

Grotters strukturelle arkitektur –  
studium av Aspfjordgrotten, Fauske,  
Nordland

Masteroppgave i geovitenskap

av

**Magnus Thorvik**



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

JUNI 2019



# Sammendrag

Dannelsen av grotter i metamorfe karbonater er avhengig av at porer eksisterer i bergmassen pre-speleogenese. Porerom i form av sprekker og forkastninger er tett knyttet opp til tektonisk aktivitet. Avhengig av spenningsregimet, vil sprekkedannelse enten skjer parallelt, normalt eller skrått på spenningsaksen, og lagparallel diskontinuitet kan bli dannet.

Denne studien er fokusert på tolkning av grotters arkitektur, og dens sammenheng med tektoniske strukturer. Oppgaven bruker Aspfjordgrotten i Fauske, Nordland, som analog ved å anvende en trimodal tilnærming. Først ble grotten og den omkringende bergmassen kartlagt for å produsere en 3D-modell med litologiske og tektoniske data. Deretter blir disse korrelert mot regionale lineamenter og spenningsregimer. Til sist studeres faktorene som gir variasjoner i grunnvannsspeilet, eksempelvis gradientdirigerte og topografidirigerte isstrømmer. Kombinert vil arbeidet presenteres i en speleogenetisk modell.

Aspfjordgrottens morfologi kan inndeles i freatiske rør, vadose nedskjæringer og kollapsformer. Analyse av intakte korridorers fallretning indikerer at grotten følger marmorens strøk (synlig av glimmerskiferlag). Orienteringen på Aspfjordgrottens korridorer viser en NØ-SV trend. Denne trenden går igjen i både regionens lineamenter, den nærliggende Vestfjord-Vanna forkastningen og Mohnryggens orientering.

Morfometriske analyser av Aspfjordgrottens korridorer og rom viser de hydrologiske endringene grotten har gjennomgått. Aspfjordgrottens inaktive og aktive deler viser til dannelsesforløpet, der hulrommet har gradvis utvidet seg nedover i bergmassen. Kollaps har senere forekommet i flere deler av grotten, som har ført til at dagens tak har lite sprekkedannelse, da det er av den stabile «skråtak-modellen» (A-frame).



# FORORD

Først og fremst vil jeg takke professor Stein-Erik Lauritzen ved Institutt for geovitenskap. Både for introduksjon til det spennende fagfeltet som er speleologi, og for veiledning gjennom alle problemstillingene som oppstår under læren om grotter.

Takk til min medveileder Atle Rotevatn ved Institutt for geovitenskap, for hjelp med strukturgeologiske spørsmål.

Takk til min medveileder Christos Pennos ved Institutt for geovitenskap, for godt selskap under feltarbeid, der du var forberedt med kaffetrakter (og øl), samt forklaring av alle slags grottefenomener.

Takk til FOPAK for at jeg fikk være med i dette forskningsprosjektet, og for finansiell støtte til feltarbeid. Videre vil jeg takke Janja Knežević for datasettet med lineamenter fra NGU, og Heidi Zakariassen for lån av hytte under felt. Det hjalp virkelig med tak over hodet i alt regnværet.

Verdens beste gjeng, som er geo-linjen ved UiB, fortjener alle en takk! Hvem skulle trodd at utdanning kunne være så kjekt? Må selvfølgelig takke alle gutta i Team Bergen, for alltid å ha holdt av kantine sofa for lunsj! Mange gode og *interessante* samtaler som har tatt plass der. Kristine fortjener en takk for godt selskap på datalabben i master-innspurten.

Takk til mine herlige medstudenter innen grottelæren; Ragnhild, Victoria og Helen.

Til slutt en takk til min mor og far for å ha vist interesse rundt oppgaven, samt korrekturlesing.

Bergen, juni 2019

Magnus Thorvik



# Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon.....	1
2	Geologisk historie og områdeoversikt.....	3
2.1	Områdebeskrivelse.....	3
2.2	Geologisk historie.....	4
2.2.1	Kaledonidene.....	4
2.2.2	Marmor i Nord-Norge.....	6
2.2.3	Orientering av bergartene.....	7
2.2.4	Isbreenes bevegelse.....	7
2.3	Områdets geologi.....	9
3	Teoretisk bakgrunn.....	11
3.1	Karst.....	11
3.1.1	Grottens livsløp – fra sprekk til grotte.....	12
3.1.2	Epikarst.....	14
3.1.3	Stripekarst.....	14
3.1.4	Karsthydrologi og grunnvann.....	14
3.1.5	Vados og freatisk sone.....	15
3.1.6	Porøsitet.....	16
3.1.7	Permeabilitet.....	16
3.1.8	Trykkledning.....	17
3.1.9	Gjel.....	17
3.1.10	Nøkkelhullprofil.....	17
3.1.11	Strømskåler.....	18
3.1.12	Speleothemer.....	19
3.1.13	Kollaps.....	19
3.2	Strukturgeologi:.....	21
3.2.1	Spenninger.....	21
3.2.2	Lineamenter.....	21
3.2.3	Sprekkesett.....	22
4	Metoder.....	23
4.1	Feltarbeid.....	23
4.2	DistoX og PocketTopo.....	24
4.3	Strøk og fall med kompass.....	25
4.4	Orient.....	26
4.5	Grottolf.....	27
4.6	CoreDRAW.....	28

4.7	ArcGIS.....	28
5	Resultater .....	29
5.1	Projeksjoner av grottekart i 2D.....	29
5.2	Beskrivelser av grotten.....	33
5.3	Oversiktskart med profiler.....	53
5.4	Grottekart i 3D med plan og vinkler.....	54
5.5	Høydeprofil gjennom Stortuva og grotten.....	55
5.6	Kart med lineamenter.....	56
5.7	Rosediagrammer og målinger.....	57
5.8	Trenden til grottekorridorer og glimmerskifers orientering.....	59
5.9	Grottedannelsens kronologi .....	60
6	Diskusjon .....	61
6.1	Tektonisk historie .....	61
6.2	Isbreenes påvirkning på grotten.....	63
6.3	Hydrologi .....	64
6.4	Grottens innhold .....	66
6.5	Få observerte forkastninger og sprekker i Aspfjordgrotten .....	70
6.6	Grottegeometri mot marmoren lagdeling .....	71
6.7	Kollaps styrt langs glimmerskifer .....	72
6.8	Grottens dannelsesforløp.....	74
7	Konklusjon .....	81
8	Videre arbeid.....	82
9	Referanser .....	83



# 1 Introduksjon

Aspfjordgrotten har tidligere blitt kartlagt i 1969 under *British Speleological Expedition to Arctic Norway* (Heap, 1969). Her ble håndlagde kart satt sammen basert på notater og manuelle målinger fra forskjellige medlemmer av ekspedisjonen.

Denne masteroppgaven har tre hovedmålsettinger:

- Første er at grottekartet for Aspfjordgrotten skal fornyes med moderne måleredskaper.
- Andre målsetting er å samle inn strukturgeologiske data fra grotten og området rundt, og analysere og sammenligne de lokale og regionale trendene.
- Tredje målsetting er å konstruere en historie for dalens hydrologiske endringer.

En modell for dannelsen av Aspfjordgrotten vil deretter bli presentert.

Oppgaven er del av forskningsprosjektet FOPAK (Forecasting of architecture, seismic characteristics and flow behaviour in paleokarst reservoirs), der dette arbeidet skal se om man kan forutsi arkitekturen til en grotte basert på de speleogenetiske mekanismene i sammenheng med tektoniske regimer.

Masteroppgaven har som mål å vise et eksempel på et dannelsesforløp for en grotte i norsk stripekarst. Måten Aspfjordgrotten er dannet på, og hvilke mekanismer som har spilt inn i grottens arkitektur, vil forhåpentligvis tilføye noe nytt til fagfeltet speleologi. Speleologi og karst inkluderer en mengde fagfelt som kjemi, hydrologi, strukturgeologi og sedimentologi. Denne oppgaven vil fokusere på de hydrologiske og strukturgeologiske prosessene. Kjemien og hydrologien er derimot tett knyttet opp mot hverandre.

For å oppnå målsettingene for oppgaven brukes en Leica DistoX lasermåler og programvaren PocketTopo til kartleggingen av grotten. Avhengig av personlig nøyaktighet kan slike grottekart bli svært detaljerte, som gir et godt datasett til videre analyser. Dataene blir eksportert til programmet Grottoff, hvor en modell av grotten kan bli dannet og forskjellige opplysninger fra kartleggingen blir tilgjengelig.

ArcGIS og programvaren Orient blir brukt til strukturgeologiske analyser, spesifikt på lineamenter, orientering til grottekorridorer og sprekker.

Studieområdet er Aspfjord, som ligger nord for Fauske i Nordland. Grotten ligger i fjellet Stortuva, Aspfjorddalen.

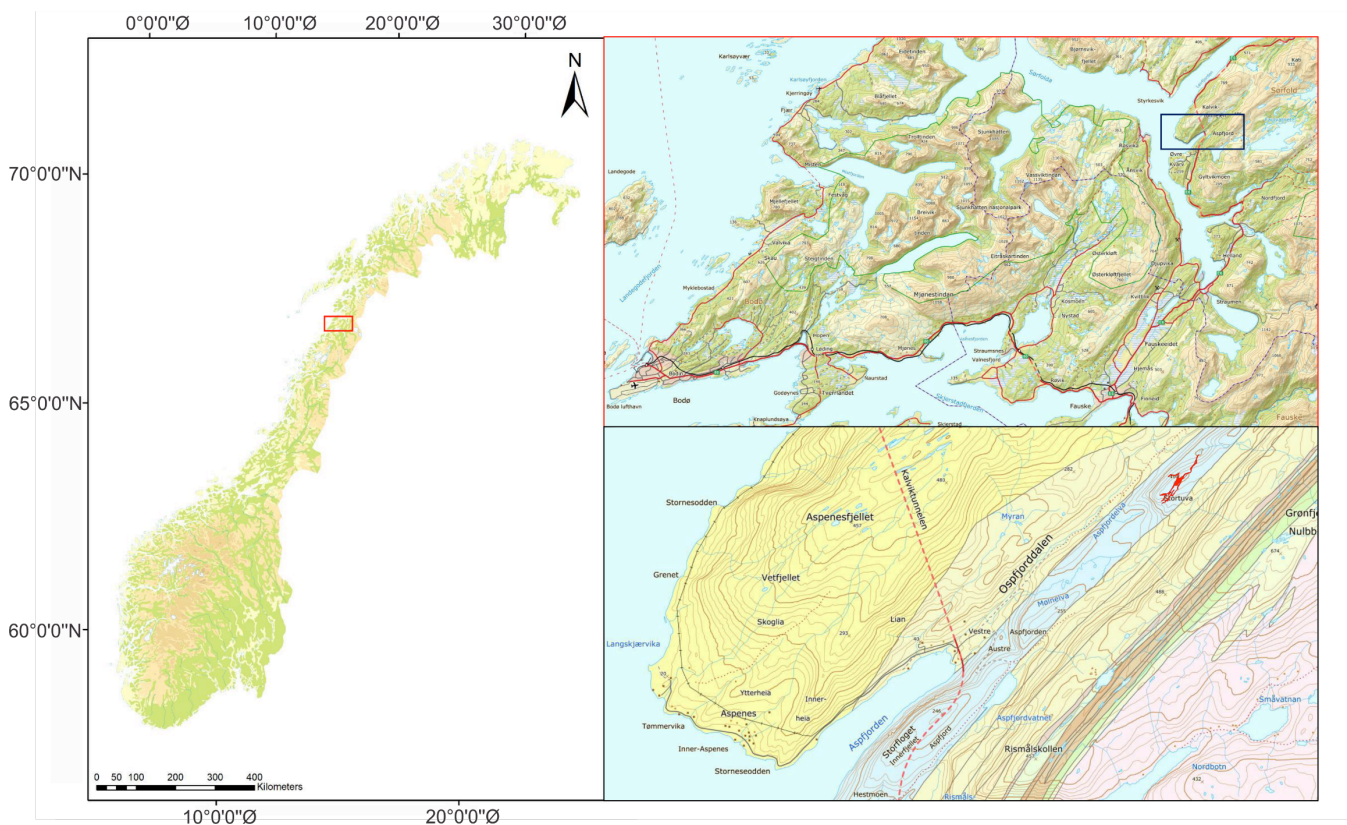
Hver grotte er unik, da ingen grotte dannes ved samme betingelser i stratigrafi, spenningsregimer, hydrologi, kjemi, klima og isostasi. Derfor er det viktig at grotter blir kartlagt sammen områdets hydrologi og berggrunnsgeologi, samt den tektoniske og glasisale historien. Fra grottens interne morfologi kan en tidsserie for grottens dannelsesforløp bli dannet. Satt sammen med andre studier kan man finne likheter og ulikheter. Til slutt vil det være mulig å kunne fremsette en generell modell for betingelsene som styrer en grottes utforming.

Det har vært tidligere forskningsprosjekt som har prøvd å sette grottearkitektur i sammenheng med strukturelle betingelser. Blant annet skrev Einar Taule Øyehaug en masteroppgave ved Universitetet i Bergen om struktureologisk påvirkning på grottedannelse i grotter i Rana, Nordland, og Pisani et al. (2019) publiserte nylig en artikkel om strukturell kontroll på gipsgrotter i Italia.

## 2 Geologisk historie og områdeoversikt

### 2.1 Områdebeskrivelse

Denne masteroppgaven har fokus på Aspfjordgrotten som ligger i Aspfjord, 26 kilometer nord for Fauske (Figur 2.1.1). Fra hovedveien i Aspfjord er det cirka 1,5 km opp dalen til grottens inngang. Inngangen til grotten befinner seg på en klippe sør for toppen Stortuva, mens grotten har et nedløp fra en bekk cirka 600 meter lengre nord. Stortuva og grotten ligger midt i dalen, der fjellveggene på begge sider består av andre bergarter enn dalbunnen. Området har mye vegetasjon, store myrer og en elv som synliggjør marmoren og dens oppbygning (Figur 2.1.2.). Blotninger var synlige rundt Stortuva og klippen, men blottet berggrunn er begrenset av vegetasjonsdekket. Området er tydelig slipt ned av isbreer, men isbreenes involvering i grottedannelsen er ikke like tydelig ved første overblikk.



Figur 2.1.1: Til venstre er en oversikt over hvor området ligger i Norge, og oppe til høyre vises Aspfjords beliggenhet i forhold til Bodø og Fauske (Kartverket, 2019b). Nede til høyre vises Aspfjords berggrunnsgeologi og plassering av Aspfjordgrotten (rødt) (NGU, 2019a).



