a high-latitude karst cave: Sirijordgrotta, Nordland, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 77, s. 233-250.

Westall F, Cavallazzi B (2011) Biosignatures in rocks BT - Encyclopedia og geomicrobiology. *Encyclopedia of geomicrobiology*, s. 1-201.

White, W. B. (1997). Thermodynamic equilibrium, kinetics, activation barriers, and reaction mechanisms for chemical reactions in karst terrains. *Environmental Geology*, 30, s. 46-58.

Øvrevik, R. (2002). *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Norge.

Øvrevik, R. & Lauritzen, S.-E. (2005). Maze caves in stripe karst: Examples from Nonshauggrotta, northern Norway (6 s.). *14th International Congress of Speleology*. Athen-Kalamos.

Øyehaug, E. T. (2016). *Grottekartlegging og strukturgeologisk påvirkning på grottedannelse sør for Reingardslivatnet, Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Norge.

VEDLEGG

Vedlegg A: Lengdeprofil av reingardslisystemet

Vedlegg B: Detaljert kart over Olavsgrotta

Vedlegg C: Lengdeprofil av Olavsgrotta

Vedlegg D: Detaljert kart over Persgrotta

Vedlegg E: Lengdeprofil av Persgrotta

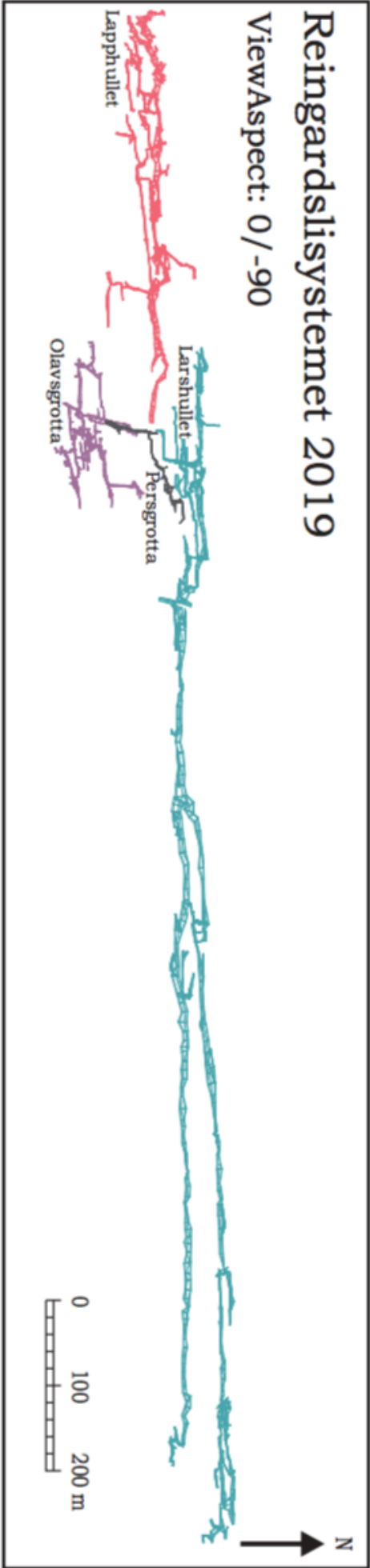
Vedlegg F: Analyser fra XRD

Vedlegg G: Kjemiske analyser fra SEM

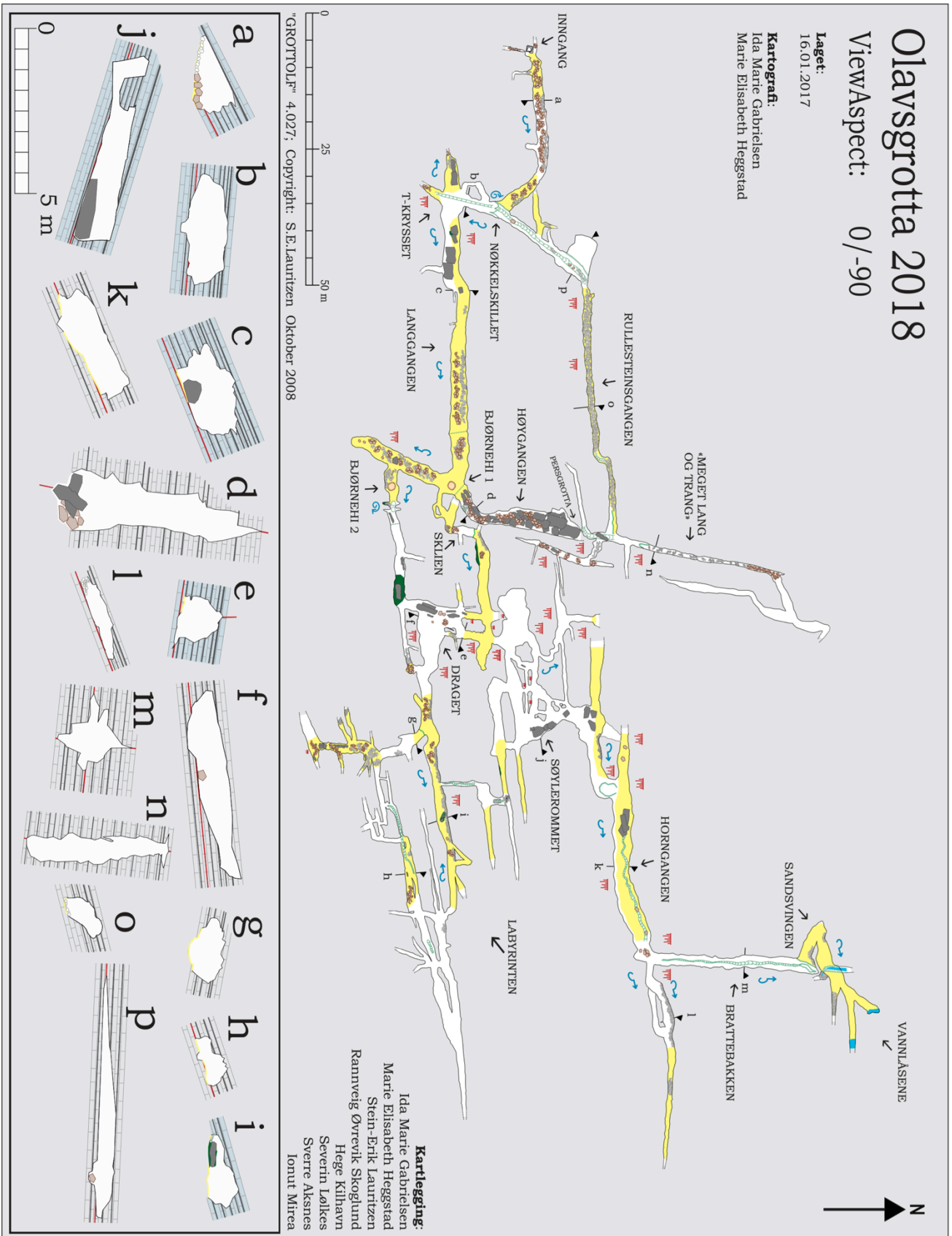
Vedlegg H: Bilder fra SEM

Vedlegg I: Taksonomisk klassifisering

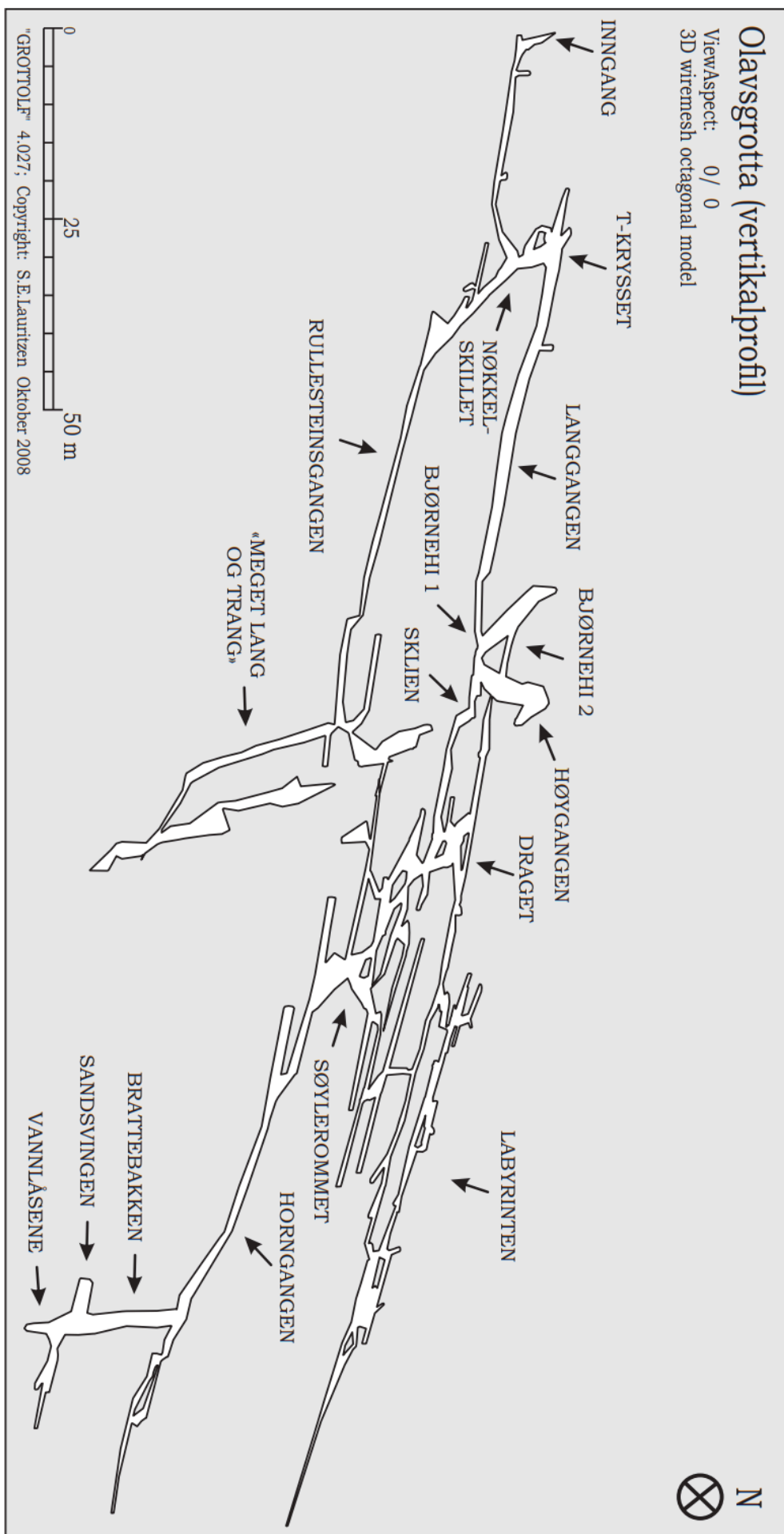
VEDLEGG A: Lengdeprofil av Reingardslisystemet



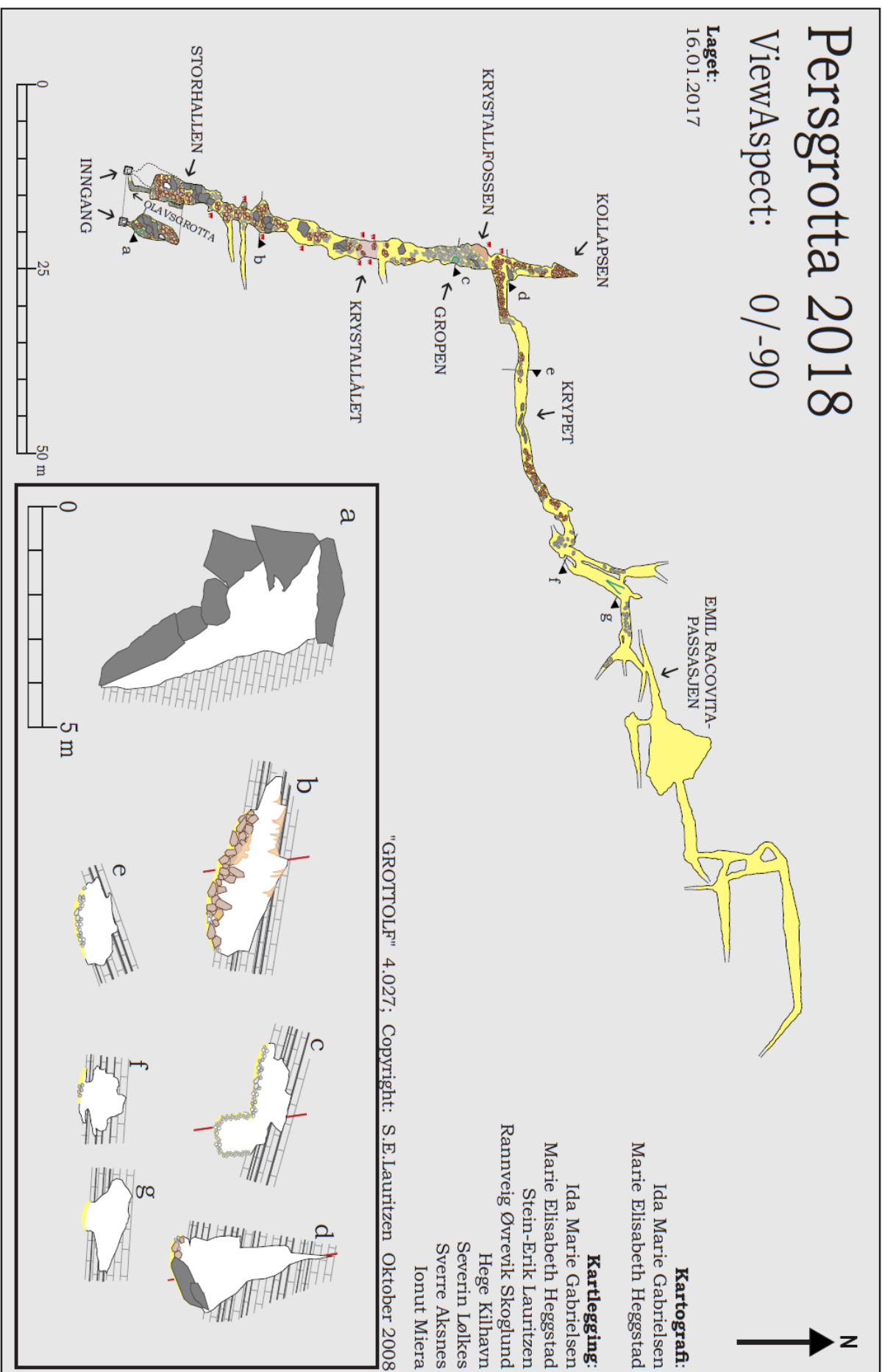
VEDLEGG B: Detaljert kart over Olavsgrotta