*Figur 2.1.2:* Bilde tatt ved elven vest for Stortuva. Marmorens lagdeling med glimmerskiferlag kan observeres under vannet og i flak oppe til høyre.

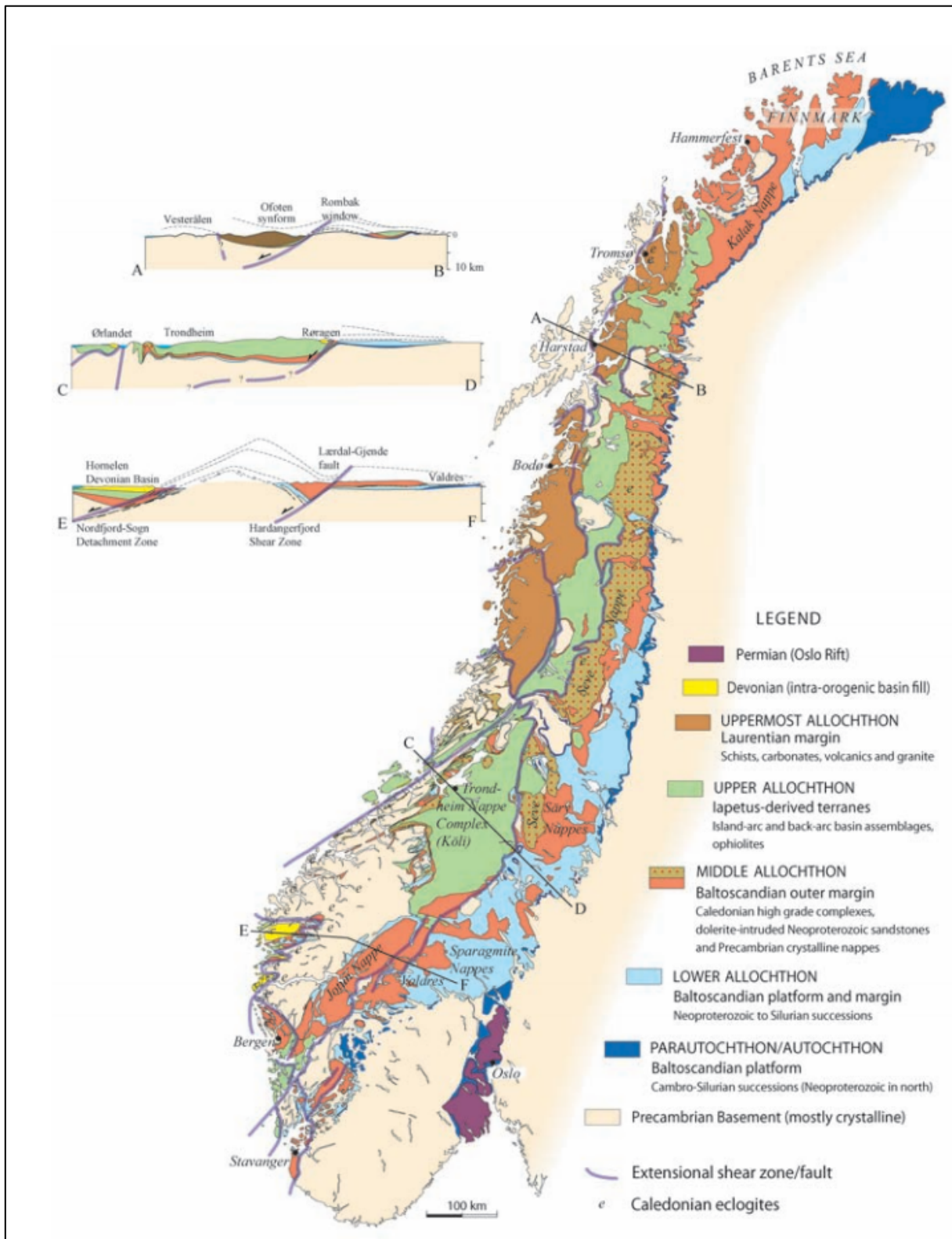
## 2.2 Geologisk historie

Den geologiske historien for regionen vil ha mest fokus på nyere tid, men den eldre historien vil også bli nevnt. Dette er fordi speleogenese foregår så kjapt på den geologiske tidsskalaen, at den eldste historien ikke blir like relevant for oppgavens problemstilling. Unntaket er deformasjon av bergarten og tektonisk sprekke dannelse.

### 2.2.1 Kaledonidene

Den kaledonske fjellkjedefoldningen begynte for omtrent 420 millioner år siden, da Baltica og Laurentia kolliderte med hverandre (Fossen, 2016; Gee et al., 2008). Noen deler av Kaledonidene stammer fra prosesser som startet enda tidligere, før starten av Silur. Flere vulkanske øybuer, mindre subduksjoner og kollisjoner fant sted før kontinentene traff hverandre. Den kaledonske fjellkjedefoldningen bearbeidet nesten all berggrunn i Norge, med syv store skyvedekket, og forårsaket endringer i isostasi og tektonisk fragmentering.

Marmoren, hvor Asp fjordgrotten ligger, er et resultat av stor forflytning og deformasjon, men i et grottedannende tidsperspektiv er ikke Kaledonidenes historie utslagsgivende. Sprø deformasjon som følge av orogenesis vil derimot kunne sette sine spor i speleogenesen.



Figur 2.2.1.1: Geologisk kart over de Skandinaviske Kaledonidene. Fra tegnforklaringen kan man se Aspfjord ligger i området bestående av Øvre og Øverste Alloktion. (Gee et al., 2008)

### 2.2.2 Marmor i Nord-Norge

Karbonater er en av de sjeldnere typene av bergart i Norge, men i Nordland fylke og opp mot Troms, finnes det forekomster av marmor. Bare 3% av Norges landoverflate er karbonatbergarter, mens 5% av overflatearealet er kalkholdig glimmerskifer (Knežević et al., 2019). Marmoren er del av de to øverste alloktonene av Kaledonidene (Gee et al., 2008). Mesteparten av Norges grotter befinner seg derfor i Nord-Norge.

Graden av urenheter, litologi og opprinnelse varierer i de ulike marmorbeltene. Marmoren i Norge er variasjoner av dolomitt- og kalsittmarmor, og inneholder ofte lag av glimmerskifer.

Marmorens opprinnelse har originalt vært som en karbonatplattform (korallrev, døde skalldyr). Det har tidligere vært diskutert hvor disse plattformene har forekommet, men i tilfellet for Fauskedekket av Rødingfjellet skyvedekkekompleks, er det funnet sedimentologiske, strukturelle og isotop-geokjemiske spor som tyder på opprinnelse på den østlige passive marginen utenfor Laurentia (Roberts et al., 2002; Augland et al., 2012). Det er spor som tyder på at marmoren har gjennomgått tektonisk deformasjon under den Taconiske (Taconian) fjellkjededannelsen, pre-Kaledonidene (Roberts et al., 2002; Augland et al., 2012).

Marmoren, inkludert resten av Fennoskandias bergarter, ble senere forflyttet til der de er i dag under den kaledonske fjellkjedefoldningen. Dette medførte videre omdanning ved metamorfose, og utstrakt folding og skråstilling av hele bergartssekvenser (Barnes et al., 2007; Barnes et al., 2011). Som følge av dette består berggrunnen av tydelige belter bestående av ulike bergarter (Figur 2.3.1.). Spesifikt for marmoren, er dette så typisk for Norge at begrepet *stripekarst* ble frembrakt av Gunnar Horn i 1937 (Lauritzen, 2001). Stripekarst referer til hvordan beltene av marmor minner om striper i landskapet. Stripekarst har noen unike preg som vil bli gjennomgått i tilhørende delkapittel (3.1.12.).

### **2.2.3 Orientering av bergartene**

Dette delkapittelet vil fokusere på orientering av bergartene i området rundt Aspfjordgrotten, og tektonikken som står bak. (Figur 2.3.1. i delkapittel 2.3.)

Da Kaledonidene ble dannet av kontinent-kontinent kollisjon, ble bergartene komprimert med spenningsakser i vest-øst. Dette førte til skyvedekker med en Vest-vergens og tilhørende folding og forkastninger. Orienteringen på bergartene slik de er i dag, skyldes i hovedsak tektonikk under fjellkjededannelsen, samt senere prosesser som kollaps av fjellkjeden, tilbaketrekning av skyvedekket og åpningen Nord-Atlanteren (Gee et al., 2008).

Selve marmorbeltet som grotten befinner seg i, er orientert nordøst-sørvest i Aspfjord. Marmoren består også av skiferlag, som synliggjør marmorens strøk og fall. Marmorbeltet har en fallretning mot sørøst. Denne orienteringen stemmer overens med den kaledonske fjellkjedefoldingens kompresjon fra vest/nordvest, og gjenspeiler trolig stresskreftene som har ført til marmorbeltets posisjon (Gee et al., 2008).

### **2.2.4 Isbreenes bevegelse**

Etter den kaledonske fjellkjeden nådde maksimum størrelse, begynte nedbrytningen av fjellkjeden med forvitring og erosjon, slik at Fennoskandia skulle oppnå isostasi. Slike nedbrytningsprosesser var med på å forme landet, men geomorfologien som er ikonisk for Norge, skyldes et samarbeid hvor hovedprosessen var det glasiale arbeidet som har pågått gjennom sykluser med glasialer og interglasialer (Nesje & Whillans, 1994).

Da Kvartær startet for 2,58 millioner år siden, begynte store variasjoner i klimaet, og små isbreer som lå i høyfjellet ble til tider erstattet av massive isdekker. Det er omdiskutert hvor mange istider og mellomistider som fant sted, men det er bevist at det var flere sykluser med temperaturendringer ved jevne tidsrom. En av de store pådriverne for klimaendringene har vært Milankovitch-syklusene, som gikk fra 23 000 års-sykluser til 100 000 års-sykluser for cirka 900 000 år siden (Mangerud et al., 1996). Milankovitch-sykluser er endringer i innstråling jorden mottar som følge av banen rundt solen, der parameterne er presesjon, vinkel på jordaksen og eksentrisiteten på banen.

De siste 1,1 millioner år, har isdekker strukket seg til eggkanten seks ganger, utenfor sørlige delen av Norge. Dette kommer av funn av morene i Troll-kjernen i Norskerenna (Sejrup et al., 1995). Norge har de siste 140 000 år hatt tre glasieringer som har gått ut forbi kysten, også over Aspfjord (Vorren & Plassen, 2002). Dette var istidene saale, weichsel og yngre dryas (siste del av weichsel). Dateringene av hendelsene er bevist av oksygenisotopkjerner fra benthiske foraminiferer i havet (Lisiecki & Raymo, 2005), i iskjerner på Grønland og i speleothemer (Lauritzen, 1995).

Når temaet er grottedannelse, er det viktig å skille mellom kaldbaserte, polytermale, og varmbaserte isbreer, da denne distinksjonen spiller inn på hydrologien. Kaldbaserte breer er ofte tynnere, og er frosset fast i berggrunnen. Dette fører til lite abrasjon og skuring, og dermed vil det bare være erosjon av berggrunnen via plukking, dersom berggrunnen fra før var svak mot breens tilhørende spenninger. Polytermale breer er en egen kategori, ettersom den varierer mellom å være kaldbasert og varmbasert avhengig av årstider og tykkelse. Dette skyldes at breens temperatur kan ligge over trykksmeltepunktet for is. Varmbaserte breer har en temperatur som alltid er over trykksmeltepunktet i sommerhalvåret. Både polytermale og varmbaserte breer vil av denne grunnen kunne erodere ved abrasjon, skuring og plukking, noe som forårsaker stort relieff. Breer som ligger nært kysten vil ofte være varmbaserte eller polytermale, men avhengig av topografiens relieff kan man også få kaldbaserte (Kleman & Glasser, 2007).

På grunn av trykksmeltepunktet til isbreer, vil tykkelsen til isbreen og trykket på bresålen kunne medføre smelting. Dette fører til at hydrologien, da spesielt smeltevannet, vil variere veldig innen de ulike isbrekategoriene. I en kaldbasert bre vil det være svært lite smeltevann, som vil bremse eventuell grotteformasjon i området. Derimot kan det i en varmbasert eller polytermal isbre være høy vannføring, som kan fremskynde speleogenesen, eller i andre tilfeller fylle en korridor med sediment, som kan hindre vekst. Smeltevannets metningsgrad på kalsitt vil også bestemme hastigheten på speleogenesen. Hydrologien til isbreer er som nevnt koblet til smeltevannet. Smeltevannet i breer følger smelteløp enten oppå breen (supraglasialt), inni breen (englasialt), eller under breen (subglasialt) (Nesje, 2012). Det kan også forekomme smeltevannskanaler og små innsjøer langs med breen, inntil dalsider. Englasiale smeltevannskanaler har en rigid form, og vil ikke være påvirket av en typisk grunnvannslinje, men de vil bevege på seg i takt med forflytningen til isbreen. Supraglasiale og subglasiale smeltevannskanaler vil følge isbreens og berggrunnens form.