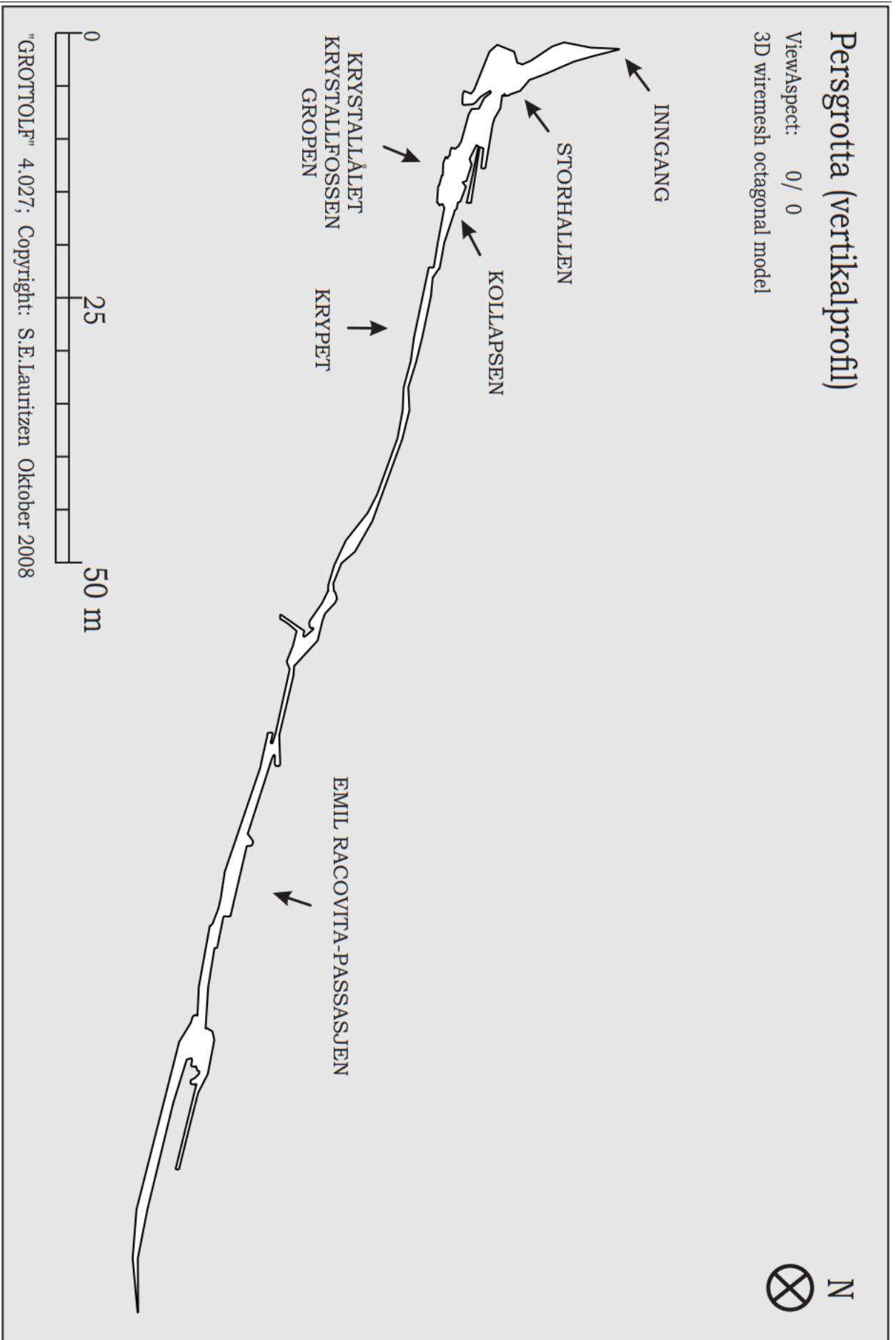
VEDLEGG C: Vertikalprofil av Olavsgrotta



VEDLEGG D: Detaljert kart over Persgrotta



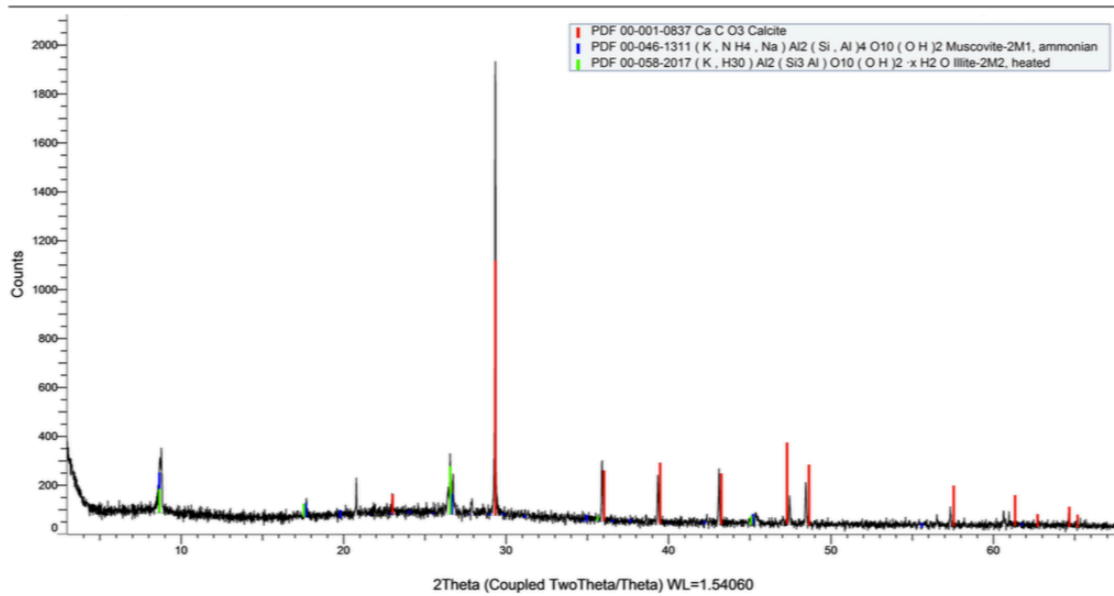
VEDLEGG E: Vertikalprofil av Persgrotta



VEDLEGG F: Analyser fra XRD

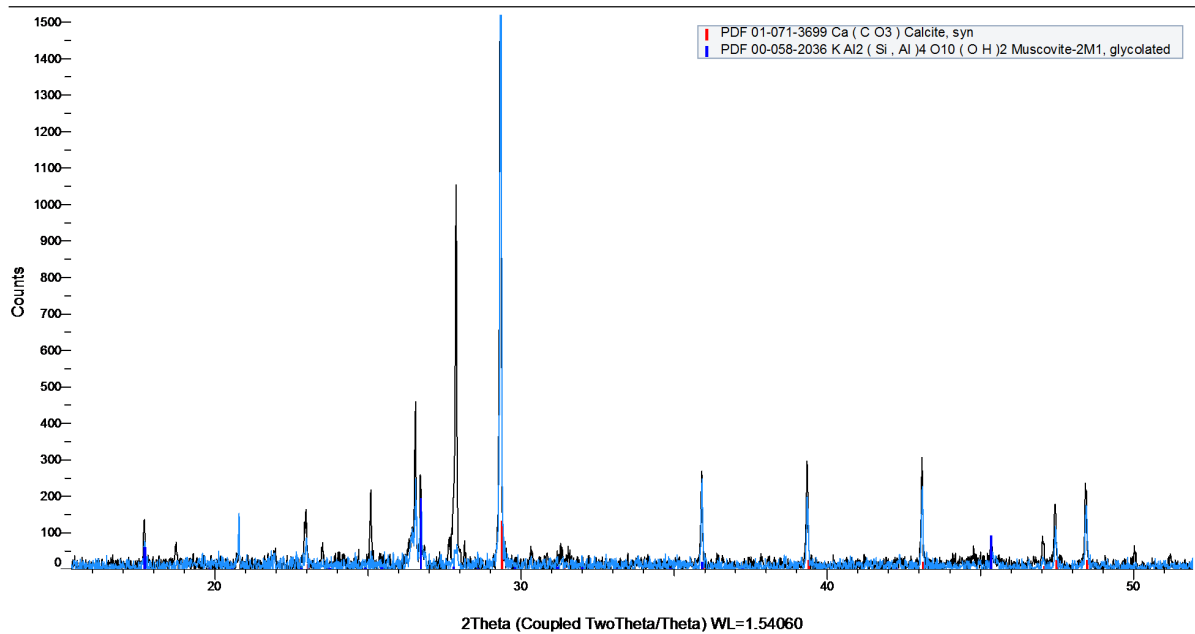
OG4 - Månemelk i tak

(Coupled TwoTheta/Theta)

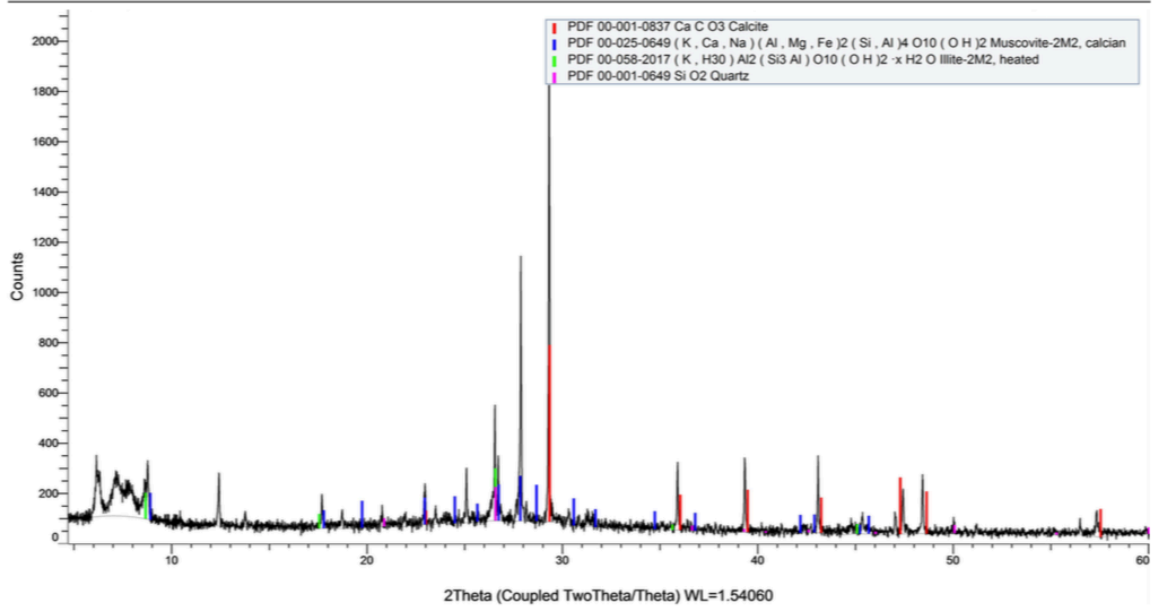


OG2 - Månemelk på rullestein

(Coupled TwoTheta/Theta)

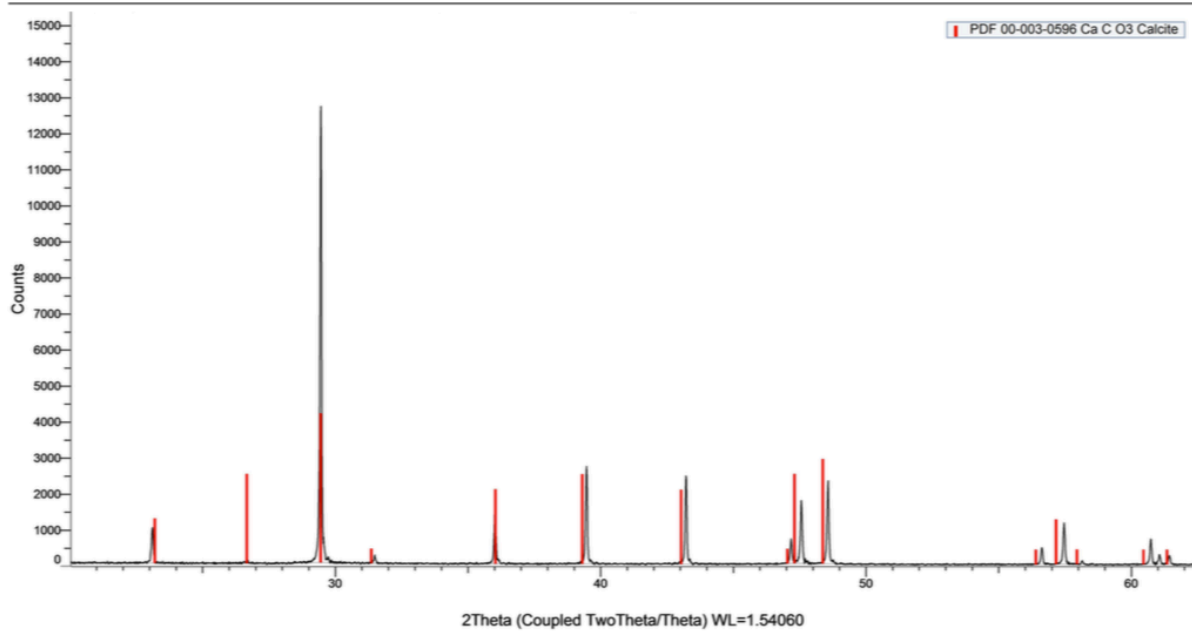


(Coupled TwoTheta/Theta)