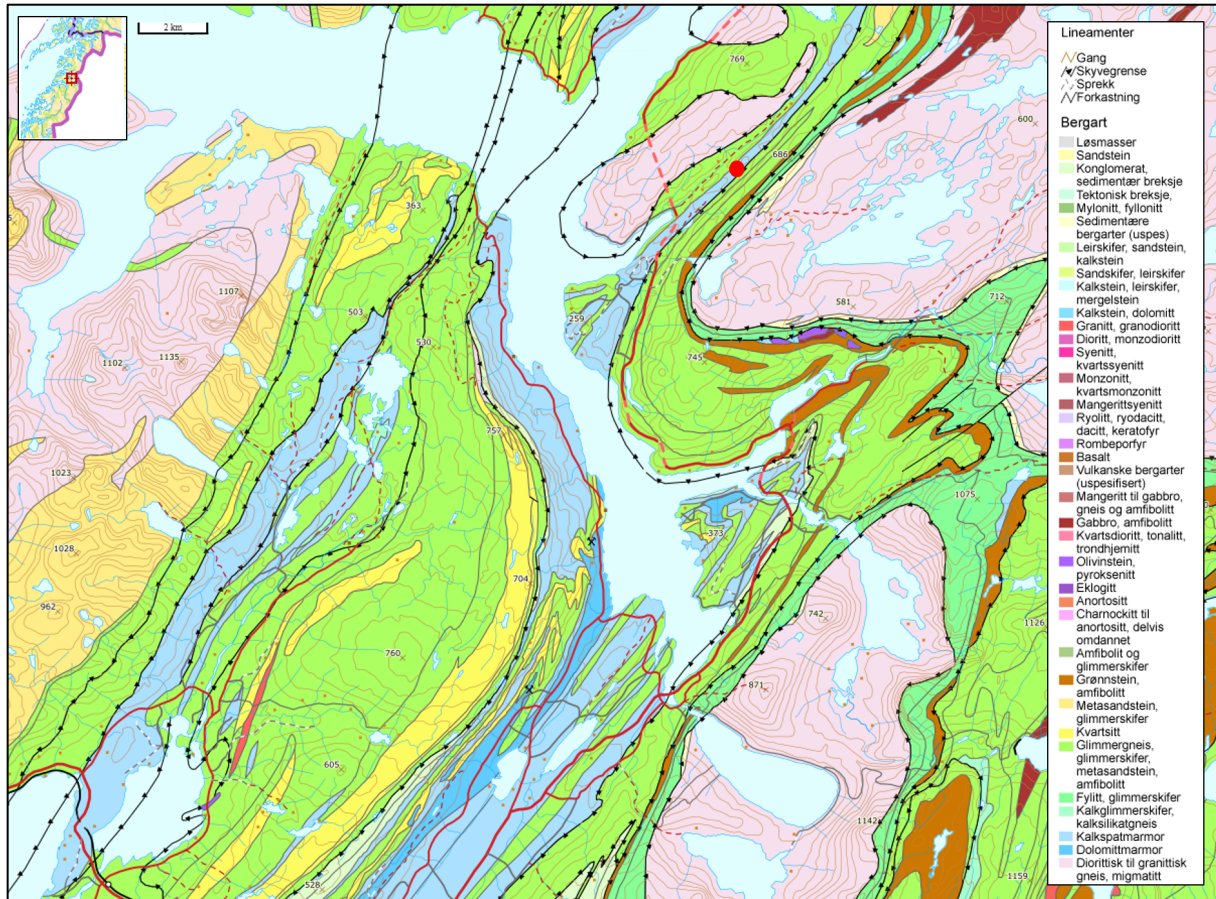
Isbreer som går over karbonater, vil alltid påvirke området utvikling av karst ettersom områdets hydrologi blir endret. Epikarstsonen, som ofte er veldig oppsprukket, kan bli fjernet helt av en overskridende isbre. Denne øvre sonen er spesielt utsatt mot plukking og tine-/fryse-prosesser, og kan dermed enkelt bli fjernet av den glasiere drivkraften.

## **2.3 Områdets geologi**

Aspfjordgrotten befinner seg i et NØ-SV orientert marmorbelte (Kjerktindformasjonen, Fauskedekket). Formasjonen består av grå kalkspatmarmor, kalkglimmerskifer og glimmerskifer, og med boller av dolomitt i øvre del. Formasjonen er 800-600 millioner år gammel, og har gjennomgått duktil metamorfose i flere stadier. Kalkspatmarmoren grenser til glimmerskifer og granatglimmerskifer i Torkelenggruppen, som har lik orientering i landskapet (Figur 2.3.1.) (Melezhik et al., 2013; Gustavson et al., 2004).

De geologiske enhetene i studieområdet har samme NØ-SV orientering som fjorden, Aspfjorden. Aspfjorden befinner seg på grensen mellom gneis i vest og kalkspatmarmor i øst. Dette kan ha vært en faktor for dal- og fjorddannelsen i form av en svakhetssone for isbreenes erosjon.

Marmorbeltet har også en intern orientering synlig i enhetens foliasjon. Tynne (1-10 cm) glimmerskiferlag finnes gjennom hele lagpakken, og de har en konsekvent orientering på ~038/45. Tilstedeværelsen til lagene av glimmerskifer er synlig som flere NØ-SV orienterte rygger på overflaten, øst for Stortuva. Glimmerskiferlagene er mindre permeable enn marmoren, og motstandsdyktige mot oppløsning.



Figur 2.3.1: Figuren viser berggrunnsgeologien (NGU, 2019a) til området rundt Aspfiord. Aspfiordsgrotten er markert med rød sirkel øpe, til høyre for midten. Marmor er den lyseblå fargen.

## 3 Teoretisk bakgrunn

### 3.1 Karst

Et område med spesielt løselige bergarter (karbonater) og forekomst av grotter og andre oppløsningsformer kalles *karst* av ordet *kras* (Gams, 1993; Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2017). Kras stammer fra ordet *steinete* og er navnet til regionen nordøst for Trieste i Slovenia. Regionen her var treløs og mye jordsmonn forsvant ned i underjordiske kanaler (Gams, 1993; Ford & Williams, 2007). Karstområder har stor drenering ned i undergrunnen, og Trieste er derfor et typisk eksempel. Speleologi er et sentralt fagfelt i områder hvor det er mye karst. Ettersom cirka 10 % av sedimentære bergarter i verden er karbonater (Suchet et al., 2003), er det viktig å lære om karst.

Speleologi er læren om grotter og deres innhold. Der har man inndelingen *speleogen* for oppløsningsformer, og *speleothem* for utfellings- og avsetningsformer. Slike former deles ofte inn i kategorier basert på skala; mikro, makro og meso (Ford & Williams, 2007).

Når man snakker om grotter, er det viktig å vite at det finnes ulike definisjoner for hva som kalles en grotte. Én definisjon sier at en grotte er et hulrom som er stort nok til at et menneske kan komme seg inn, og dyp nok til at dagslys ikke kommer inn i hele grotten. I denne avhandlingen brukes denne; "en grotte er et underjordisk hulrom hvor dybden på hulrommet er mer enn det dobbelte av tverrmålet på lysåpningen" (Lauritzen, 2010).

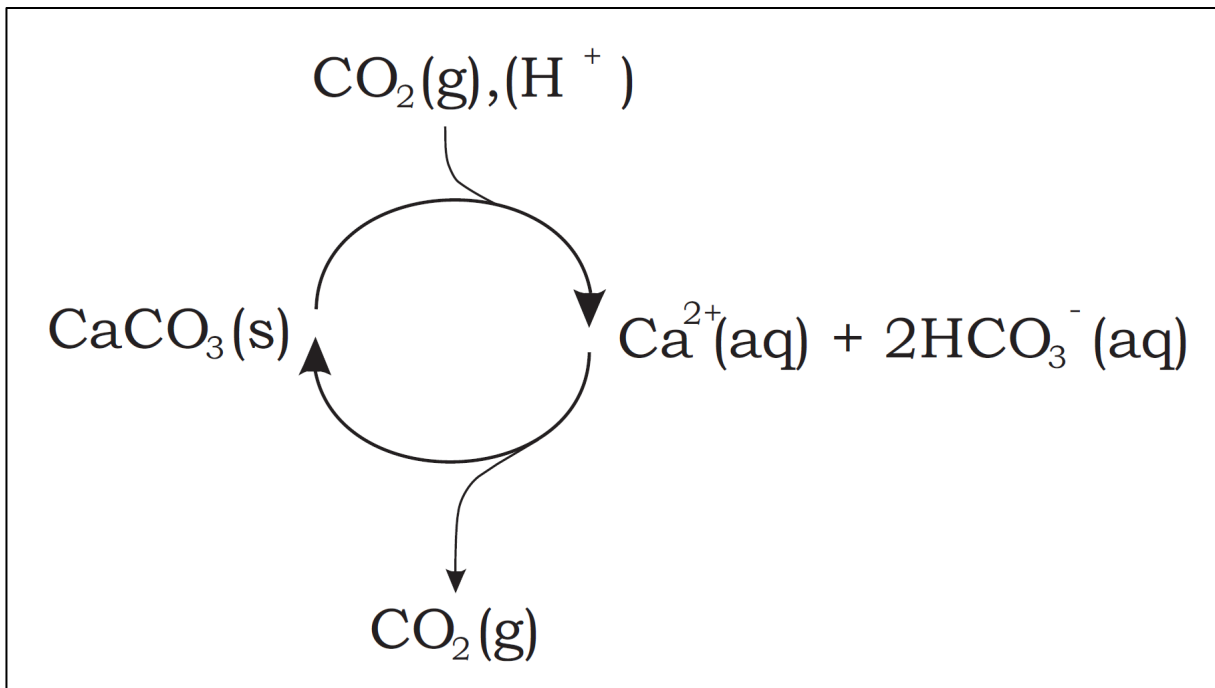
Speleologi er et bredt fagfelt som inkorporerer flere andre fag som kjemi, hydrologi og strukturgeologi. Fagfeltet er relevant innen mange problemstillinger, der blant annet hydrologi og reservoarstudier krever ekstra omtanke når karbonater er tilstede.

Utover dette, tar speleologien for seg alt man kan finne i grottesystemer. I grotter kan man finne spor etter dyr og mennesker fra titusener av år tilbake, og finne spor i speleothemer av klima flere hundretusen år tilbake (Lauritzen, 1995). Selve grottesystemets oppbygning vil også fortelle om hvordan landskapet så ut da grotten ble dannet, og hvordan landskapsutviklingen har vært til i dag (Klimchouk & Ford, 2000). Derfor er grotter og læren om dem, et viktig arkiv for å tolke prosessene som former kloden.

### 3.1.1 Grottens livsløp – fra sprekk til grotte

Når man omtaler en grottes livsløp, mener man grottens vekst fra en sprekk som mottar oppløsende vann, til en moden grotte som til slutt blir så stor at den kollapser (eventuelt blir fylt av sediment og blir relik) (Dreybrodt & Gabrovšek, 2000; Lauritzen, 2017). Man kan finne grotter i ulike faser rundt om i verden.

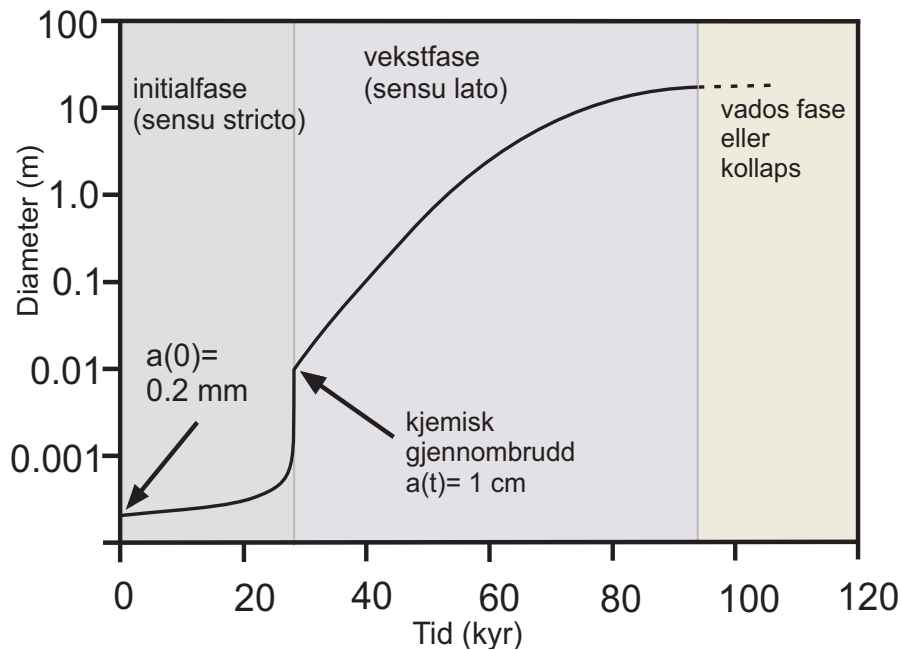
En sprekk i en bergmasse bestående av karbonater vil over tid bli utsatt for kjemisk oppløsning. Sprekken vil utvides ved kontakt med kjemisk aggressivt vann, som er vann som inneholder  $\text{CO}_2$  eller andre molekyler som danner surt vann (Figur 3.1.1.). Vann med innhold av  $\text{CO}_2$  vil virke kjemisk aggressivt til det er mettet på kalsitt.



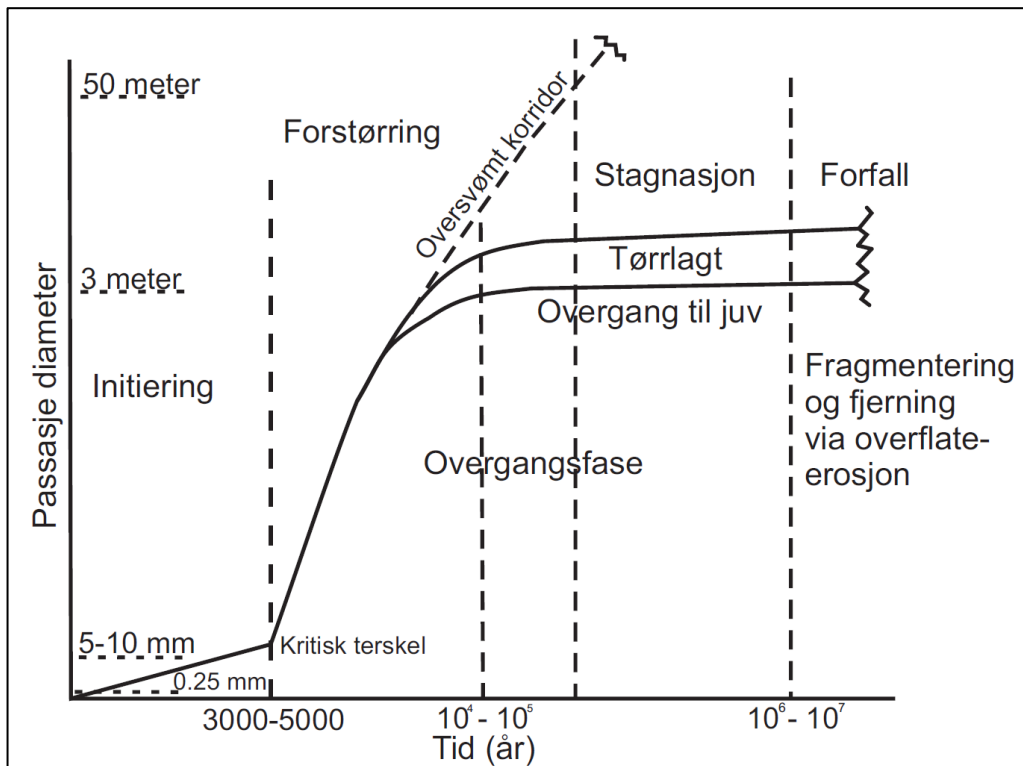
Figur 3.1.1: Figuren viser kretsløpet hvor vann blir surt ved kontakt med  $\text{CO}_2$ , og løser opp kalsiumkarbonat. Når  $\text{CO}_2$  går ut av systemet, utfelles kalsiumkarbonat (Lauritzen, 2017).