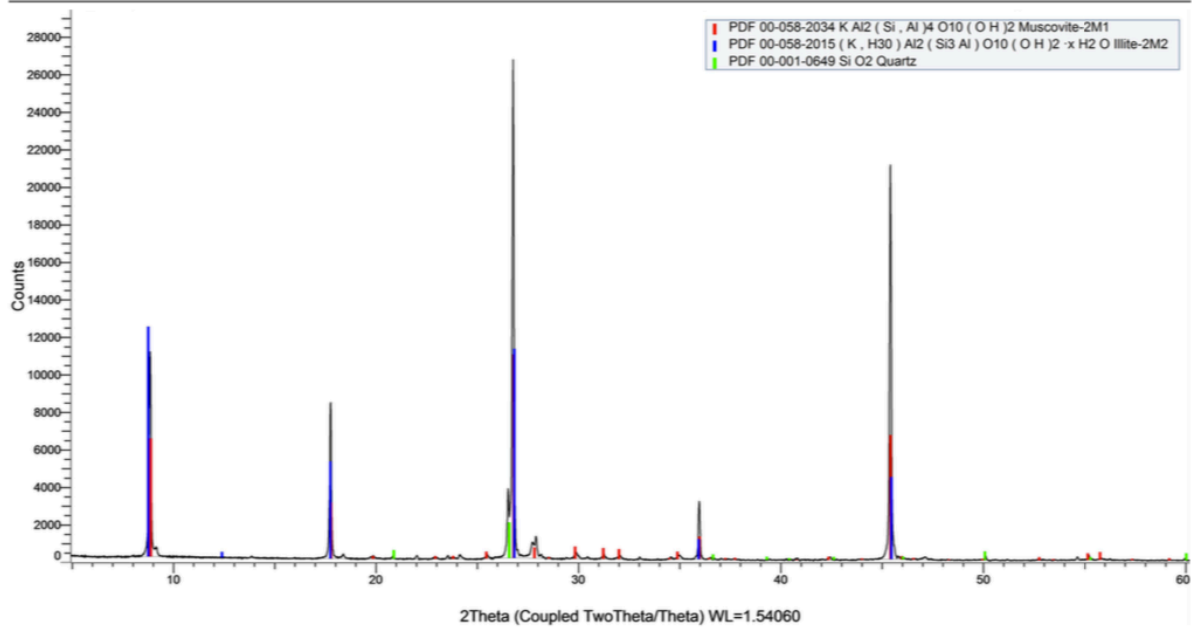
IMG- LP1- Månemelk fra Lapphullet

(Coupled TwoTheta/Theta)



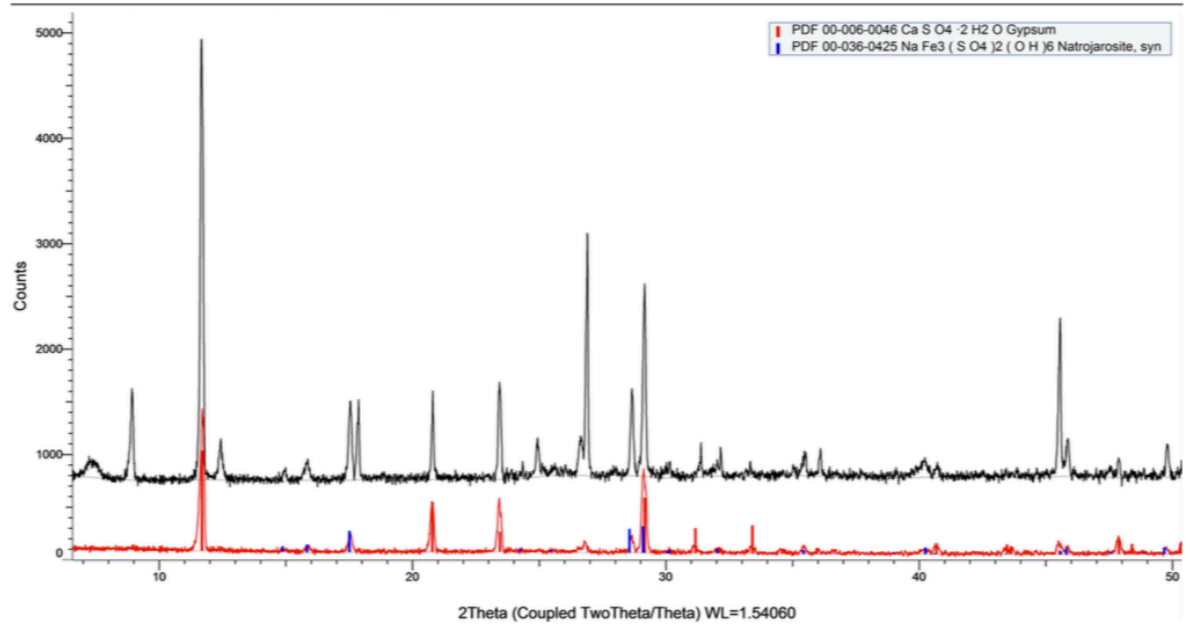
OG1- Muskovitt/Illite

(Coupled TwoTheta/Theta)

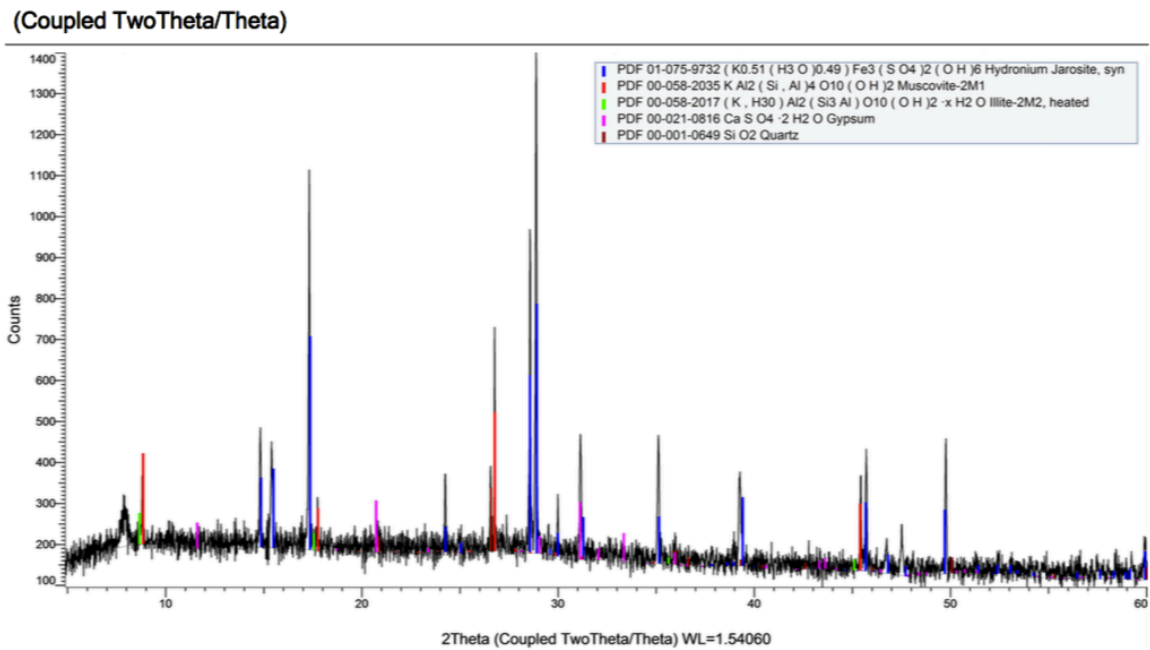


PU3 (svart) og PU4 (rød) - Natrojarositt og gips

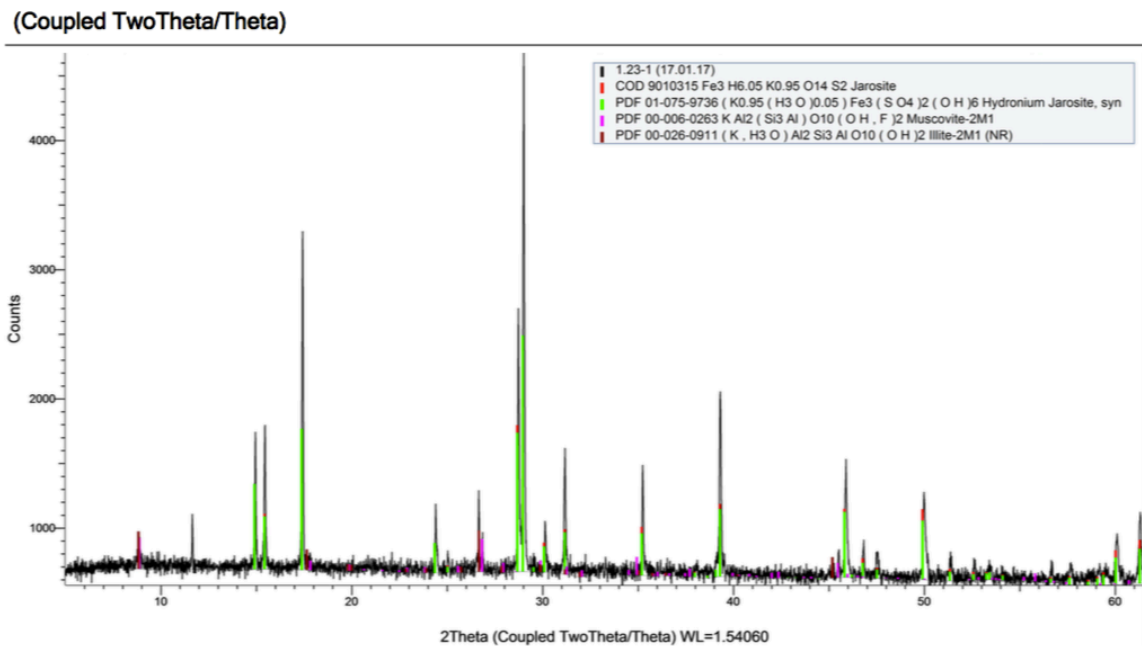
(Coupled TwoTheta/Theta)



OG5 - Kaliumjarositt/Hydroniumjarositt og gips

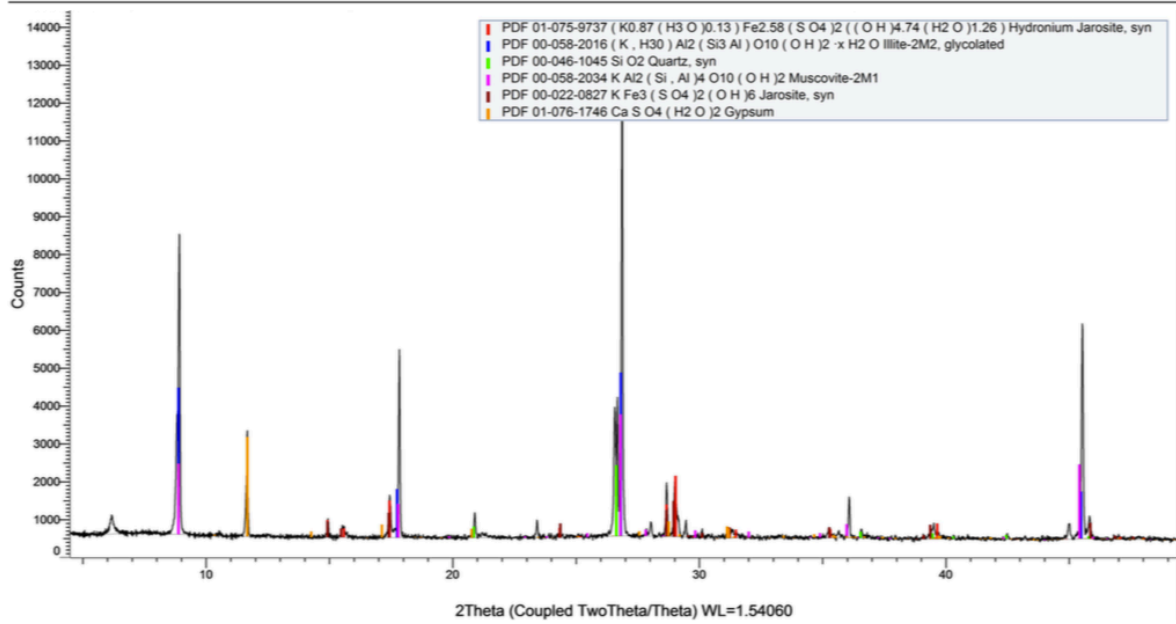


PG1 - Kaliumjarositt/Hydroniumjarositt



PG3 - Kaliumjarositt/Hydroniumjarositt og gips

(Coupled TwoTheta/Theta)

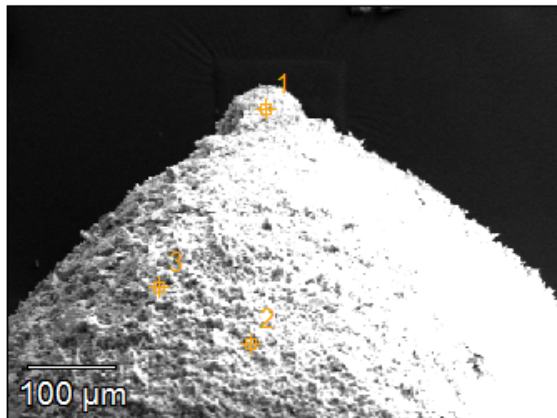


VEDLEGG G: Kjemiske analyser fra SEM

Kalsitt

OG3

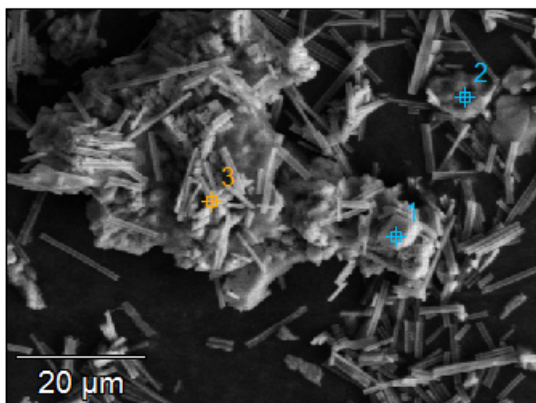
Botryoided(2)



	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>O</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Ca</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
<i>Botryoided(2)_pt1</i>	6.92		42.90	0.40	0.46	0.36	26.48	5.20	17.29
<i>Botryoided(2)_pt2</i>	2.62	1.39	16.78	0.14	0.94	0.26	51.43	4.96	21.48
<i>Botryoided(2)_pt3</i>	4.80		37.62	0.24	0.45		43.28	2.74	10.87

OG2

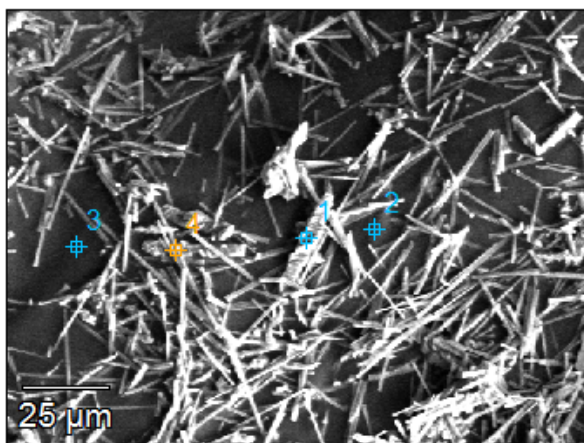
3aMMrullestein(5)



	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Na-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>Cl-K</i>	<i>Ca-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Mo-L</i>	<i>Ru-L</i>	<i>Sn-L</i>
<i>3aMMrullestein(5)_pt1</i>	7.64	40.9 8S		0.12	0.17			51.0 7	0.02			
<i>3aMMrullestein(5)_pt2</i>	7.24	54.0 8S	5.32		8.74	20.6 9		2.94	0.03	0.58	0.14	0.25
<i>3aMMrullestein(5)_pt3</i>	9.17	43.7 0S		0.16	0.56	0.14	0.04	45.5 9	0.08	0.56		

IMG-LP1

Maanemelk-I-HK-1(2)

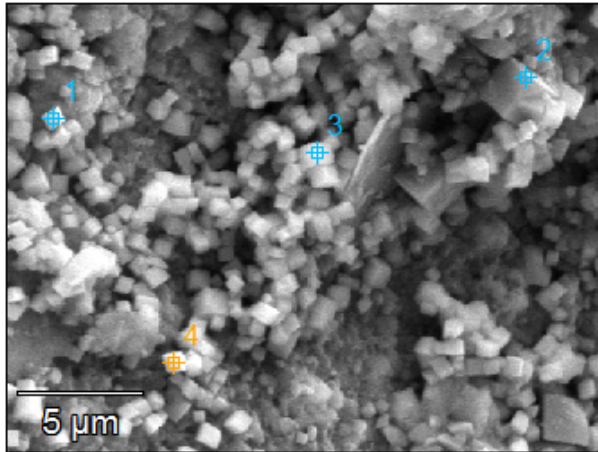


	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>Ca</i>	<i>Fe</i>
<i>Maanemelk-I-HK-1(2)_pt1</i>	8.16	41.78S	0.09	0.10			49.87	
<i>Maanemelk-I-HK-1(2)_pt2</i>	21.50	63.55S	0.05	0.40		0.08	14.42	
<i>Maanemelk-I-HK-1(2)_pt3</i>	27.25	72.65S		0.04			0.06	
<i>Maanemelk-I-HK-1(2)_pt4</i>	15.57	53.96S	0.14	0.23	0.06	0.10	29.47	0.47

Gips

PU3

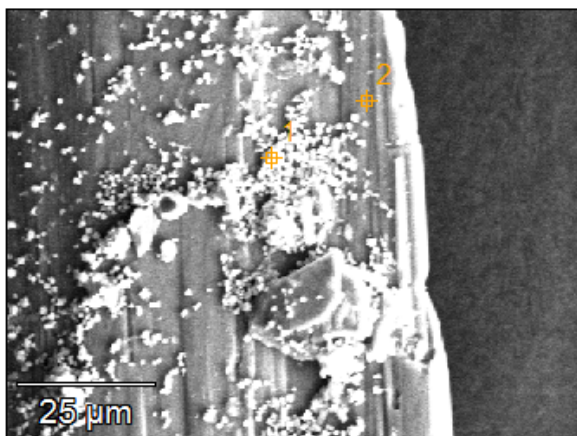
Base(3)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Nb</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
<i>Base(3)_p</i>		32.85											
<i>t1</i>	0.00	S	0.36	0.52	0.47	5.52	0.24	0.22	0.64	51.6	1.02	1.70	4.79
										5			
<i>Base(3)_p</i>		36.47											
<i>t2</i>	0.00	S	0.67	0.28	0.73	11.8	0.57	0.18	0.45	37.6	1.05	2.55	7.63
						0				1			
<i>Base(3)_p</i>		35.47											
<i>t3</i>	0.00	S	3.22	0.48	0.81	12.4	0.83	0.18	0.38	31.3		3.18	11.7
						0				0			4
<i>Base(3)_p</i>		36.11											
<i>t4</i>	0.00	S	2.40	0.87	4.59	9.68	0.28	1.42	0.81	30.7		2.63	10.4
										6			6

PU4

PU4ute(3)

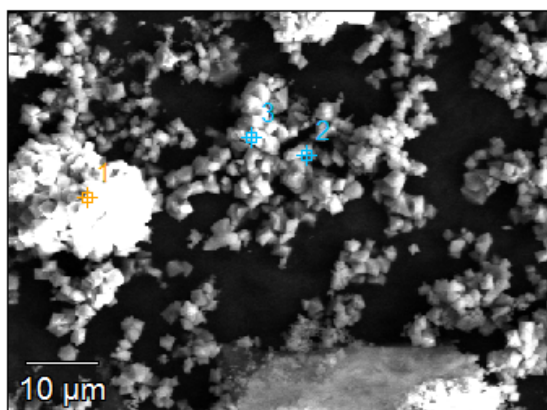


	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Pd</i>
<i>PU4ute(3)_pt2</i>	1.90	48.40S		0.14	0.14	21.22	27.51		0.69	

Jarositt (Kaliumjarositt og Natrojarositt)

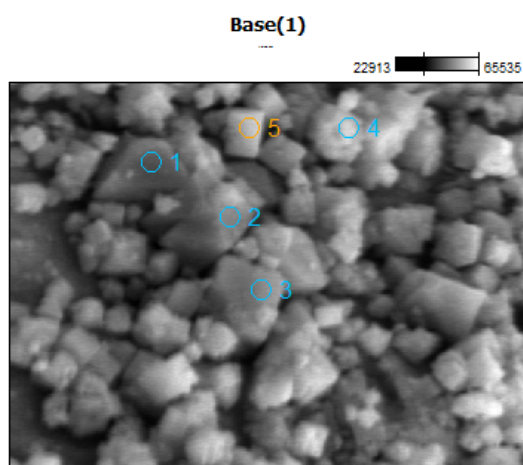
OG5

202140LAV(4)



	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Na-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>P-K</i>	<i>S-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>
<i>202140LAV(4)_pt1</i>	0.56	40.02S		0.12	0.15	0.34	13.15	6.69	38.97
<i>202140LAV(4)_pt2</i>	5.11	45.77S	0.39	0.15	0.18	0.33	11.12	5.65	31.31
<i>202140LAV(4)_pt3</i>	3.43	43.14S	0.21	0.28	0.48	0.30	10.94	5.98	35.24

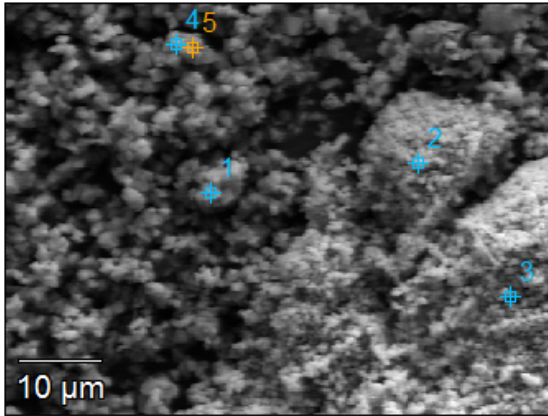
PG1



	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>P-K</i>	<i>S-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Br-L</i>
<i>Base(1)_pt1</i>	5.82	48.52		0.12	3.00	10.39	5.58	23.52	3.05
<i>Base(1)_pt2</i>	6.63	56.42		0.09	2.85	8.57	4.44	18.35	2.64
<i>Base(1)_pt3</i>	6.11	57.91	1.05	0.05	2.51	8.67	4.57	19.14	
<i>Base(1)_pt4</i>	7.30	56.52		0.27	3.13	7.67	3.91	18.87	2.33
<i>Base(1)_pt5</i>	4.98	51.27		0.42	2.93	9.33	4.76	23.68	2.64

PG3

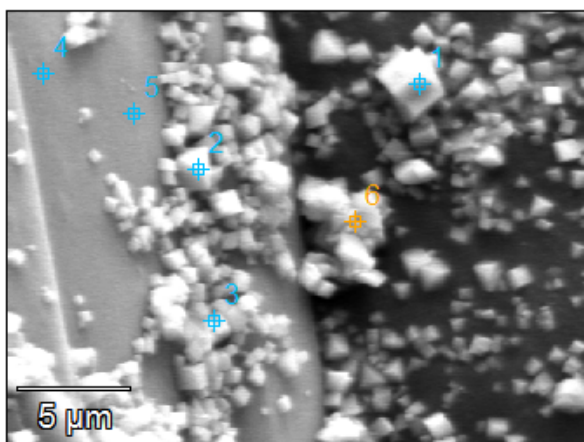
PU3(5)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Fe</i>	<i>Nb</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
<i>PU3(5)_pt</i>		35.45										
1	0.00	S	1.18		0.62	1.39	11.40	5.38	33.41	0.00	2.49	8.66
<i>PU3(5)_pt</i>		37.67										
2	0.00	S	1.42		0.29	0.61	13.59	5.46	33.66		2.00	5.30
<i>PU3(5)_pt</i>		37.29										
3	0.00	S	1.22	0.23	0.55	1.11	12.87	5.11	33.37		1.98	6.27
<i>PU3(5)_pt</i>		37.16										
4	0.00	S	2.12		0.18	0.27	13.71	5.14	32.67		2.27	6.49
<i>PU3(5)_pt</i>		36.44										
5	0.00	S	1.35		0.17	0.31	13.24	5.28	33.13	0.00	2.28	7.81

PU3

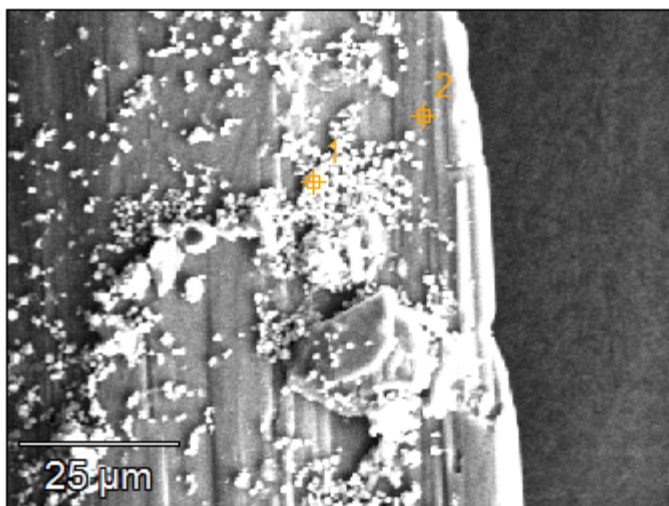
PU3(2)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Rb</i>	<i>Nb</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
PU3(2)		38.1													
_pt1	0.0	1S	3.9		0.2		14.9	1.0	0.70	0.2	30.4	0.4	0.0	2.4	7.4
	0		2		4		5	5		1	8	6	0	3	4
PU3(2)		42.5													
_pt2	0.0	4S	1.1		0.1	0.3	18.8	0.1	18.6		13.4		0.1	1.1	3.5
	0		5		3	0	4	4	4		3		2	8	3
PU3(2)		38.6													
_pt3	0.0	1S	3.4		0.2	0.3	14.8	0.3	3.91	0.2	27.8		0.9	2.3	6.8
	0		4		2	9	6	4		3	7		8	3	3
PU3(2)		44.8													
_pt4	2.8	5S	0.3	0.0	0.2	0.2	17.5		21.9		2.70			1.7	7.3
	9		9	6	1	5	9		3					9	4
PU3(2)		46.8													
_pt6	7.0	6S	2.3		0.1	0.1	10.0	0.5	0.31	0.1	26.5			1.2	4.5
	4		0		5	8	3	8		6	6			9	5