Når sprekken etter lang tid oppnår en diameter på 1 cm, får man *kjemisk gjennombrudd*. Kjemisk gjennombrudd oppnås når førsteordens kinematisk oppløsning pågår gjennom hele sprekkens lengde. Da sier man at oppløsningens Effektive Penetrasjon Distanse (EPD) er lik lengden til sprekken (Lauritzen, 2017). Etter det kjemiske gjennombruddet går grotten ut av initialfasen (*Sensu stricto*) og inn i vekstfasen (*Sensu lato*) og andreordens kinematisk oppløsning (Figur 3.1.2.) (Lauritzen, 2017). Turbulent vann kan nå strømme gjennom sprekken, plukke opp residu av oppløst materiale, og løse opp veggene raskere enn tidligere. Vekstfasen kan fortsette så lenge det er tilstrekkelig tilførsel av vann, og kollaps ikke har nådd overflaten (Figur 3.1.3.).

Til slutt vokser grotten til en størrelse hvor taket til grotten ikke lengre klarer å holde trykket av bergmassen over stabilt, og tomrommet vokser oppover mot overflaten. Da får man en kollapsdoline og/eller en breksjepipe (rom fylt av kollapset materiale) av knust materiale som tar opp større volum (Lauritzen, 2017). Kollaps blir gjennomgått i delkapittel 3.1.14.



Figur 3.1.2 Vekstmodell for grottepassasjer, fra insepsjon til moden passasje og kollaps. Ved diameter på 0,2 mm øker oppløsningshastigheten, da det går fra laminær til turbulent strøm.



Figur 3.1.3: Vekstmodell for grottepassasjer, med flere scenarier grotten kan følge etter kjemisk gjennombrudd

### **3.1.2 Epikarst**

Epikarst er begrepet som omhandler overflatekarst (eksokarst). Det er de øverste meterne av et karstlandskap, og her er det ofte mer intens oppsprekking enn dypere i karstmassivet. Epikarst er viktig for å lede vann gjennom sprekker og porer, og epikarst inkluderer også doliner og større nedløp. Typisk geomorfologisk overflatekarst, som ulike typer karren, blir funnet i denne sonen. Det er ikke uvanlig at denne sonen mangler i områder som har opplevd glasial erosjon (Lauritzen, 2017).

### **3.1.3 Stripekarst**

Gunnar Horn innførte begrepet stripekarst i 1937 for å beskrive hvordan Norges marmorforekomster ofte ligger i striper i landskapet (Lauritzen, 2001). Denne morfologien medfører et stort kontaktareal med bergartene som ligger ved siden av. Dette medfører spesielle hydrologiske betingelser som gir en unik form for speleogenese. Mengden allokton nedbør og avrenning som ender opp i stripekarst-marmor, er betydelig høyere enn det man finner i marmorbelter andre steder i verden. I tillegg til mer kjemisk aggressivt vann, medfører stripemorfologien et mindre bergmassevolum hvor speleogenesen kan forekomme. Denne spesielle varianten av kontaktkarst gir ofte en spesiell grottegeometri (Lauritzen, 2001; Lauritzen & Skoglund, 2013).

### **3.1.4 Karsthydrologi og grunnvann**

Vannets kretsløp (hydrologi) er en av de viktigste kontrollfaktorene for grottedannelse. Læren om vannets bevegelse og prosesser er nødvendig for å forstå speleologi. Her er vannets kjemiske og fysiske egenskaper en nøkkelfaktor i utformingen av grotter (Lauritzen & Lundberg, 2000).

Det er nødvendig å skille mellom hydrologi og *karst*hydrologi, hovedsakelig på grunn av vannets uforutsigbare veier og strømningshastighet i karstregioner. Her er det også sjeldent overflatevann i form av bekker og elver, ettersom vannet fort forsvinner under bakken gjennom sprekker. Dermed vil mesteparten av nedbøren i området gå gjennom grottesystemer til kilder lengre nede. Dette medfører en mye større vannføring for grunnvann i karst enn i ikke-karstregioner (Goldscheider & Drew, 2007).

Grunnvann er vann som strømmer igjennom berggrunnen, og er dermed en sentral del av karsthydrologi. Grunnvannsspeilet setter grensen mellom den freatiske sonen og den vadose sonen (delkapittel 3.1.5.). I grunnvannet strømmer det alltid vann, per definisjon (Hudak, 2000). Strømningshastigheten er typisk mindre enn 10 meter i året i vanlige akviferer, mens en karstakvifer kan derimot ha rennende vann med mer enn 100 ganger raskere strømningshastighet (Goldscheider & Drew, 2007). Dette skyldes karstakviferenes tilstedeværelse av grotter, som leder vannet med høy vannføring.

Grunnvann finnes i konsoliderte eller ukonsoliderte sediment, eller i berggrunn med høy nok sprekketetthet, altså porøsitet og permeabilitet (Schwartz & Zhang, 2003). Grunnvann eksisterer sjeldent i karbonater (spesielt marmor) før karstifiseringen, på grunn av den lave primærporøsiteten (Ford & Williams, 2007). Grunnvann vil derimot komme ved tilstedeværelse av sekundærporøsitet fra tektoniske sprekker, og grunnvannet vil etterhvert være med på å øke permeabiliteten i bergmassen.

### **3.1.5 Vados og freatisk sone**

Grotters passasjemorfologi og geometri er i stor grad styrt av grottens beliggenhet i enten den vadose eller freatiske sonen (Lauritzen & Lundberg, 2000). Ulike deler av grotter kan ligge i flere soner samtidig (Ford & Ewers, 1978). Disse begrepene beskriver plasseringen i bergmassen i forhold til grunnvannsspeilet. Over grunnvannsspeilet er bergmassen umettet på vann, mens under er bergmassen mettet på vann.

Den vadose sonen er umettet ettersom den ligger over grunnvannsspeilet. Her vil porerom i berggrunnen inneholde luft i tillegg til vann. Denne sonen inkluderer jordsmonn og epikarst, og omtales ofte som markvann. I tilfellet for en grottekorridor som tidligere har vært overfylt av vann, vil en senkning av grunnvannsspeilet medføre at korridoren bare har rennende vann langs gulvet.

Den freatiske sonen ligger derimot under grunnvannsspeilet, og er da fullstendig mettet på vann. Her vil grottekorridorer være fylt til toppen med vann (Ford & Williams, 2007).

Det er viktig å skille mellom disse sonene, da bergmassens metningsgrad er essensiell for hvilke flater i grottepassasjene som oppløses. I den freatiske sonen vil oppløsning forekomme på alle flatene, og grotten utvides homogent. I den vadose sonen vil oppløsningen skje på gulvet og veggene, så høyt som vannet rekker.

Dersom grottens morfologi gjenspeiler begge sonene, er det mulig å se hvordan grunnvannsspeilet har variert. Typisk er det først uniform forstørring av en passasje, før grunnvannsspeilet synker, og gjel dannes. Dette kan også gjenspeile den *epifreatiske* sonen mellom den vadose og freatiske. I denne mellomsonen fluktuerer grunnvannsspeilet, og tilhørende morfologi vil observeres i grotten (Ford & Williams, 2007).

### **3.1.6 Porøsitet**

Porøsitet er en parameter som forteller hvor mye vann som kan befinne seg i porer og tilsvarende tomrom i en bergmasse. Det er viktig å skille mellom begrepet porøsitet og *effektiv* porøsitet. Effektiv porøsitet beskriver i hvilken grad porerommene er hydrologisk koblet sammen, også kalt permeabilitet (Ford & Williams, 2007). Dersom bergmassen har høy effektiv porøsitet vil vannet kunne strømme fra overflaten til dypere sekundære sprekker, og slik påvirke oppløsningspotensialet. Fra et hydrogeologisk perspektiv er porøsitet ansett som en primæregenskap, mens sprekker og brudd skyldes tektonikk som er sekundær (Ford & Williams, 2007). Marmor har nærmest ingen primærporøsitet, og er dermed avhengig av sekundærporøsitet.

### **3.1.7 Permeabilitet**

Som nevnt er permeabilitet effektiv porøsitet i berggrunnen.. Denne sammenkoblingen mellom porerom og sprekker gjør at vann, olje og gass kan trenge gjennom bergmassen. Permeabilitet er viktig i mange prosesser, spesielt i karstifisering og speleogenese. Permeabiliteten avhenger av porer eller strukturelle variasjoner i berget og samspillet mellom primære og sekundære strukturer. Et karstmassiv med etablert grottedannelse vil ha ekstremt høy permeabilitet, på grunn av den hydrologiske koblingen fra innløp til utløp. Før grottedannelsen må det også ha vært noe permeabilitet til stede, for at grotten skulle bli dannet (Ford & Williams, 2007).



### 3.1.8 Trykkledning

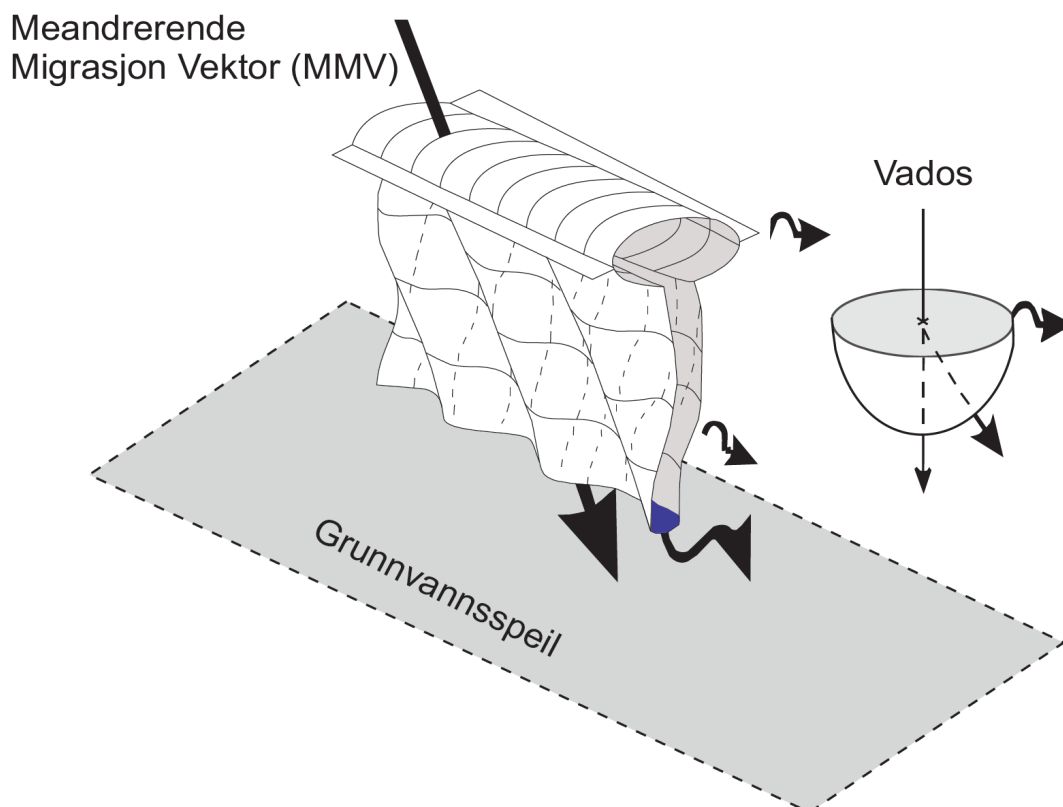
Trykkledning, også kalt freatisk rør, er morfologien til en passasje dannet under grunnvannsspeilet. Formen på tverrsnittet er rundet til elliptisk, som skyldes at oppløsning har foregått langs alle oppløselige flater i passasjen (Palmer, 1984).

### 3.1.9 Gjel

Et gjel (canyon) innen speleologi, er vadose former, hvor vann har oppløst nedover (Palmer, 1984; Lauritzen & Lundberg, 2000). Man finner gjel i nøkkelhullprofiler eller som uavhengige gjel. Høyden på gjelene er i hovedsak styrt av grunnvannsspeilet, og hvor mye dette har sunket siden den originale passasjen ble dannet. Gjel, som andre passasjer, vil være aktive så lenge de er den mest optimale veien for vannet.

### 3.1.10 Nøkkelhullprofil

Nøkkelhullprofil er et begrep som beskriver tverrsnittsprofilen til en grottepassasje som viser en endring fra freatiske til vadose forhold. Korridorens tverrsnitt blir seende ut som et nøkkelhull, der korridoren er sirkulær/elliptisk øverst på grunn av freatisk speleogense. Etter endringen til vadose forhold, har oppløsningen vært fokusert nedover. Passasjen kan i tillegg

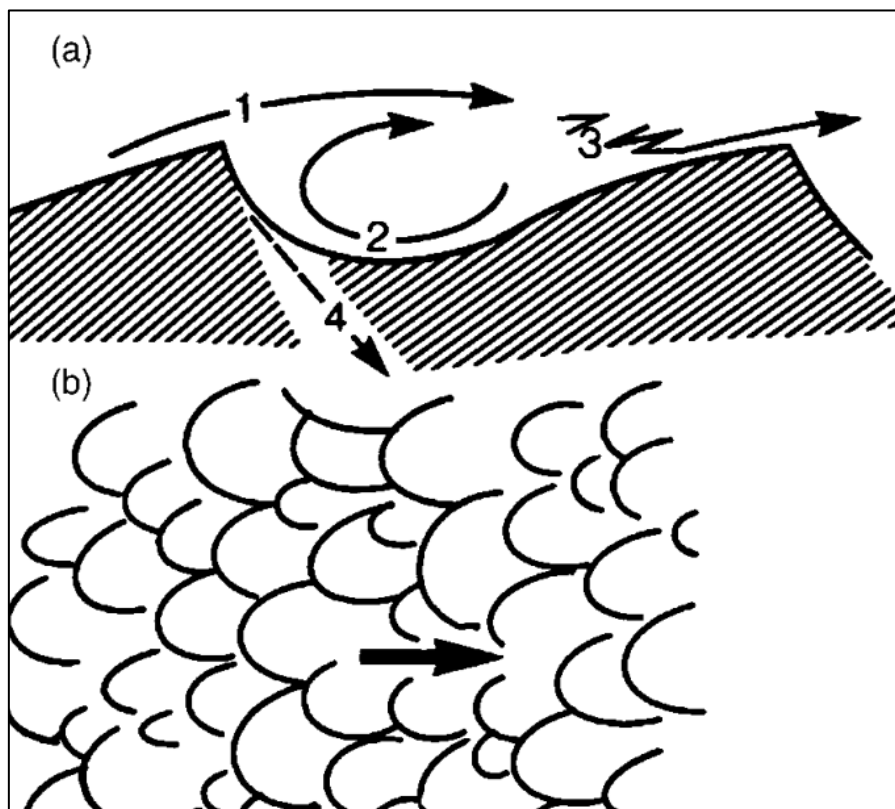


Figur 3.1.2: Viser hvordan et nøkkelhullprofil og tilhørende vadose gjel blir dannet. Når grunnvannsspeilet ligger under grottekorridoren, er oppløsningen fokusert på gulvet.

få en meandrerende morfologi i lengdesnittet. Nøkkelhullprofiler viser dermed en liten del av den hydrologiske historien for grottedannelsen (Lauritzen & Lundberg, 2000).