PU4

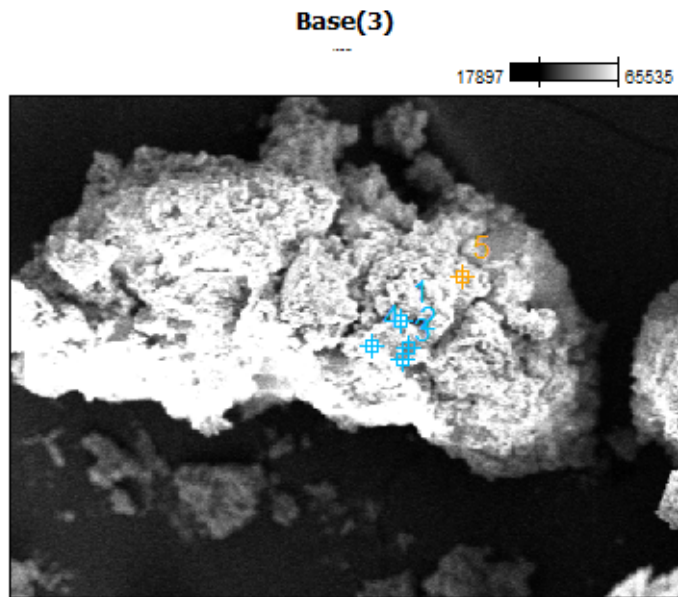
PU4ute(3)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Pd</i>
PU4ute(3)_pt1	0.00	43.08S	4.30	0.20	2.98	15.88	0.51	0.30	31.91	0.84

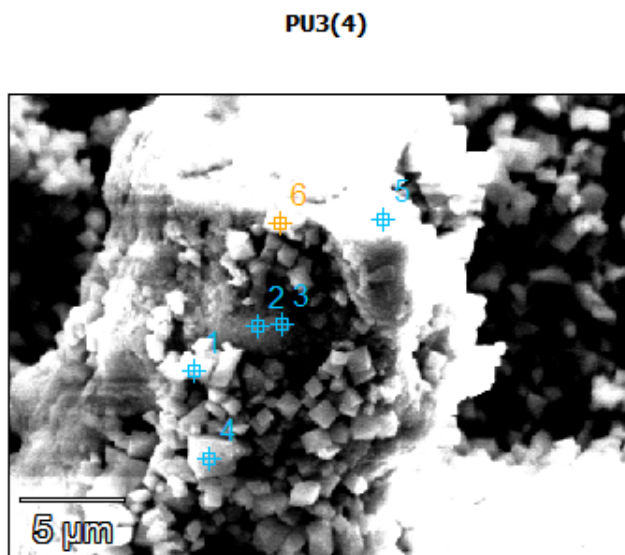
Jernoksid

PG2



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>Ca</i>	<i>Fe</i>
<i>Base(3)_pt1</i>	10.34	16.13	0.14	1.21	1.79	2.47	1.46	66.45
<i>Base(3)_pt2</i>	3.70	7.92		1.48	1.01	0.64	0.99	84.26
<i>Base(3)_pt3</i>	3.37	4.55	0.11	1.88	0.79	0.49	0.97	87.85
<i>Base(3)_pt4</i>	6.40	18.65	0.15	1.38	2.34	2.35	1.02	67.72
<i>Base(3)_pt5</i>	9.14	8.56	0.05	1.16	1.13	1.26	1.23	77.46

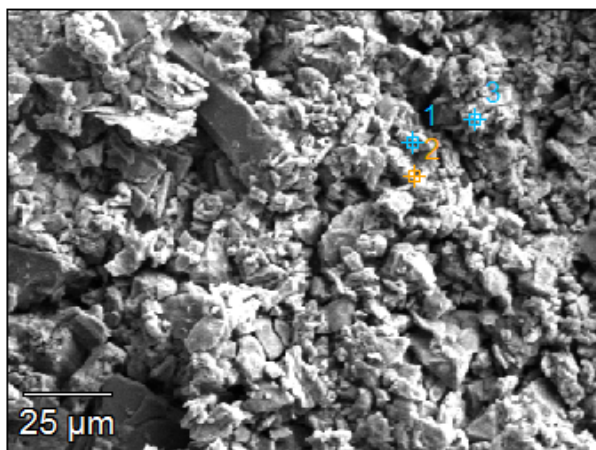
PG3



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Nb</i>	<i>Mo</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
<i>PU3(4)_pt3</i>	0.05	31.1 8S	0.44	0.53	3.1 5	5.53		1.09	0.23	44.7 4		3.15	1.84	8.07
<i>PU3(4)_pt5</i>	1.80	33.3 7S	0.63	0.70	2.5 0	5.00		0.72	0.12	41.6 0		3.14	2.02	8.40

K1

K1(4)

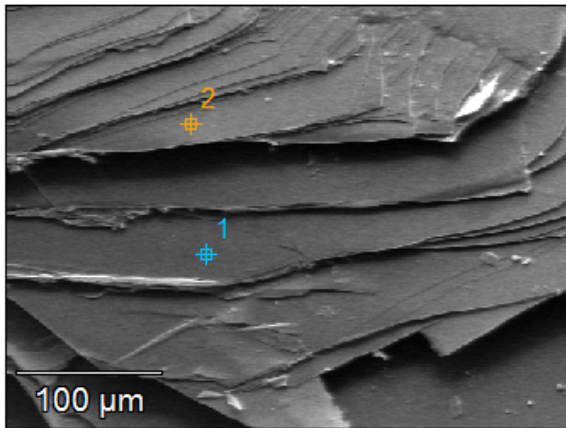


	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>Cl</i>	<i>Ca</i>	<i>Fe</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
<i>K1(4)_pt1</i>	2.97	37.96	0.40	4.19		2.11	38.81	2.29	11.27
<i>K1(4)_pt2</i>	3.22	36.70	0.39	3.63	0.34	1.92	45.75	1.49	6.55
<i>K1(4)_pt3</i>	2.47	34.81	0.38	4.11	0.26	2.27	41.52	2.69	11.50

Muskovitt/hydromuskovitt/illite

OG1

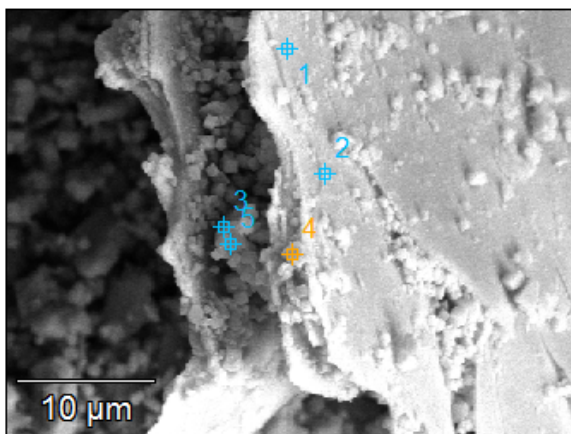
PU3(3)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>K</i>	<i>Ti</i>	<i>Pd</i>	<i>Ag</i>	<i>Au</i>
PU3(3)_pt1	0.75	42.12S	0.51	0.73	16.00	20.11	7.93	0.51	2.19	0.32	8.84
PU3(3)_pt2	0.00	42.36S	0.38	0.92	16.63	21.57	8.05	0.54	1.71		7.85

PG1 - med jarositt

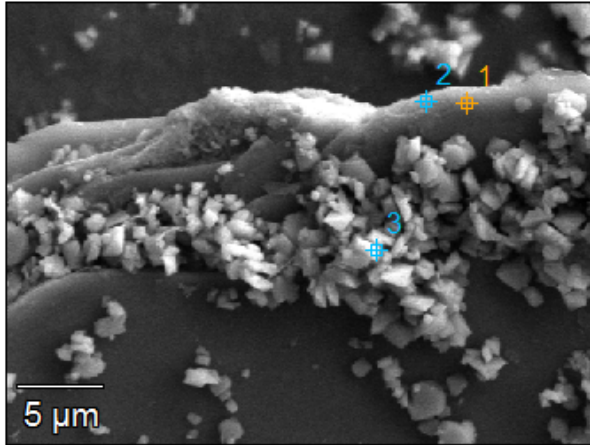
123Per(1)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Zr</i>	<i>Pd</i>	<i>Au</i>
123Per(1)_pt 2	2.4	45.28	0.7	1.0	13.4	16.8	2.6		5.4	0.3	3.8		1.8	6.0
	7	S	6	5	5	1	2	8	0	2			5	9

PG3 - med jarositt

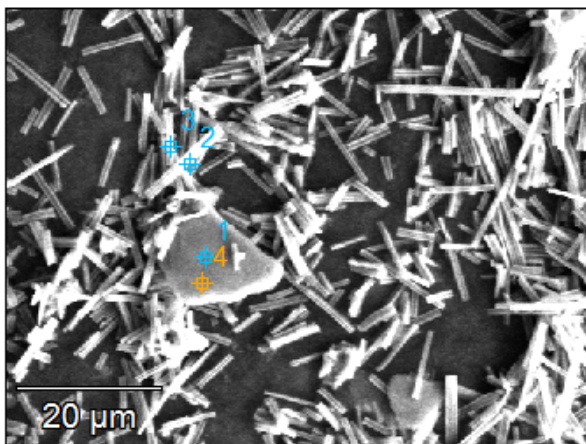
123-124gul(2)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Mo</i>	<i>Pd</i>	<i>Ba</i>	<i>Au</i>
123-124gul(2)_pt1	6.3 9	44. 59		1.07	14.40	15.56		4.44	0.16	1.89		3.08		8.42
123-124gul(2)_pt2	12. 07	43. 46		0.83	8.07	9.93		3.25		4.03	3.12	2.71	0.23	12.29

OG2 - med månemelk

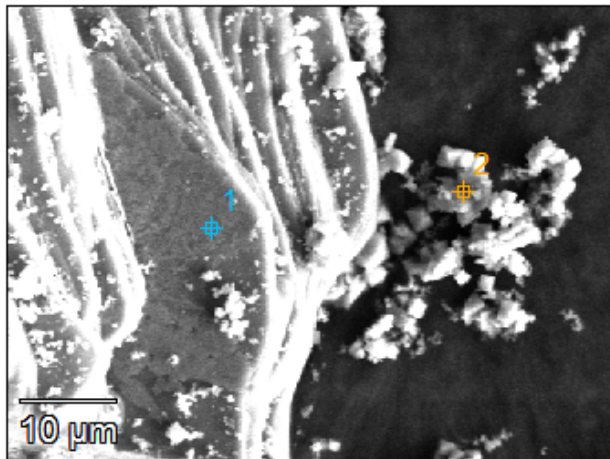
3aMMrullestein(1)



	<i>C</i>	<i>O</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Si</i>	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>Cl</i>	<i>K</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>Mo</i>	<i>Hg</i>	<i>Tl</i>
<i>3aMMru</i>	4.4	50.	0.5	0.5	15.	18.	0.3			6.8		0.6	0.8		0.7	0.3
<i>llestein(</i>	3	35S	0	5	56	85	3			2		4	4		9	6
<i>1)_pt1</i>																
<i>3aMMru</i>		51.														
<i>llestein(</i>	5.6	56S	0.4	0.5	14.	17.	0.3			6.4		0.6	0.8		0.7	0.3
<i>1)_pt4</i>	4		3	1	83	76	5			1		0	8		1	3

OG5 - med jarositt

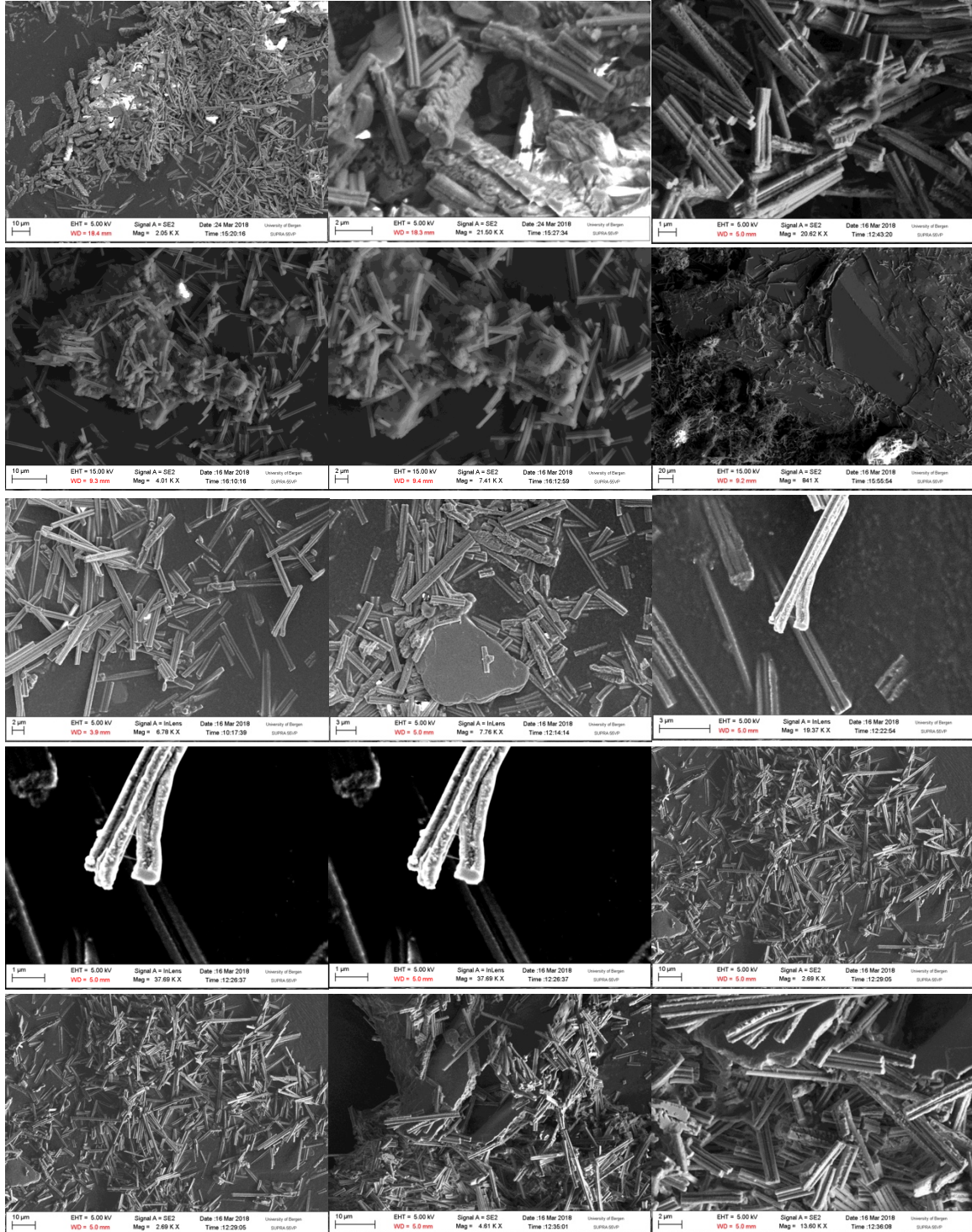
202140LAV(6)

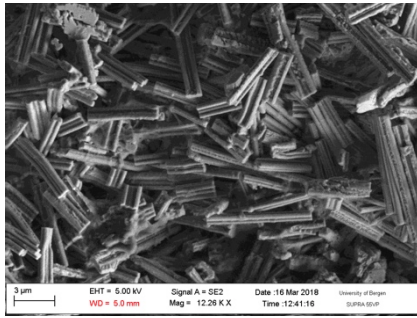


	<i>C-K</i>	<i>O-K</i>	<i>Na-K</i>	<i>Mg-K</i>	<i>Al-K</i>	<i>Si-K</i>	<i>P-K</i>	<i>S-K</i>	<i>K-K</i>	<i>Ti-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Mo-L</i>	<i>Ag-L</i>
<i>202140LAV(6)</i>		47.9											
<i>_pt1</i>	3.86	4S	0.47	0.62	12.8	17.1	0.33		6.64	0.48	9.09	0.35	0.30
					0	1							

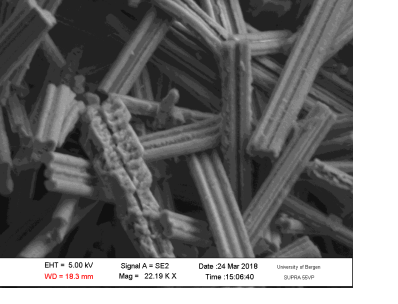
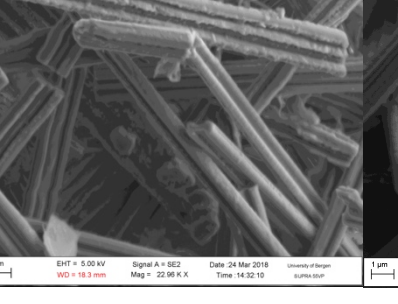
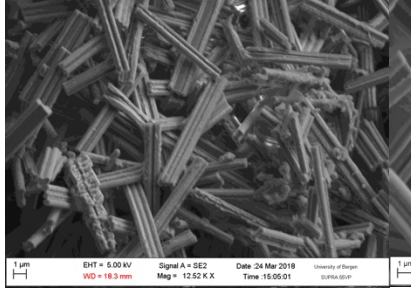
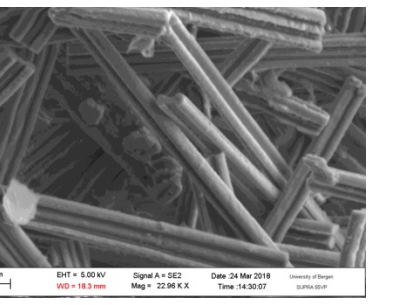
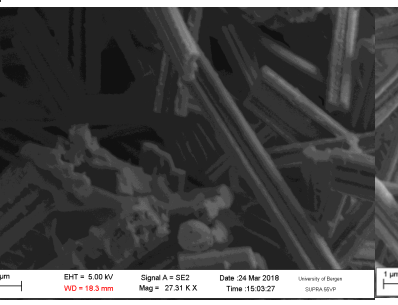
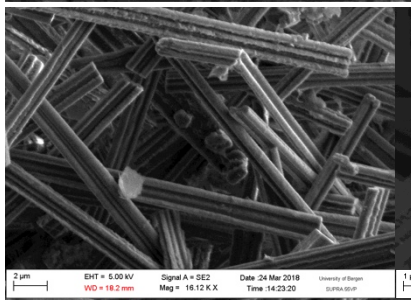
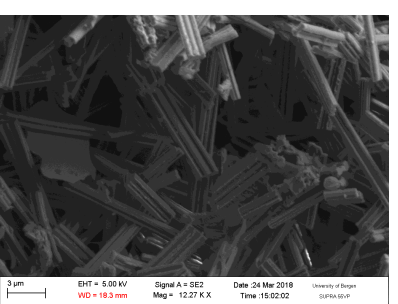
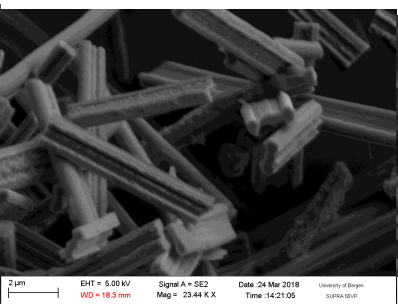
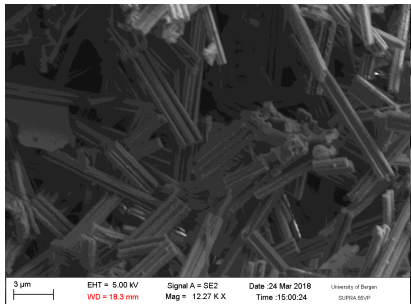
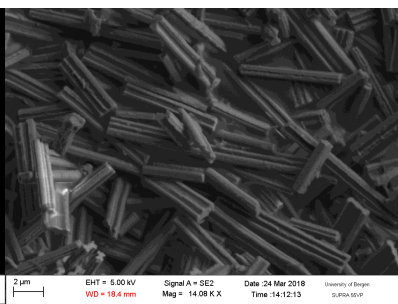
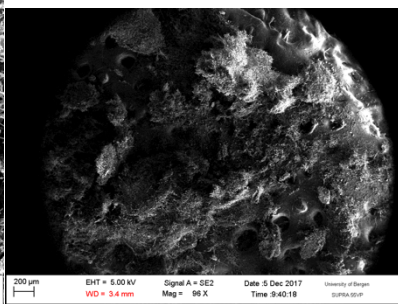
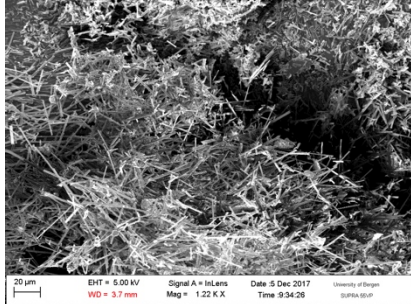
VEDLEGG H: Bilder fra SEM

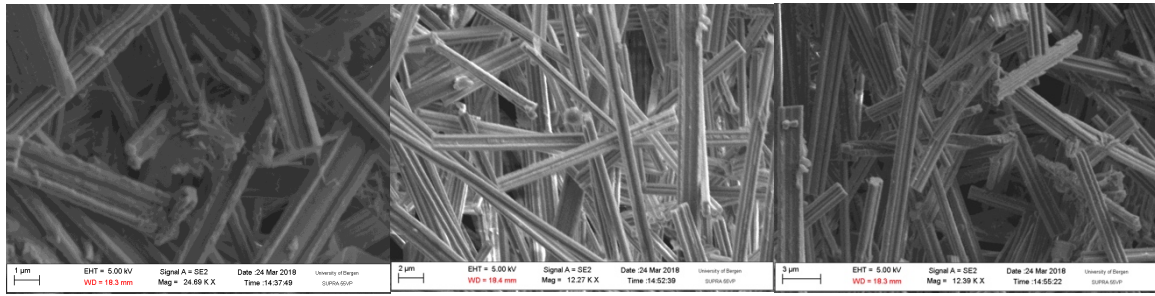
MÅNEMELK (OG2)



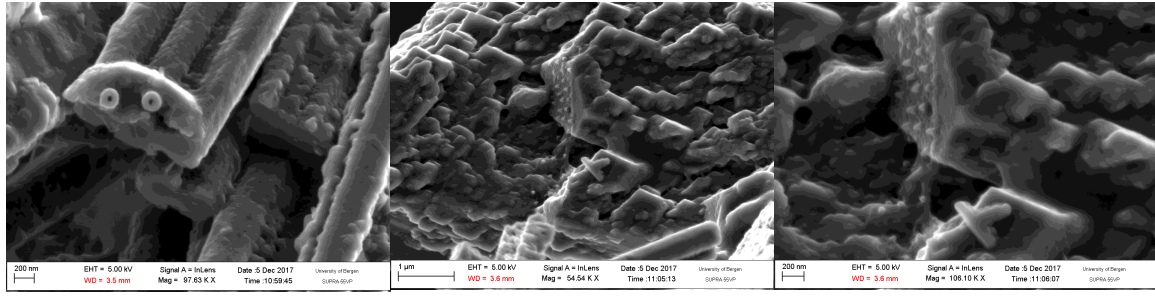
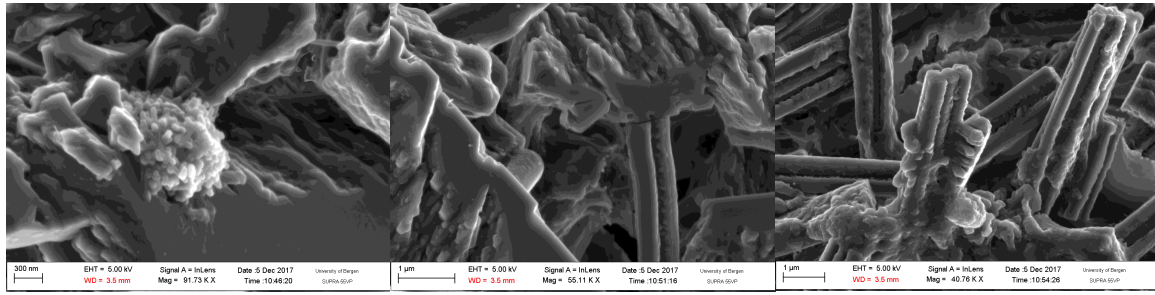
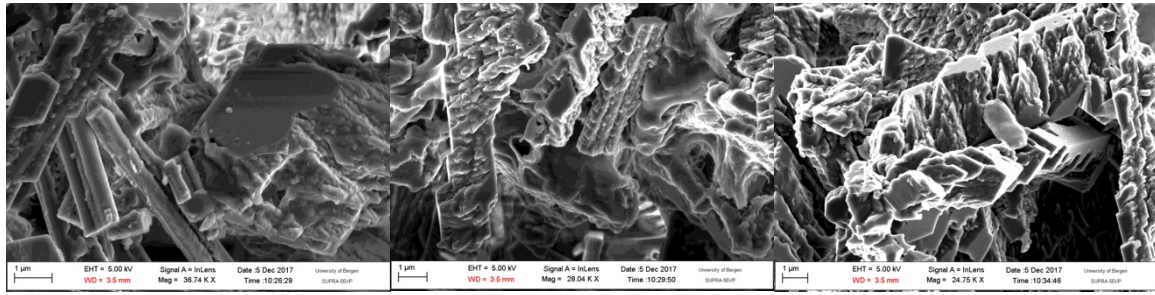
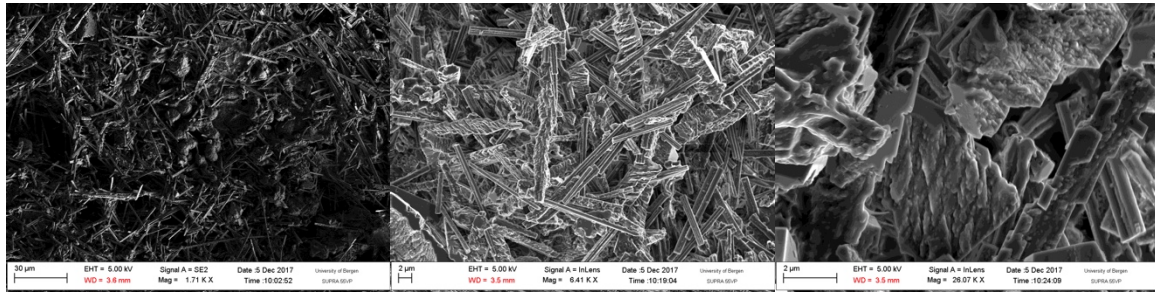
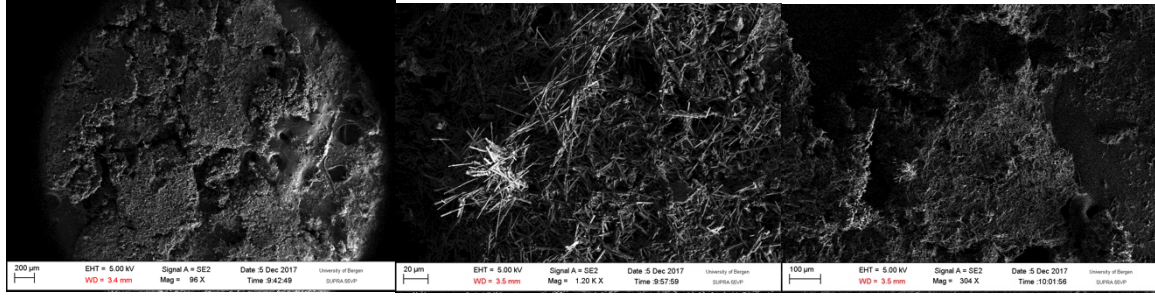