### 3.1.11 Strømskåler

Strømskåler er oppløsningsformer som dannes på grottepassasjenes vegger av strømmende vann. Disse er asymmetriske, og kan dermed brukes som retningsindikatorer (Figur 3.1.5.). Ved raskt strømmende vann vil strømskålene som blir dannet ha liten diameter, mens ved sakte strømmende vann vil de få en stor diameter (Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2017). Basert på strømskåler, er det dermed mulig å finne passasjers paleostrøm (Ford & Williams, 2007). Ofte har ikke vannstrømmen gått den veien som er mest intuitivt.



Figur 3.1.3: Figuren viser hvordan strømskåler dannes av vannstrøm og oppløsning. Den bratte siden er vendt nedstrøms. Nedre del av bildet viser hvordan strømskåler migrerer sidelengs med vannstrømmen. Hentet fra Ford & Williams (2007).

### 3.1.12 Speleothemer

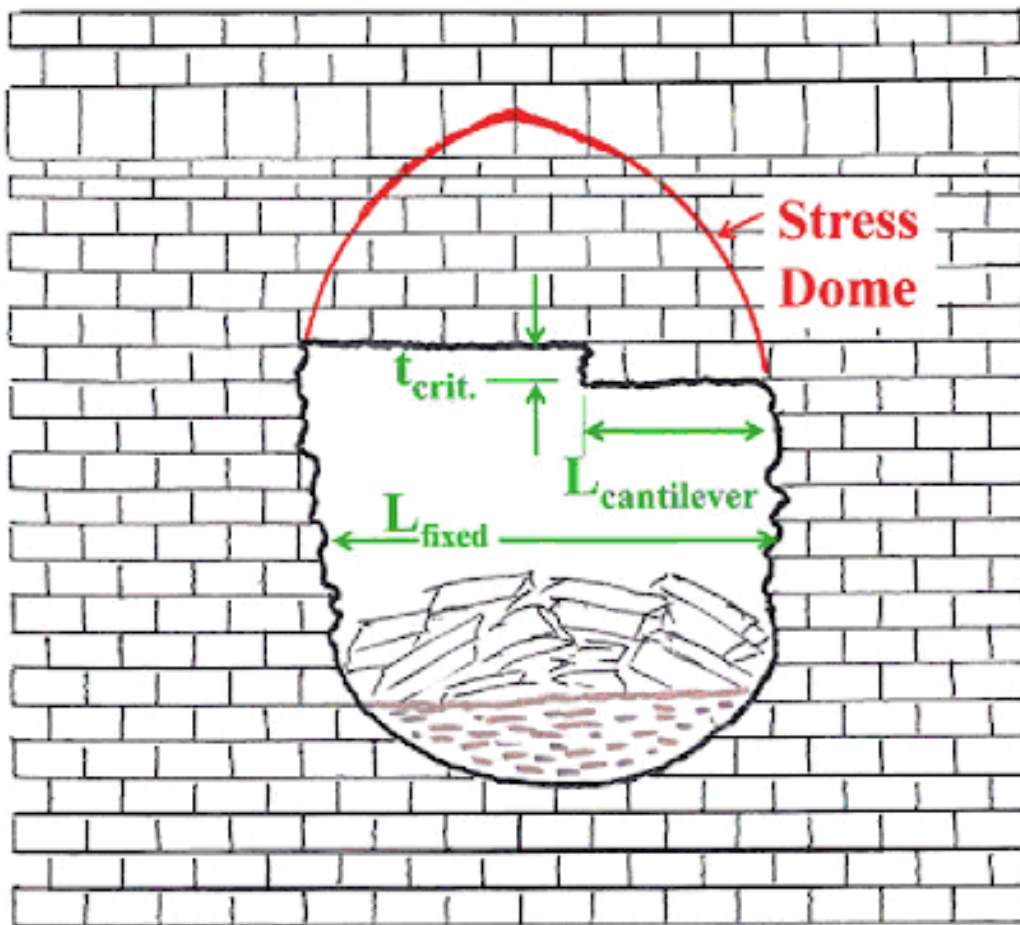
Navnet *speleothem* kommer fra gresk og betyr "grotte avsetning". Det referer til alt som blir dannet i en grotte. I hovedsak brukes det derimot som fellesbetegnelse for utfellingsformer som stalagmitter, stalaktitter og andre dryppsteinsformasjoner (Lauritzen, 2017). Speleothemer dannes ved at vann med høyt CO<sub>2</sub>-innhold, mettet på kalsitt, kommer inn i grotten hvor det er lavere CO<sub>2</sub>-innhold. Da forsvinner CO<sub>2</sub> fra vannet, og kalsitt utfelles (Figur 3.1.1.). Speleothemer kan få alle mulige former avhengig av hydrologien, sprekkene og klimaet ute og inne i grotten. De vanligste, stalagmitter og stalaktitter, bygger seg opp av kalsittutfelling fra vann i samspill med gravitasjon. Stalagmitter bygger seg sakte opp når det drypper vann mettet på kalsitt, ned på en base (ofte en stein). Til slutt vokser den oppover i høyden, og dersom man kutter den i to, kan man se oppbygningen fra start til slutt. Eldste delen finner man nederst i sentrum, og yngste ytterst på toppen. For en stalaktitt vil det samme gjelde, bare at der utfelles kalsitten mens dråpen henger i taket. Det er ofte fargeforskjeller i dryppstein, som gjenspeiler forskjellig innhold i vannet, som kan vise til ulike årstider og klima (Lauritzen, 2017).

### 3.1.13 Kollaps

Kollaps av grotter er en del av livssyklusen til alle grottesystemer (Figur 3.1.2. og Figur 3.1.3.), der grotterommet til slutt når en størrelse hvor takets bæreevne ikke er tilstrekkelig. Eksistensen av grotter fører til avvik i bergmassens stressfelt, og avhengig av bergmassen, vil kollaps inntreffe før eller siden (Lauritzen, 2017). Fra Lauritzen (2017) kommer det frem at typiske norske grotter sjeldent har mer enn 10 meter flatt takspenn, men i tilfeller med 20 meter takspenn, kreves det 60 cm tykk takplate (ved ingen horisontalspenninger) for å være stabilt.

Mekanismene bak kollaps av grottetak avhenger blant annet av bergmassens oppbygning, sprekketetthet, spenninger og størrelsen på grottepassasjen/kammeret. Ulike typer takbjelke er også en faktor i bæreevnen og takets stabilitet. Taket kan enten bli holdt oppe av en fullstendig (fixed) eller en frittstående (cantilever) «bærebjelke». En fullstendig bærebjelke som er tykk vil ha en høy tensjons-styrke, og dermed kunne ligge stabilt mens hulrommet utvides (White & White, 2000; Culver & White, 2005). Dersom passasjen utvides for mye, vil endringen i spenningskuppelen kunne medføre kollaps (Figur 3.1.6.). Spenningskuppelen kan

endres av alle faktorene nevnt i dette avsnittet, samt drenering av vann fra passasjen. Dersom vannet forsvinner fra passasjen, vil vannets bæreevne også forsvinne (White & White, 2000).



Figur 3.1.4: En skisse av en spenningskuppel (stress dome) og hvordan den endres ved utviding av passasjen, og om den holdes oppe av en fullstendig (fixed) eller frittstående (cantilever) bærebjelke. (Culver & White, 2005).

Kollaps avhenger som nevnt på bergmassens oppbygning, og eksempelet i forrige avsnitt gjelder for tilnærmet homogene bergmasser, der horisontalspenning holder taket oppe. En annen kollapstype er takstol-modellen (skråtak-modellen), som er typisk når bergmassen er anisotropisk. Takstol-modellen (også kalt "A-frame") er vanlig når lagdelingen i bergmassen er skråtilt. I en skråtilt bergmasse vil en horisontal utviding føre til et skrått tak som er naturlig stabiliserende, og vil kunne utsette senere kollaps (Lauritzen and Mihevc, 2015). Ved kollaps av et skråtilt tak, vil blokker "skalles av" taket og veggene, og ikke føre til kaotisk innstyrting.

## 3.2 Strukturgeologi:

*"En geologisk struktur er en geometrisk konfigurasjon av en bergmasse, og strukturgeologi gjør rede for geometrien, distribusjonen og dannelsen av strukturene."* (Fossen, 2016).

### 3.2.1 Spenninger

All bergmasse er påvirket av spenninger (stresskrefter) til enhver tid. Den totale påvirkningen av spenninger på et område, inkluderer residualspenning, referansespenning, termalspenning og tektonisk spenning (Fossen, 2016). Her er residualspenning, spenning som ligger igjen i bergarten, men som enda ikke har nådd et bristepunkt. Referansespenning er hvilket regime området ligger i nå; landheving, begravning eller diagenese (Fossen, 2016). Termalspenning er spenninger som kommer av avkjøling og oppvarming av bergmassen. Tektonisk spenning er spenning som blir påført området utenfra, men inkluderer både regional og lokal spenning som følge av platetektonikk (Fossen, 2016).

Fennoskandia er i dag tektonisk aktivt med horisontalspenninger som største spenningsakse. Norge er påvirket av kompresjon i NV-SØ til NNV-SSØ (Olesen et al., 1992). Dette spenningsregimet har blitt tolket til å stamme fra "ridge push" fra midthavsryggene i Norskehavet, samt mantelkonveksjon. I tillegg til tektoniske spenninger, er Norge påvirket av landheving som følge av glasial erosjon og fjerning av isdekkene (Olesen et al., 1992).

### 3.2.2 Lineamenter

*"Lineamenter er et lineært eller sub-lineært trekk på jordoverflaten, som antageligvis gjenspeiler en svakhetssone i undergrunnen"* (O'Leary et al., 1976). Flere lineamenter har blitt kartlagt over hele landet og de viser forbindelser med et bredt spekter av mekanismer (Gabrielsen et al., 2002). Artikkelforfatterne har unnlatt å ta med lineamenter forbundet med blant annet foliasjon og glasiale lineasjoner, som ikke stammer fra spenninger (Gabrielsen et al., 2002). Mekanismene bak dannelsen av lineamenter kan skyldes en miks av alt fra landheving, sidelengsforkastninger, residuale spenninger og tektoniske spenninger. Dersom lineamenter viser lignende trender, kan deres opphav korreleres til bestemte spenningsregimer.

### 3.2.3 Sprekkesett

Sprekkesett er flere sprekker med parallell orientering, og kan skyldes samme de samme spenningsmekanismene som kan danne lineamenter (Ford & Williams, 2007; Peacock et al., 2016)). Sprekker skyldes sprø deformasjon, og kan dermed ikke ha blitt dannet ved dyp begravning. Den påfølgende ekshumeringen kan derimot medføre sprekkedannelse. Sprekkesett i et lokalt område vil typisk oppleve lignende spenninger, og kan ofte dannes i lignende orienteringer. Det er ikke alltid lett å tolke mekanismene bak sprekkese, men man kan finne ut hvilke spenninger som må ha vært tilstede basert på orienteringer systemene viser (Fossen, 2016).

Sprekker kan dannes i mange forskjellige orientering avhengig av spenningsregimet, men de dannes ofte parallelt, normalt eller skrått ( $30^\circ$  og  $60^\circ$ ) på spenningsaksen (Fossen, 2016).

## 4 Metoder

### 4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet for masteroppgaven bestod av 8 dager i felt i august 2018. I løpet av feltarbeidet ble hele Aspfjordgrotten kartlagt med moderne kartleggingsverktøy, slik at kartet fra 1969 skulle bli oppdatert. Grotten ble kartlagt ved hjelp av en lasermåler (DistoX) og en kartleggingsprogramvare (PocketTopo) på en smarttelefon, samt ved hjelp av skisser, bilder, notater og kompassmålinger.

Etter kartleggingen av grotten, ble arbeidet fokusert på å få et overblikk over området rundt grotten (Figur 4.1.1.). Området ble undersøkt for karstmorfologi, sprekker og andre strukturer, bergartsgrenser, orientering på lag og aktive vannløp. Nedløpet til grotten ble funnet, mens utløpet var vanskeligere å plassere nøyaktig. De innsamlete dataene vil bli fremstilt i resultatkapittelet.