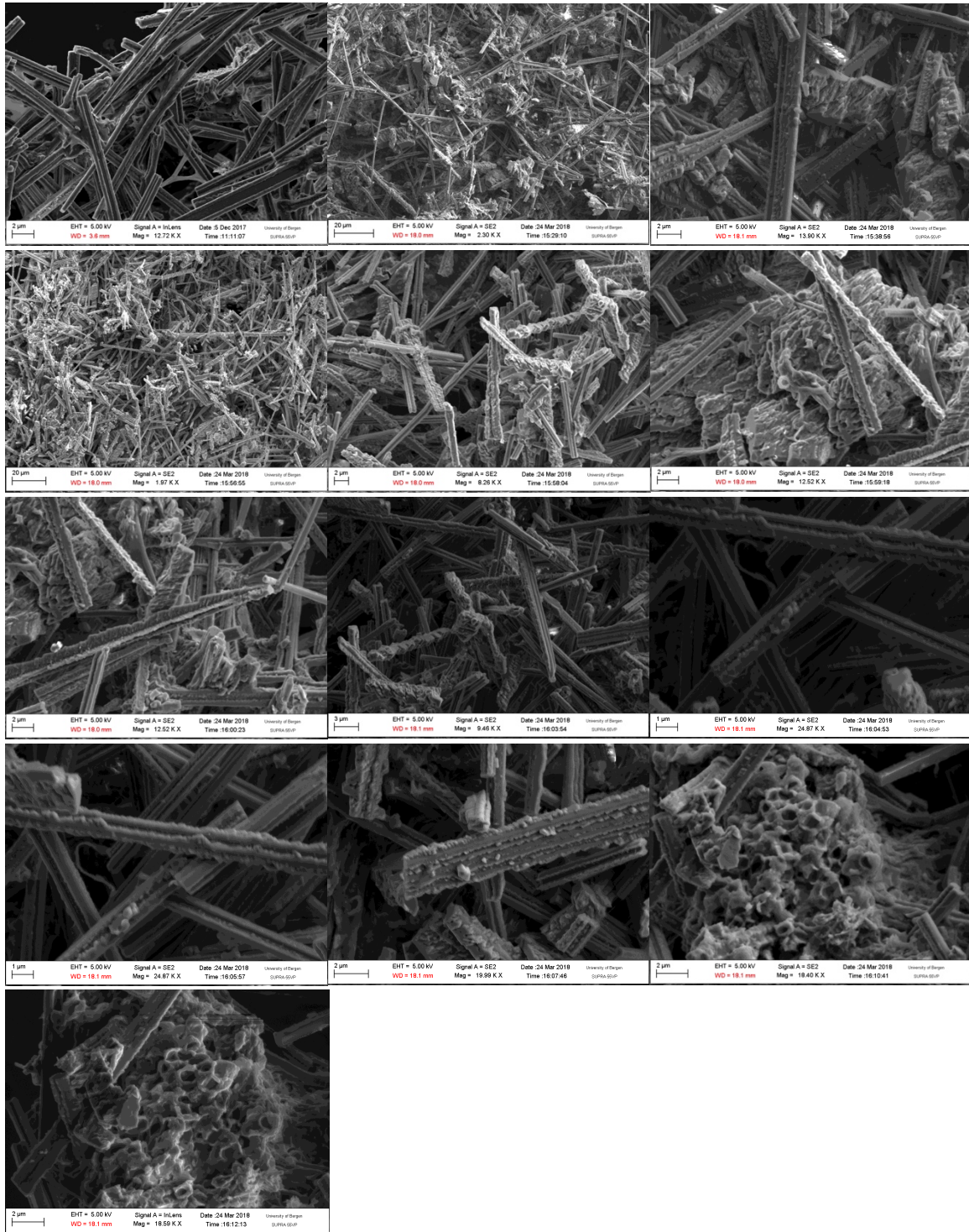
MÅNEMELK (OG4)



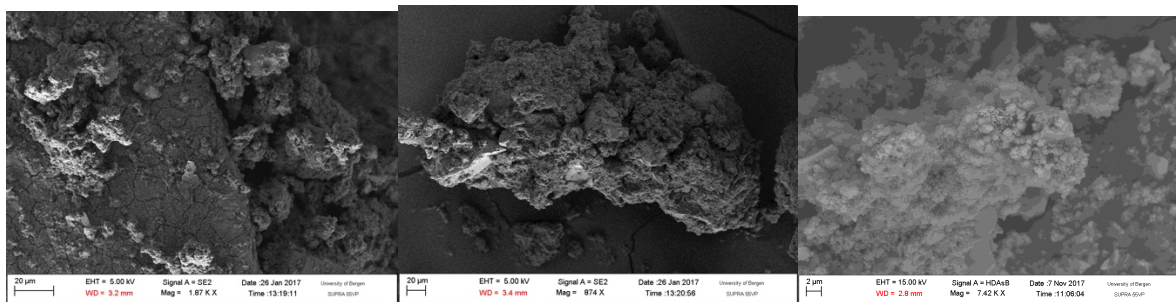


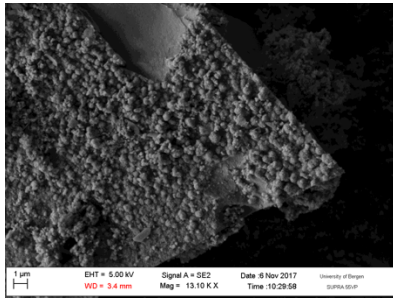
MÅNEMELK (LP1)



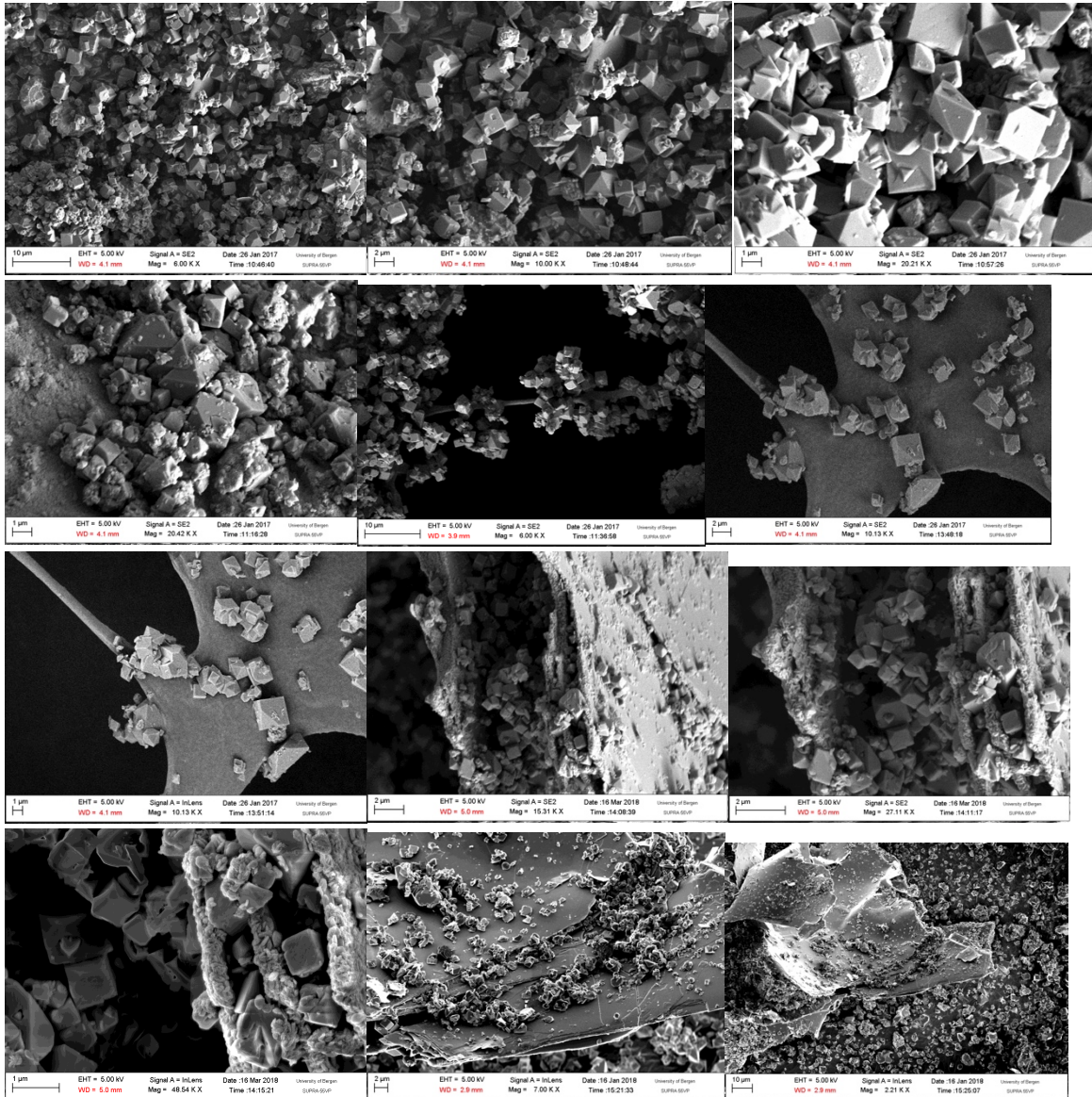


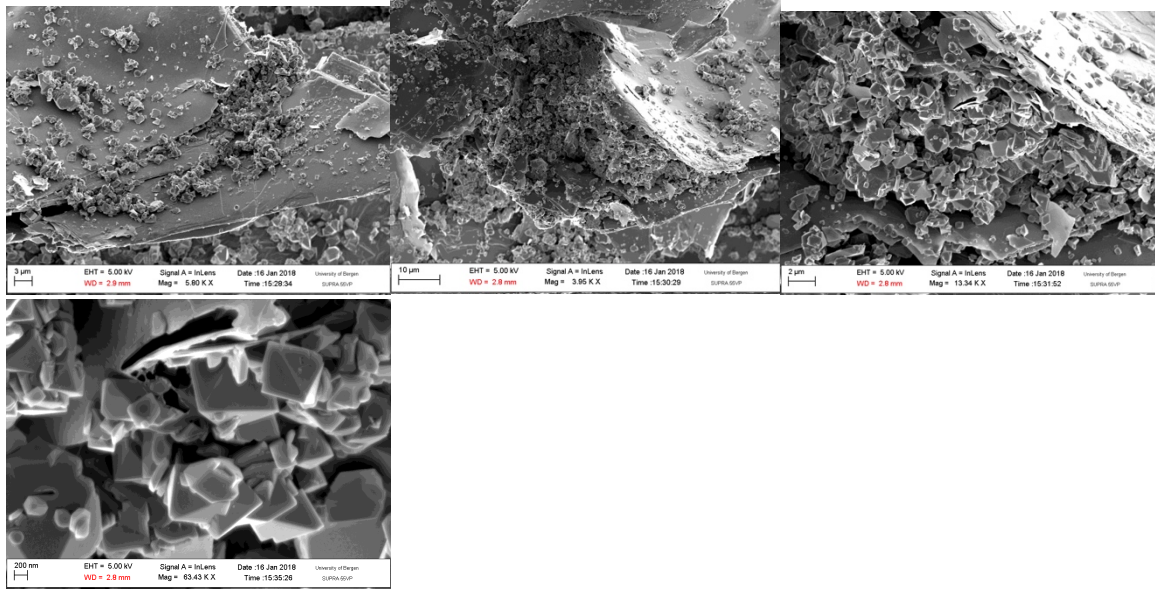
JERNOKSID (PG2)



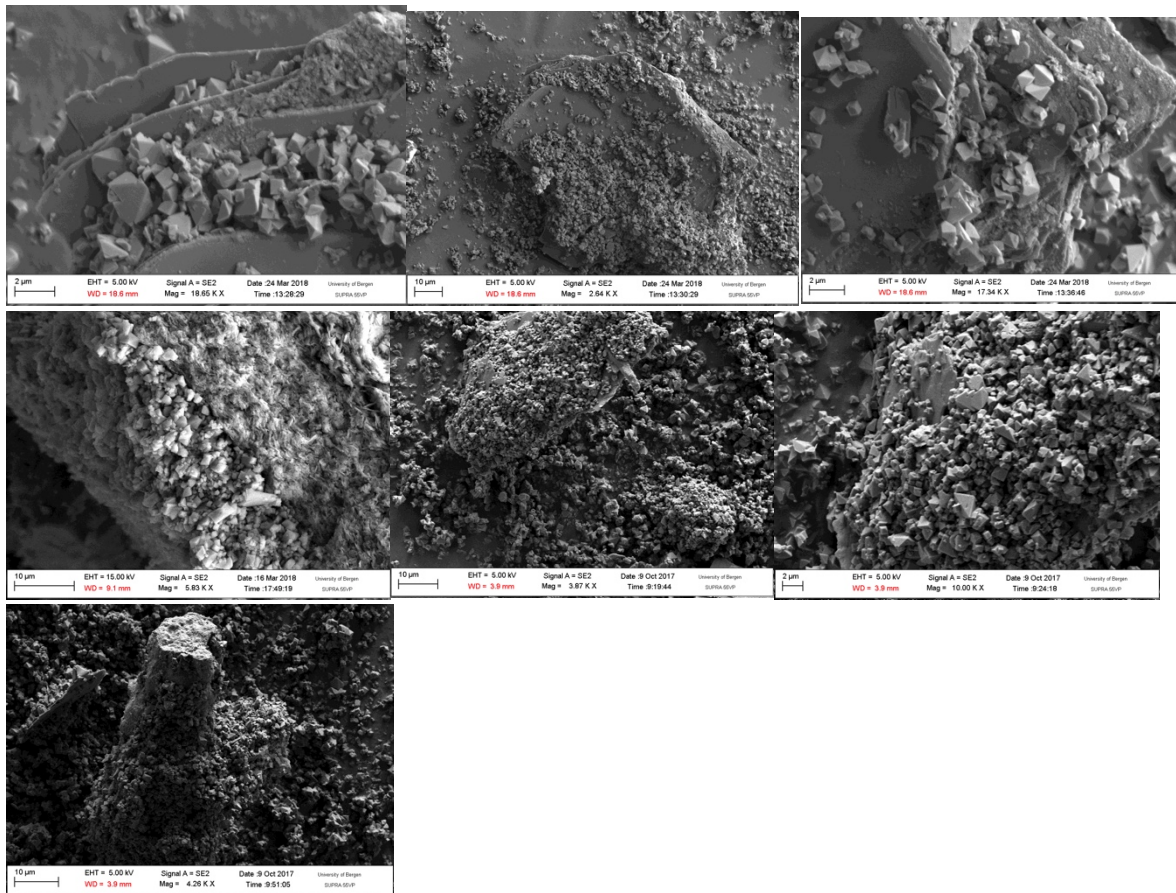


JAROSITT (PG1)