*Figur 4.1.1:* Bildet viser rygger i landskapet øst for Aspfjordgrotten. Ryggene består av glimmerskifer på topp, og marmor under. Glimmerskiferen ble her målt til 040/42

## 4.2 DistoX og PocketTopo

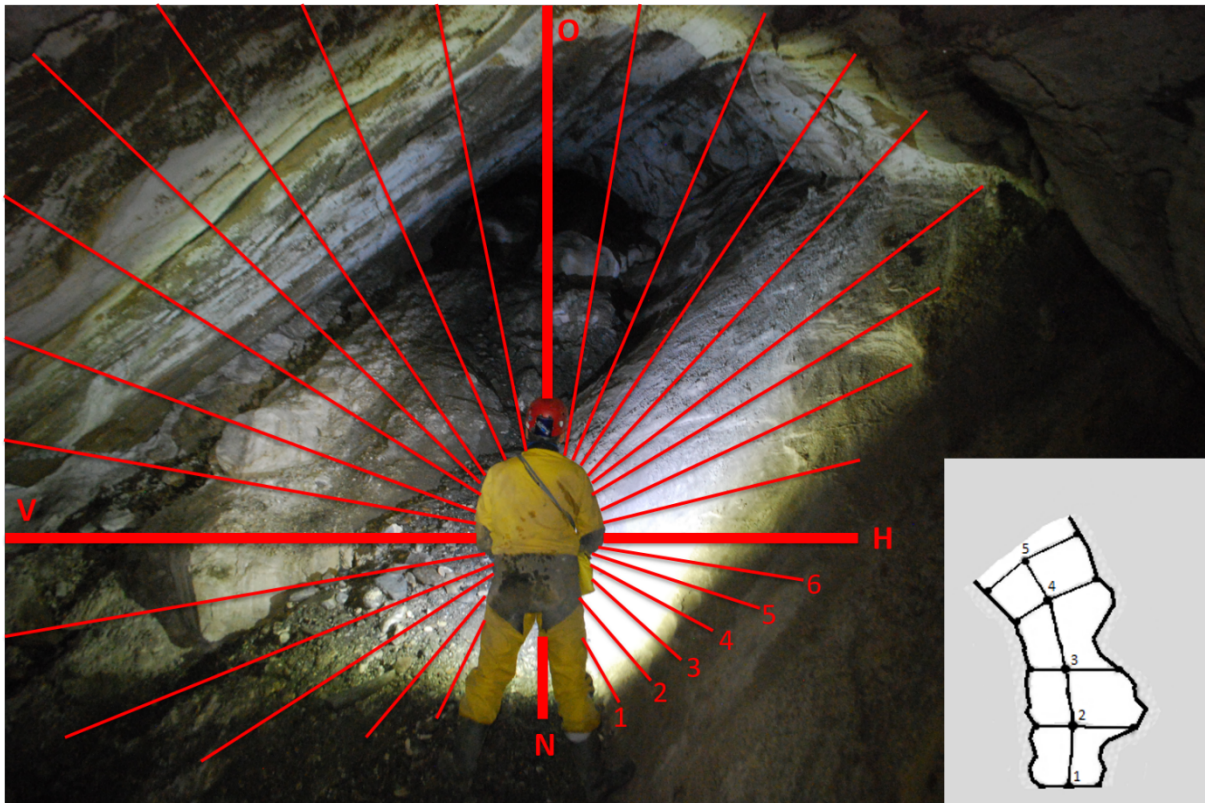
Aspfjordgrotten ble kartlagt med en Leica DistoX (Heeb, 2010) sammen med en Windows smarttelefon som kjørte PocketTopo software. Ved å følge retningslinjene for DistoX datainnsamling, konstruerte vi et detaljert kart over grotten. Datainnsamlingen ble gjennomført ved å lage senterlinjer med vertikale tverrsnitt gjennom hele grotten, med grotteinngangen som eneste startpunkt. Senterlinjene ble konstruert basert på målestasjonene gjennom grotten. Målestasjonene var plassert med et mellomrom på 2-5 meter, noen ganger mer dersom passasjene var svært uniforme. Målestasjonene ble fastsatt ved å skyte tre skudd med lasermåleren på stasjonære punkter. Målestasjonene ble ofte markert med steiner, men der det ikke lot seg gjøre, kunne en stødig hånd være tilstrekkelig. Etter målestasjonen var bestemt, ble det lagd tverrsnitt av passasjen ut fra dette punktet. Rammen til tverrsnittet ble satt ved å ta fire lasermålinger, først mot høyre, så venstre, så ned og deretter opp (HVNO). Tverrsnittene ble deretter målt med lasermålinger med intervall på  $\sim 10^\circ$ , startet fra bunnen og mot høyre (Figur 4.2.1). Slik ble dimensjonene og formen til grottepassasjene godt illustrert, og grotten i helhet beskrevet med god detalj.

Lasermålingene ble overført direkte til PocketTopo på smarttelefonen via bluetooth. I programvaren kom hver senterlinje og tverrsnitt opp, samt azimuth, fall og lengde på hver måling. Imens man måler, tegner man vegger, blokker, vann og andre observasjoner inn i kartet fortløpende (Figur 4.2.2.). Man kan bruke forskjellige farger for illustrasjon av det midlertidige kartet.

Feilkilder ved kartleggingen kan komme av mengden skisser for korridorene og kamrene, men antallet bilder jevner dette ut. Lasermålingene har jevne mellomrom mellom hver enkelt måling, som fører til at noen ganger blir lengre distanser fanget opp eller ikke fanget opp. Dersom de største variable distansene ikke fanges opp, får man et mer jevnere tverrsnitt, men det kan diskuteres om det blir mer unøyaktig om de ikke fanges opp.

Magnetisk misvisning er en feilkilde for DistoX-målingene og kompassmålingene. Denne blir regnet ut på [www.misvisning.kartverket.no](http://www.misvisning.kartverket.no), for kartblad 2129 IV i 1:50 000 serien. Årstallet 2019 og koordinater i grader, minutter og sekunder (67 grader 29 min 37 sek og 15 grader 37 min 53 sek). Dette gav en misvisning på 6,2 grader positiv mot øst, slik at alle målingene ble korrigert ved å trekke fra 6,2 grader. Feilkilden er derimot liten når dette blir medregnet.

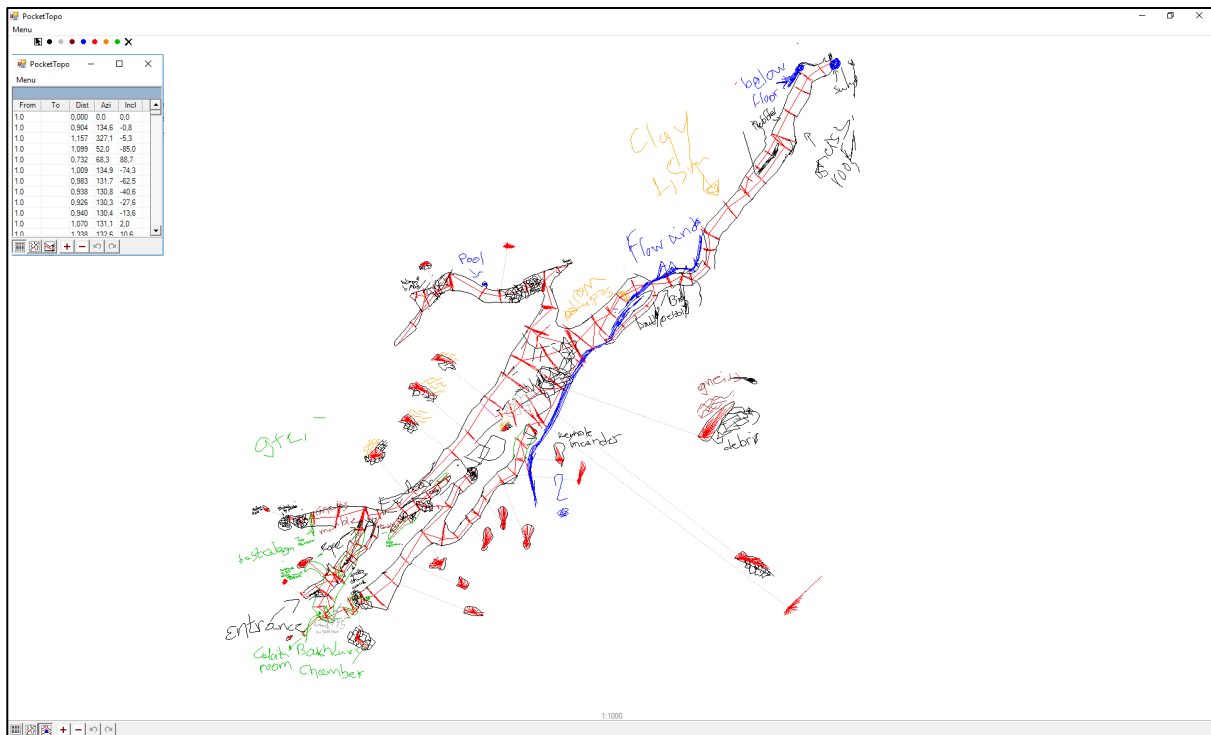




*Figur 4.2.1:* Figuren viser metoden som blir brukt ved kartlegging med Leica DistoX. Først lages en stasjon ved å skyte tre skudd mot et stasjonært punkt. Deretter setter man rammen for stasjonen med et skudd mot høyre, venstre, ned og så opp (HVNO). Så starter man fra bunnen med lasermålinger mot klokken, for hver  $\sim 10^\circ$ .

### 4.3 Strøk og fall med kompass

Strøk og fall målinger ble gjort med et Silva Expedition kompass med speil og libelle. Dette ble anvendt på sprekker i grotten og i området rundt grotten, hvor det var mulig å måle både strøk og fall. De fleste sprekkeene som ble observert, var enten for smale eller for oppløst til å kunne måle annet enn et tilsynelatende strøk og fall, og ble dermed ikke tatt med. Enkelte sprekker kunne måles ved å plassere en bok langs sprekken, slik at strøk og fall kunne bli målt på flaten (Fossen, 2016). Marmorens lagflater ble målt gjennom hele grotten.



Figur 4.2.2: Figuren viser hvordan PocketTopo ser ut under kartleggingen. De røde strekene er tverrsnittene og senterlinjene fra lasermåleren. Veggene og interessante observasjoner blir tegnet inn med ulike farger. Enkelte tverrsnitt blir valgt ut og tegnet vegger rundt, slik at formen på passasjen blir kartlagt.

## 4.4 Orient

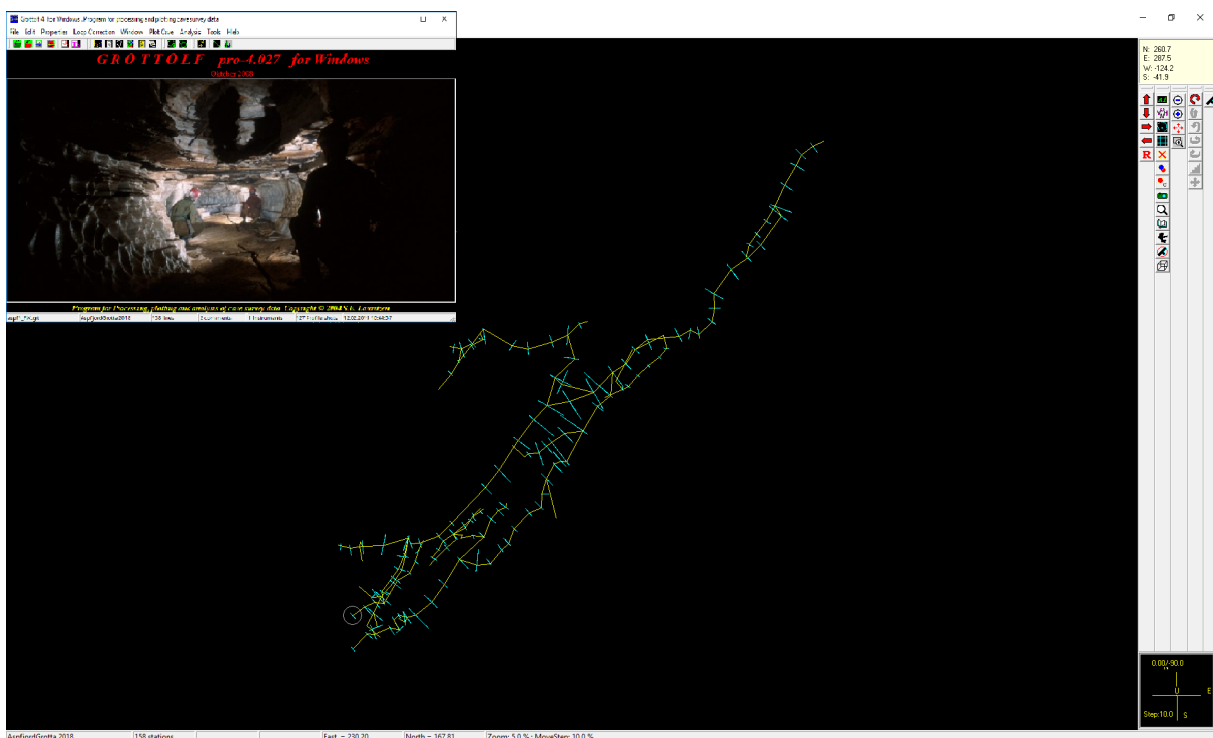
Orient er en programvare for strukturgeologi, som brukes til å visualisere og analysere strukturelle data i blant annet stereonett og rosediagrammer. Man kan enten skrive inn målinger manuelt eller laste inn et regneark med målinger. Videre kan man velge fremstillingsmåte og velge mellom en mengde variabler og analyser. Orient ble i denne oppgaven brukt som digitalt stereonett for å fremstille grottekorridorenes planorientering og fall, samt sprekkemålingene.

## 4.5 Grottolf

Grottolf pro-4.027 for Windows (Lauritzen & Solbakk, 2008) er et dataprogram for å prosessere data fra grottekartlegging til ulike analyser, samt kunne fremstille en 3D modell av grotten (Figur 4.4.1). I programmet kan man også gjøre flere ulike beregninger basert på dataene som ble samlet inn, som fraktalanalyser og volum- og arealutregninger.

Grottolf baserer seg på mye de samme prinsippene som PocketTopo, der målingene er vektorer i rommet, med mål for vinkel, himmelretning og lengde. Grottolf leser nye stasjoner der det er HVNO-målinger, og fyller inn resten av målingene langs tverrsnittene. Programmet kan også gjøre en sløyfekorleksjon der de har oppstådd under kartleggingen, der Grottolf regner ut avviket gjennom hele sløyfen.

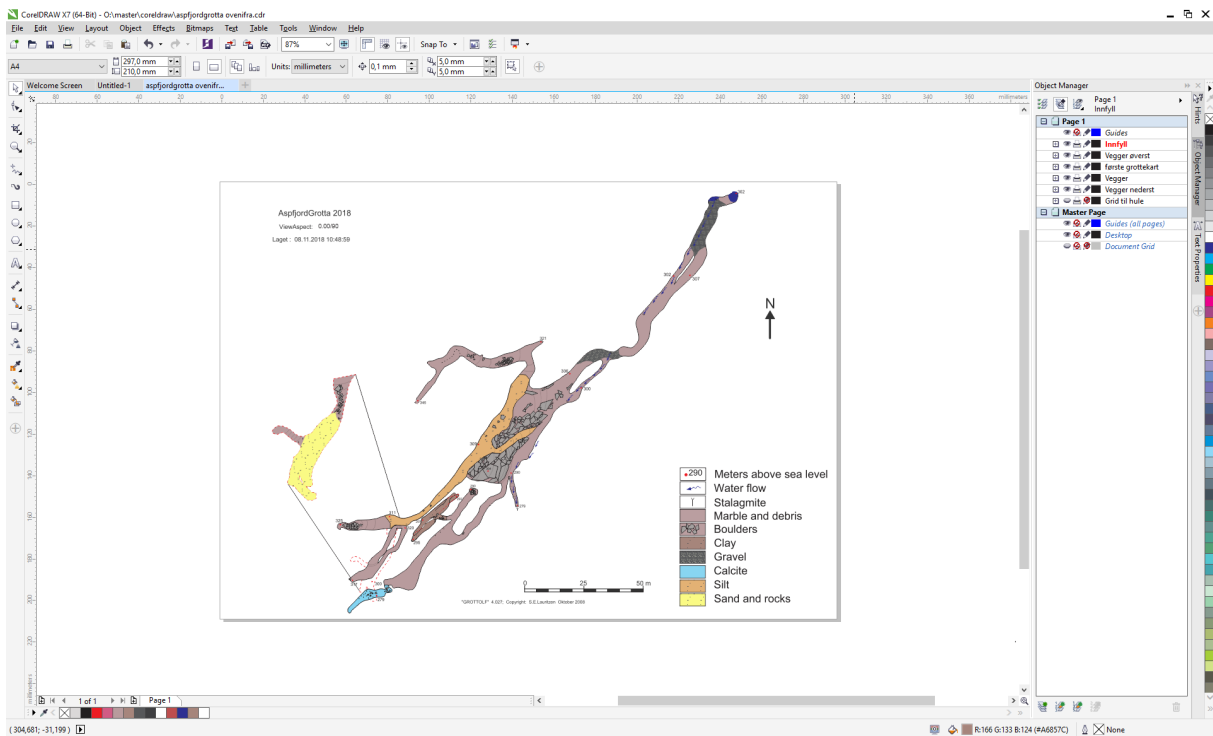
Dataene som ble samlet inn med DistoX og PocketTopo ble lagret i TOP-filformat (.top), og måtte bli konvertert til ascii-tekstformat. Ved eksportering til Grottolf blir tekstfilen med målingene, etter flere små endringer i Text-editor, gjort om til XYZ-koordinater og vektorer som kunne fremstilles i programmet.



Figur 4.5.1: Figuren viser hvordan grotten ser ut med senterlinjer og HVNO-målinger i Grottolf. Dette er resultatet etter å ha konvertert målingene i Text-editor og gjennomført sløyfekorleksjon (Lauritzen & Solbakk, 2008).

## 4.6 CorelDRAW

Tegneprogrammet CorelDRAW Graphics Suite X7 ble brukt for å ferdigstille kartene av Aspfjordgrotten (Figur 4.5.1.). Grottens dimensjoner baserte seg på senterlinjene, HVNO-målingene og tverrsnittmålingene, mens skisser og bilder ble brukt for detaljene. Grottens morfologiske innhold ble basert på observasjoner, og tegnet inn så nøyaktig som mulig. CorelDRAW ble også brukt til å lage de fleste illustrasjonene i oppgaven.



Figur 4.6.1: Figuren viser hvordan CorelDRAW ser ut, med forskjellige lag til høyre i bildet, og verktøy til venstre. Ved å lage grottekartet ved polylinjer i forskjellige lag, kan man enkelt endre på innhold og rammen uten store problemer.

## 4.7 ArcGIS

Programmet ArcGIS ble brukt til kart over området og for å tolke datasett med lineamenter (NGU, 2019a). I programmet kan man enkelt georeferere målinger gjort i og rundt grotten med koordinatsystemet. ArcGIS og tilleggsprogrammet Orientation Analysis Tool (Kociánová & Melichar, 2016) ble brukt til å lage rosedigrammer fra lineamentene og fra senterlinjene til grotten. Orientation Analysis Tool leser orientering og lengde på de valgte polylinjene, og fra dette konstruerer rosedigram. Man kan selv velge om man vil måle lineamentene som en linje fra startpunkt til sluttspunkt, dersom lineamentene består av vinkler, og man kan bestemme om det skal være lengdevekting eller ikke.

Rosedigrammene ble senere estetisk forbedret i CorelDRAW, før de ble brukt til videre analyse.

## 5 Resultater

### 5.1 Projesjoner av grottekart i 2D

Etter fullført feltarbeid og innsamling av DistoX-data, ble grotten fremstilt i 3D i Grotto1f. Et av kartene ble projisert inn i horisontalplanet med nord-orientering (Figur 5.1.1.), og det andre ble projisert til vertikalplanet med en vest-øst orientering (Figur 5.1.2.).

Fra dette ble grottekartene laget i CorelDRAW X7, der tverrsnittene som ble målt med lasermåler, samt observasjoner fra felt ble brukt. Figur 5.1.1. ble konstruert ved å tegne veggene til grotten, mens Figur 5.1.2. ble konstruert basert på gulvet og taket.

Etter at omrisset til grotten var ferdigstilt, ble innholdet i grotten fylt inn. Sediment, blokker, speleothemer, rennende vann og berggrunn er gitt ulike signaturer. Ved enkelte målestasjoner er den absolutte høyden markert (m over havnivå).

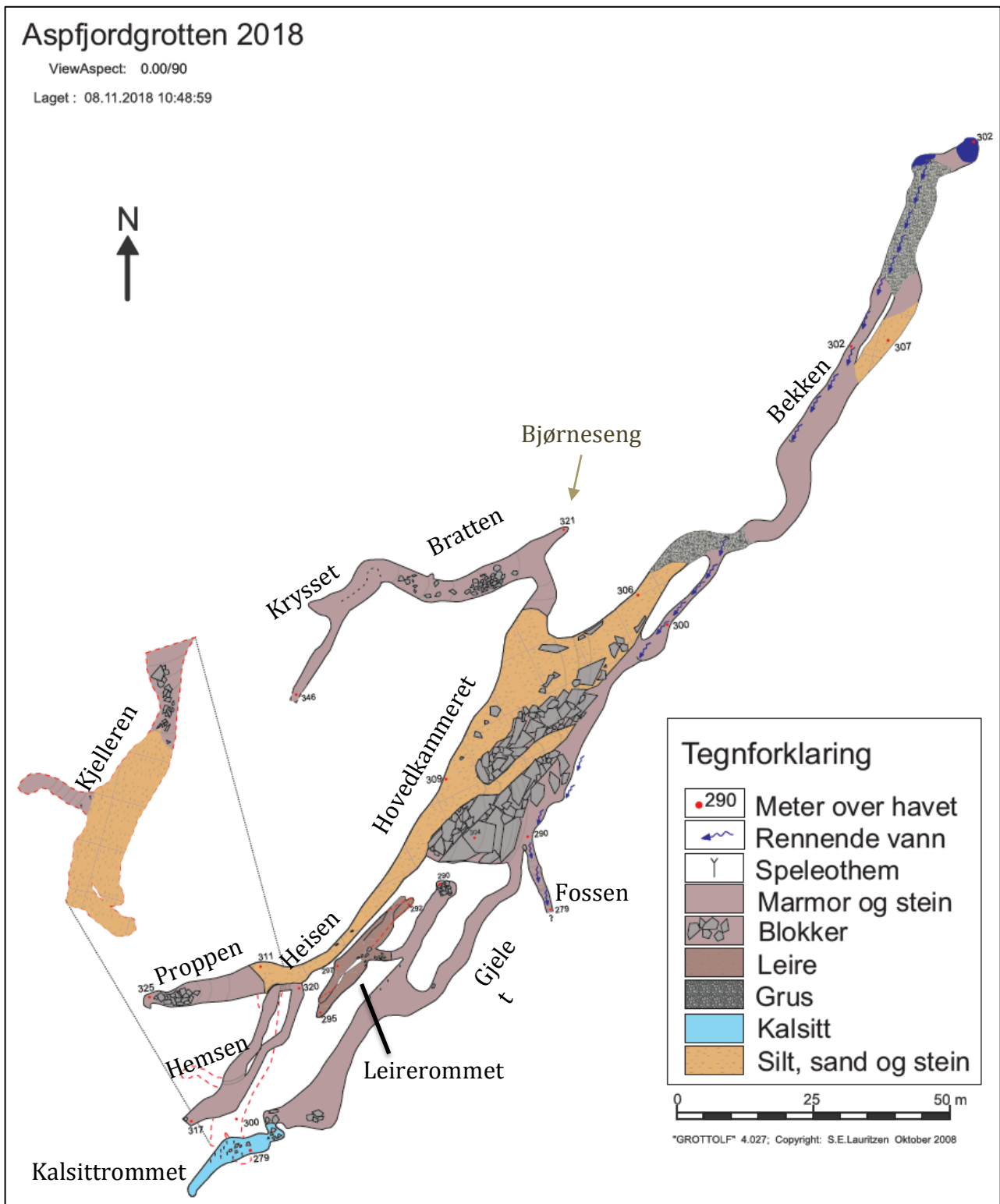
Kalsitt ble markert på kartet, da det ble funnet ett kammer i grotten hvor det var kalsittutfellinger på alle veggene, og et mangfold av ulike speleothemer. Dette rommet kalles videre for *Kalsittrommet*.

Leire ble også markert av samme grunn, da et kammer fylt av leire ble funnet etter en trang passasje som ikke var kartlagt ved forrige kartlegging (Heap, 1969). Dette rommet kalles videre for *Leirerommet*.

Silt og sand er den hyppigst forekommende sedimenttypen i grotten, samt grus langs det aktive vannløpet. Utraste blokker ble funnet gjennom størsteparten av grotten.

Foruten *Kalsittrommet* og *Leirerommet*, er grotten delt inn i disse delene: Inngangspartiet ligger som en tredje etasje over to andre nivå, og kalles da *Hemsen*. Knutepunktet mellom nivåene er ved et stup som må rappelleres ned, og kalles *Heisen*. I bunnen av Heisen går en korridor mot venstre som kalles *Proppen* pga. korridoren er blokkert. Nederste nivået kalles *Kjelleren*. Videre inn i grotten finner man *Hovedkammeret*, og *Bratten* som ender i *Krysset*. Går man gjennom Hovedkammeret finner man korridoren *Bekken* som inkorporerer flere løp og ender i en vannlås. Motsatt vei gjennom Hovedkammeret finner *Fossen* og *Gjelet*, før man møter på Leirerommet og til slutt Kalsittrommet.

Det ble konstruert et kart (Figur 5.1.3.) hvor deler fra kartleggingen i 1969 er lagt inn med stiplet linje, da disse delene ikke ble kartlagt under feltarbeidet. Hvorfor noen korridorer ikke ble kartlagt utdypes i delkapittel 5.2.



Figur 5.1.1: Plan over Aspfjordgrotten, projisert normalt på horisontalplanet og nordorientert. Grottegeometrien viser en NØ-SV orientering basert på passasjene. Passasjene som ikke følger samme orientering er orientert enten 90° eller cirka 30° i forhold til den generelle trenden. Disse passasjene skyldes et annet sprekkesett, mens grotten i helhet følger glimmerskiferlag inneflettet i kalkspatmarmoren. Nedre del av grotten, ned Fossen, var ikke mulig å kartlegge pga. vannmengden. Få speleothemer ble funnet i grotten, som kan skyldes nevnte glimmerskiferlag som er mindre permeable.