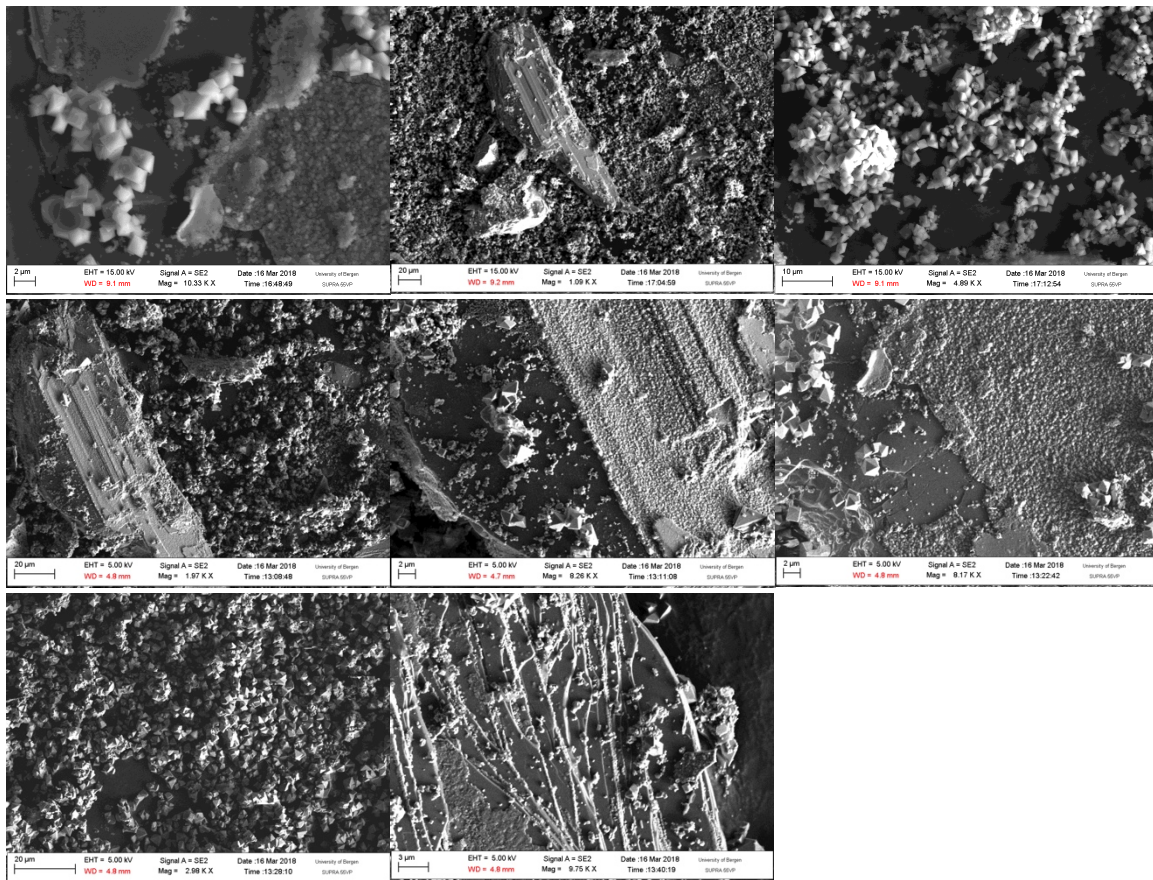




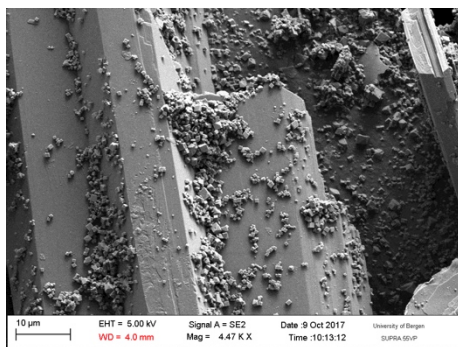
JAROSITT (PG4)



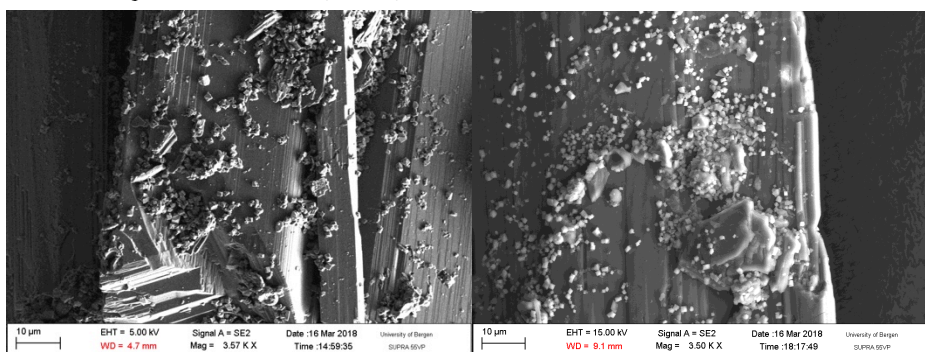
JAROSITT (OG5)



NATROJAROSITT (PU3)



NATROJAROSITT (PU4)



VEDLEGG I: Taksonomisk klassifisering

Level	Taxon
domain	Archaea
domain	Bacteria
phylum	Thaumarchaeota (Archaea)
phylum	Euryarchaeota (Archea)
phylum	JL-ETNP-Z39
phylum	Candidate division GN04 (TA06)
phylum	Candidate division SPAM
phylum	Candidate division TM6
phylum	Candidate division WS3
phylum	Candidate division OP3
phylum	Candidate division NC10
phylum	Thermotogae
phylum	Candidate division OP9
phylum	Candidate division BRC1
phylum	Gemmatimonadetes
phylum	Chlorobi
phylum	Spirochaetes
phylum	Nitrospirae
phylum	Verrucomicrobia
phylum	Firmicutes
phylum	Actinobacteria
phylum	Bacteroidetes
phylum	Cyanobacteria
phylum	Chloroflexi
phylum	Planctomycetes
phylum	Acidobacteria
phylum	Proteobacteria
class	South African Gold Mine Gp 1 (SAGMCG-1)
class	Marine Group I (Group I.1a)
class	Halobacteria
class	OP3 subdivision I (NPL-UPA2)
class	Thermotogae (class)
class	Gemmatimonadetes (class)
class	Chlorobia
class	Spirochaetes (class)
class	4-29
class	Nitrospirales
class	Spartobacteria
class	Verrucomicrobiae
class	Candidatus Methylacidiphilum
class	Opitutae
class	Clostridia

class	Bacilli
class	MB-A2-108
class	Actinobacteria (class)
class	Thermoleophilia
class	Acidimicrobiia
class	Sphingobacteria
class	Flavobacteria
class	Cyanobacteria (class)
class	Thermomicrobia
class	Ktedonobacteria
class	Chloroflexi Subdivision 8 - TK10
class	Caldilineae
class	Chloroflexi Subdivision 6
class	Chloroflexi Subdivision 2
class	Chloroflexi Subdivision 5 - SAR202 clade
class	Chloroflexi Subdivision 10
class	Pla3 lineage
class	OM190
class	vadinHA49
class	Phycisphaerae
class	Planctomycetacia
class	RB25
class	Acidobacteria (class)
class	Holophagae
class	MACA-EFT26
class	TA18
class	Epsilonproteobacteria
class	JTB23
class	Deltaproteobacteria
class	Betaproteobacteria
class	Alphaproteobacteria
class	Gammaproteobacteria
order	Nitrosopumilales
order	Halobacteriales
order	Thermotogales
order	Gemmatimonadales
order	Chlorobiales
order	Kazan-3B-09
order	Chthoniobacterales
order	Verrucomicrobiales
order	vadinHA64
order	Clostridiales
order	Bacillales
order	Lactobacillales
order	Propionibacterales
order	Micromonosporales

order	Corynebacteriales
order	Streptomycetales
order	Micrococcales
order	Solirubrobacterales
order	AKIW543
order	Acidimicrobiales
order	Sphingobacteriales
order	Flavobacteriales
order	MLE1-12
order	SHA-109
order	Vamprovibrio
order	JG30-KF-CM45
order	JG30-KF-CM66
order	Caldilineales
order	S085
order	KD4-96
order	S-70
order	CCM11a
order	Phycisphaerales
order	WD2101 soil group
order	Planctomycetales
order	Acidobacteria group 22
order	Acidobacteria group 25
order	Acidobacteria group 4
order	Acidobacteria group 6 (DA023)
order	Acidobacteria group 3
order	Acidobacteria group 7
order	Campylobacterales
order	Nitrospinaceae order incertae sedis
order	Desulfurellales
order	GR-WP33-30
order	Syntrophobacterales
order	Bdellovibrionales
order	Sh765B-TzT-29
order	Myxococcales
order	Nitrosomonadales
order	Burkholderiales
order	Parvularculales
order	MNG3
order	Caulobacterales
order	Sphingomonadales
order	Rhizobiales
order	Rickettsiales
order	Rhodospirillales
order	EC3
order	NKB5

order	Acidithiobacillales
order	Legionellales
order	Chromatiales
order	Pseudomonadales
order	Thiotrichales
order	Xanthomonadales
family	Nitrosopumilaceae
family	Thermotogaceae
family	Gemmatimonadaceae
family	OPB56
family	Nitrospiraceae
family	Chthoniobacteraceae
family	Verrucomicrobiaceae
family	Gracilibacteraceae
family	Peptococcaceae
family	Clostridiaceae
family	Veillonellaceae
family	Lachnospiraceae
family	Family XII Incertae Sedis (Bacillales)
family	Bacillaceae
family	Paenibacillaceae
family	Aerococcaceae
family	Streptococcaceae
family	Nocardiodiaceae
family	Micromonosporaceae
family	Mycobacteriaceae
family	Streptomycetaceae
family	Cellulomonadaceae
family	Micrococcaceae
family	FCPU744
family	Elev-16S-1332
family	0319-6M6
family	480-2
family	YNPFFP1
family	Patulibacteraceae
family	Iamiaceae
family	TM214
family	Chitinophagaceae
family	Sphingobacteriaceae
family	Flavobacteriaceae
family	Caldilineaceae
family	Phycisphaeraceae
family	Planctomycetaceae
family	DS-100
family	Candidatus Chloracidobacterium
family	RB41

family	PAUC26f
family	iii1-8
family	Helicobacteraceae
family	Nitrospinaceae
family	Desulfurellaceae
family	Syntrophaceae
family	Bdellovibrionaceae
family	Bacteriovoraceae
family	Haliangiaceae
family	Cystobacteraceae
family	Nitrosomonadaceae
family	Burkholderiaceae
family	Comamonadaceae
family	Alcaligenaceae
family	Oxalobacteraceae
family	Parvularculaceae
family	Caulobacteraceae
family	Hyphomonadaceae
family	Ellin6055
family	Sphingomonadaceae
family	A0839
family	F0723
family	Xanthobacteraceae
family	Beijerinckiaceae
family	Phyllobacteriaceae
family	Hyphomicrobiaceae
family	Bradyrhizobiaceae
family	Rhodobiaceae
family	Nordella Family Incertae Sedis
family	Methylobacteriaceae
family	EF100-94H03
family	Holosporaceae
family	JG37-AG-20
family	CCU22
family	B79
family	I-10
family	wr0007
family	KCM-B-15
family	DA111
family	Rhodospirillaceae
family	Acidithiobacillaceae
family	Coxiellaceae
family	Chromatiaceae
family	Pseudomonadaceae
family	Moraxellaceae
family	Sinobacteraceae

family	Xanthomonadaceae
genus	GAL15
genus	Nitrospira (genus)
genus	Leptospirillum
genus	Chthoniobacter
genus	Lutispora
genus	Desulfosporosinus
genus	Clostridium (Clostridiaceae)
genus	Sporotalea
genus	Lachnospiraceae Incertae Sedis
genus	Exiguobacterium
genus	Bacillus (Bacillaceae)
genus	Paenibacillus
genus	Aerococcus
genus	Streptococcus
genus	Nocardioides
genus	Mycobacterium
genus	Cellulomonas
genus	Arthrobacter
genus	Patulibacter
genus	Iamia
genus	Ferruginibacter
genus	Sediminibacterium
genus	Chryseobacterium
genus	Flavobacterium
genus	Caldilinea
genus	Gemmata
genus	Singulisphaera
genus	Pirellula
genus	Pir4 lineage
genus	Planctomyces
genus	Sulfurovum
genus	OM27 clade
genus	Haliangium
genus	Anaeromyxobacter
genus	Ralstonia
genus	Polaromonas
genus	Curvibacter
genus	Parvularcula
genus	Brevundimonas
genus	Sphingopyxis
genus	alpha proteobacterium KC-IT-H2
genus	Labrys
genus	Beijerinckia
genus	Phyllobacterium
genus	Aminobacter

genus	Mesorhizobium
genus	Hoeflea
genus	Bauldia
genus	Devosia
genus	Pedomicrobium
genus	Hyphomicrobium
genus	Bosea
genus	Bradyrhizobium
genus	Rhodopseudomonas
genus	Rhodobium
genus	Nordella
genus	Holospira
genus	Dongia
genus	Aquicella
genus	Nitrosococcus
genus	Pseudomonas
genus	Acinetobacter
genus	Stenotrophomonas
genus	Pseudoxanthomonas
species	Beijerinckia doebereineriae
species	Mesorhizobium albiziae