# Aspfjordgrotten 2018

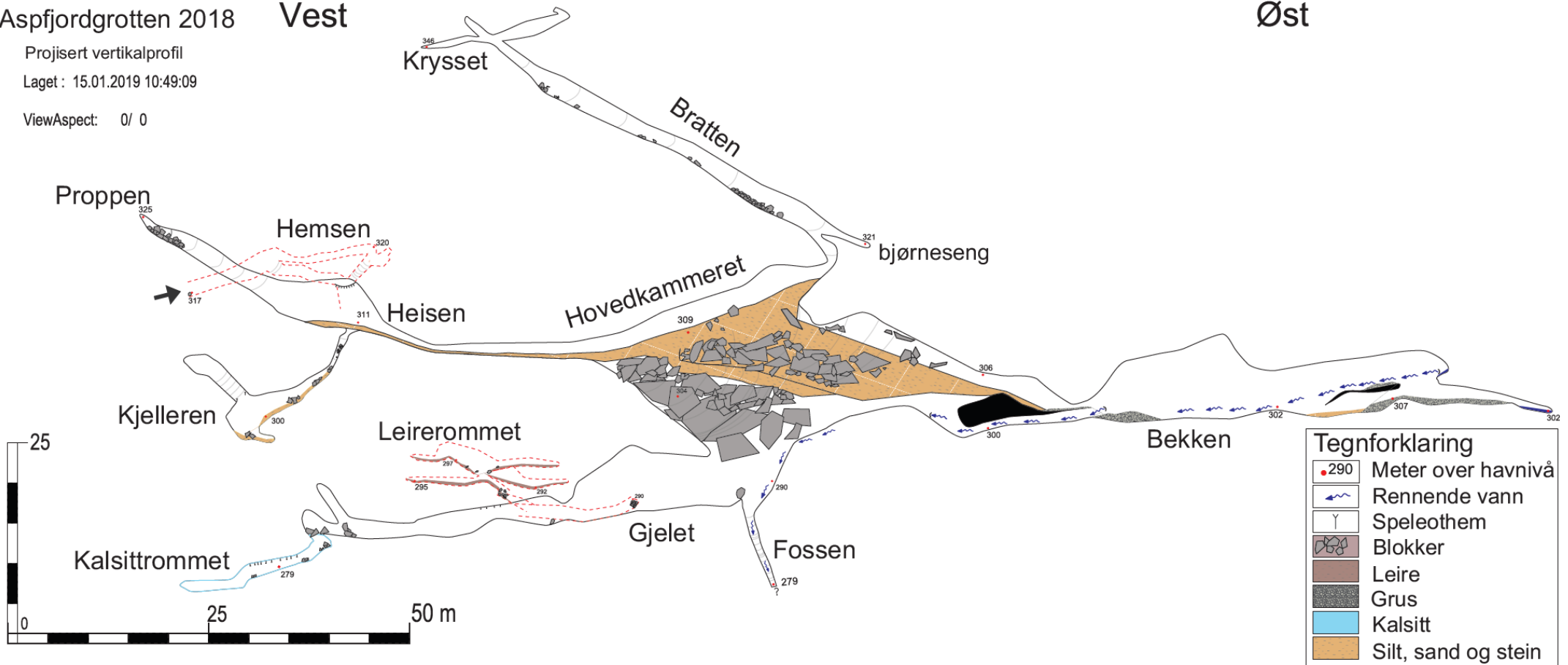
Vest

Øst

Projisert vertikalprofil

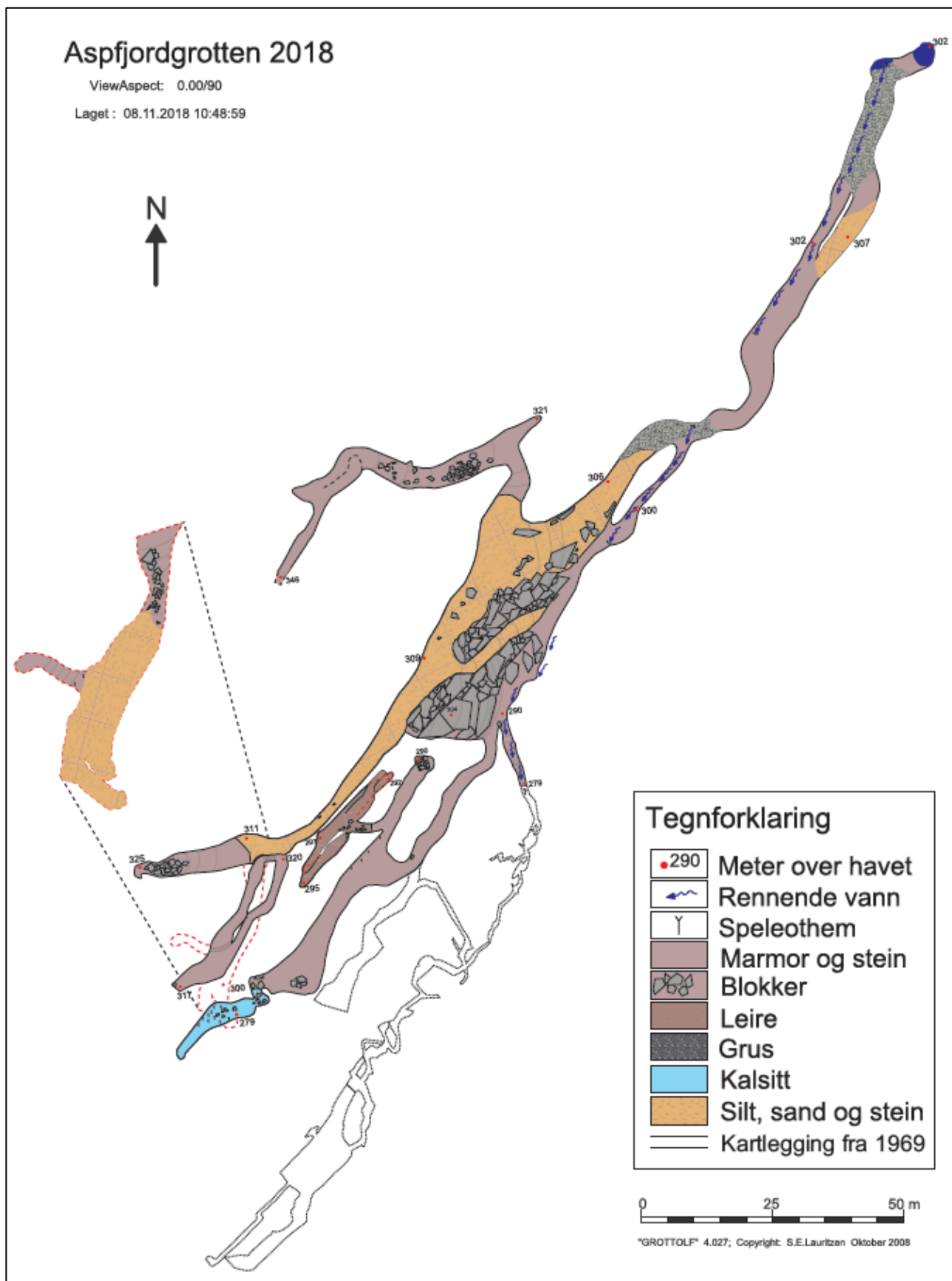
Laget : 15.01.2019 10:49:09

ViewAspect: 0/ 0



"GROTTOLF" 4.027; Copyright: S.E.Lauritzen Oktober 2008

Figur 5.1.2: Plan over Aspfjordgrotten, projisert vertikalprofil med V-Ø orientering. Nedløpet til grotten er helt i øst, og inngangen til grotten er markert med pil i vest. Dagens utløp til grotten er ikke kartlagt, men går gjennom grottens nedre parti gjennom Fossen. Det øverste partiet ved Krysset hadde en passasje for smal til å komme gjennom, og korridoren opp til Krysset var preget av kollaps og rundete blokker. Selv om dette ikke er en 3D figur, kan grottens skrånende karakter sees, og gjel kan observeres på begge sider av Hovedkammeret. Blokkene i Hovedkammeret skyldes kollaps av taket, hvor det nå er et glimmerskiferlag som tak gjennom hele dette kammeret.



Figur 5.1.3: Plan over Aspfjordgrotten hvor manglende deler av grotten, som Heap (1969) fikk kartlagt, er lagt til. Delene fra forrige kartlegging vises med svart stiplet linje. Figuren er ellers lik Figur 5.1.1.



## 5.2 Beskrivelser av grotten

Aspfjordgrotten har en lengde på mer enn 960 meter og en dybde på 71,8 meter fra det høyeste til det laveste punktet i grotten. I Grottole ble grottens areal regnet ut til 2859 m<sup>2</sup> og grottens volum ble utregnet til 6576 m<sup>3</sup>. Videre følger beskrivelser av passasjer og rom i grotten, og medfølgende observasjoner.

### Hemsen

Hemsen starter ved inngangen til grotten og ender i et cirka 6 meter høyt stup ned til gulvet i Heisen. Heisen er et knutepunkt mellom flere ganger. Fra inngangen kan man observere en ledespalte som faller motsatt vei av marmorens foliasjon, og har en orientering på 226/42 (Figur 5.2.1.). Det er en smal sti hvor en kan gå langs venstre vegg, ellers er det et skrått plan som følger ledespalten opp mot høyre. Lenger inn i korridoren fører dette til en oppdeling i to løp, der det ene ligger i toppen av skråplanet, mens det andre faller med planet ned mot venstre. Begge løpene har rundet profil, og går omtrent parallelt med hverandre. Noen steder er det 1-2 cm med sediment i bunnen, men hovedsakelig marmorgrunn. Det øvre løpet har noen dammer med noe utfelling av kalsitt.

Det er synlige strømskåler i begge løpene, hvor strømretningen har vært mot dagens inngang. Øvre løpet er sammenkoblet med nedre løp ved stupet. Ved sammenkoblingen er det høyere under taket. Sammenkoblingen er preget av et skrått gulv som faller samme vei som ledespalten. Den øvre passasjen fortsetter et stykke forbi koblingen, men det var for farlig å undersøke videre, da man kan risikere å skli ned mot stupet.

Nedre passasje er større i diameter enn det øvre løpet. Den er cirka 1,5 meter i diameter, mens den øvre er < 1 meter i diameter.

Det er festet karabiner til veggen i enden av det nedre løpet (Figur 5.2.2.), som gjør det mulig å rappellere ned Heisen. Først må man gå skrått ned et bratt overheng, før man må ned et fall på cirka 4 meter.



*Figur 5.2.1:* Bildet viser inngangen til grotten. Denne korridoren er en av de eneste som tydelig har en ledespalte. Lite sediment i hele korridoren, og resten av Hemsens følger samme form.



*Figur 5.2.2:* Tatt i enden av nedre løp på Hemsens. Etter tauet på bildet er stupet mot venstre, og øvre løp ender opp til høyre. Formen på korridoren er lik som på Figur 5.2.1.

## **Heisen**

Heisen er et bindepunkt mellom fire korridorer (fem med både øvre og nedre del av Hemsens), der én går ned i nivå mot «kjelleren», én svinger mot venstre (vest) opp til «proppen», og én korridor mot høyre (øst/nordøst) til «hovedkammeret».

Gulvet ved Heisen har et tynt dekke med silt og sand, samt noen større blokker. På en av disse blokkene ligger en todelt hodeskalle fra en bjørn, i tillegg til diverse bein. Stupet, mellom Heisen og Hemsens, er mulig å komme forbi gjennom åpninger mot «kjelleren», på både venstre og høyre side. Området bak stupet, ned til Kjelleren, er dekket av blokker av ulik størrelse, som gjør det vanskelig å komme seg ned. Det blir observert månemelk langs den ene veggen på vei ned mot Kjelleren.

Høyden under taket er minst 8 meter ved Heisen, og taket skråner parallelt med overhenget over stupet.

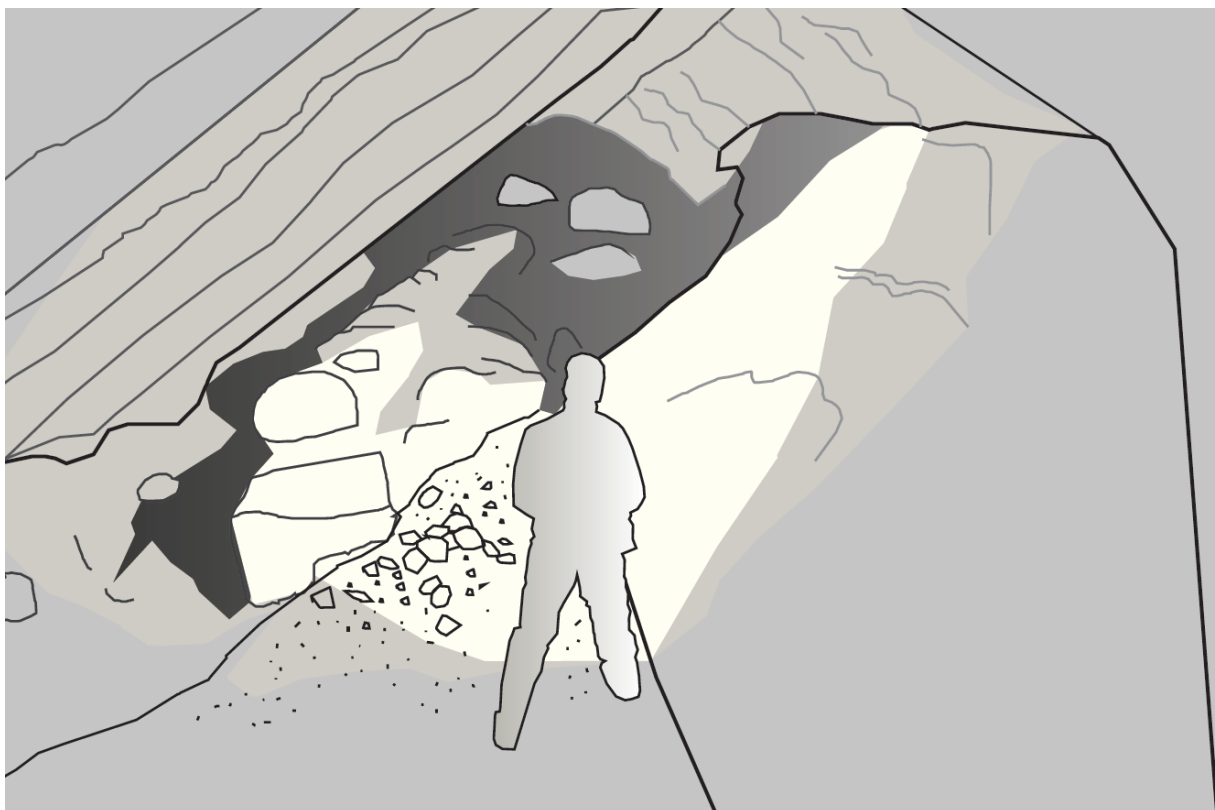
## **Proppen**

Som det kommer av navnet, er korridoren tettet av varierende størrelse av sediment, klaster og blokker. Det ligner på morenemateriale, basert på stor variasjon av sediment og stein og blokker av ulik rundingsgrad, og dette blir tatt opp i diskusjonen. Det observeres røtter i enden av korridoren, og det må da være nær overflaten, eller sprekker som strekker seg dit.

Cirka halvveis mellom Heisen og Proppen er det en sjakt i taket. Denne ble undersøkt opp cirka 3 meter, før den svingte mot sør og ble så smal at den ikke lot seg presse gjennom. Gulvet i korridoren var dekket av noen rundete blokker, samt større kantete blokker av marmor, i tillegg til mindre stein og sediment. Blokkene ser ut til å ha sklidd ut fra den nordlige veggen (høyre), da blokkene er flate, og veggen står skrått ned mot gulvet (Figur 5.2.3.). Taket står også skrått, som kan sees på tolkningen i Figur 5.2.4.



*Figur 5.2.3:* Bildet er tatt fra Heisen mot Proppen. Bildet viser tydelig lagdelingen i marmoren hvor blokker har glidd ut. Korridoren er blokkert i enden, av morenemateriale.



*Figur 5.2.4:* Tolkning over Figur 5.2.3. Her kan man tydelig se marmorens lagdeling styrt av glimmerskiferlag, målt til 040/48. Blokker av ulik størrelse ligger oppover korridoren, samt grus, sand og stein. Morenemateriale tetter korridoren, og tolkes til å ha kommet inn fra enden av Proppen. Taket er også styrt av marmorens lagdeling.

## Kjelleren

Kjelleren starter fra bak stupet og ned til det laveste punktet under Hemsens. Det er en trang passasje fra Heisen, som går over en mengde blokker av ulik størrelse, som dekker gulvet hele veien ned mot bunnen av Kjelleren (Figur 5.2.5.). Fem meter inn i Kjelleren går høyden fra 0,5 meter til nesten 2 meter. Noen meter lengre nede kan man observere stalagmitter oppå blokkene som dekker gulvet. Omtrent 20 meter fra starten av Kjelleren fører en utstikkende passasje opp mot høyre (nordvest), som var for glatt til å klatres opp. I denne utstikkende passasjen er det observert noen få små stalaktitter, og i enden av passasjen observeres en mindre korridor vendt mot sør. Gulvet i passasjen ser ut til å følge samme flate som taket. En tilsynelatende parallell flate ble målt i et hjørne, i bunnen av Kjelleren, til 039/45. Her er det også en god sprekkeflate som blir målt til 135/80 (Figur 5.2.6.). Bunnen av Kjelleren har et gulv hovedsakelig dekket av sand og kantrundet stein, samt noen blokker. Det er en passasje som fortsetter litt forbi det overnevnte hjørnet, men denne leder ikke videre mer enn 4-5 meter før den blir tett av sand.



*Figur 5.2.5:* Bildet er tatt nedover i Kjelleren og viser samme orientering på flatene som Figur 5.2.3. Det ligger også blokker som har sklidt ut eller falt fra taket. Her ble det funnet stalagmittplater oppå noen blokker.

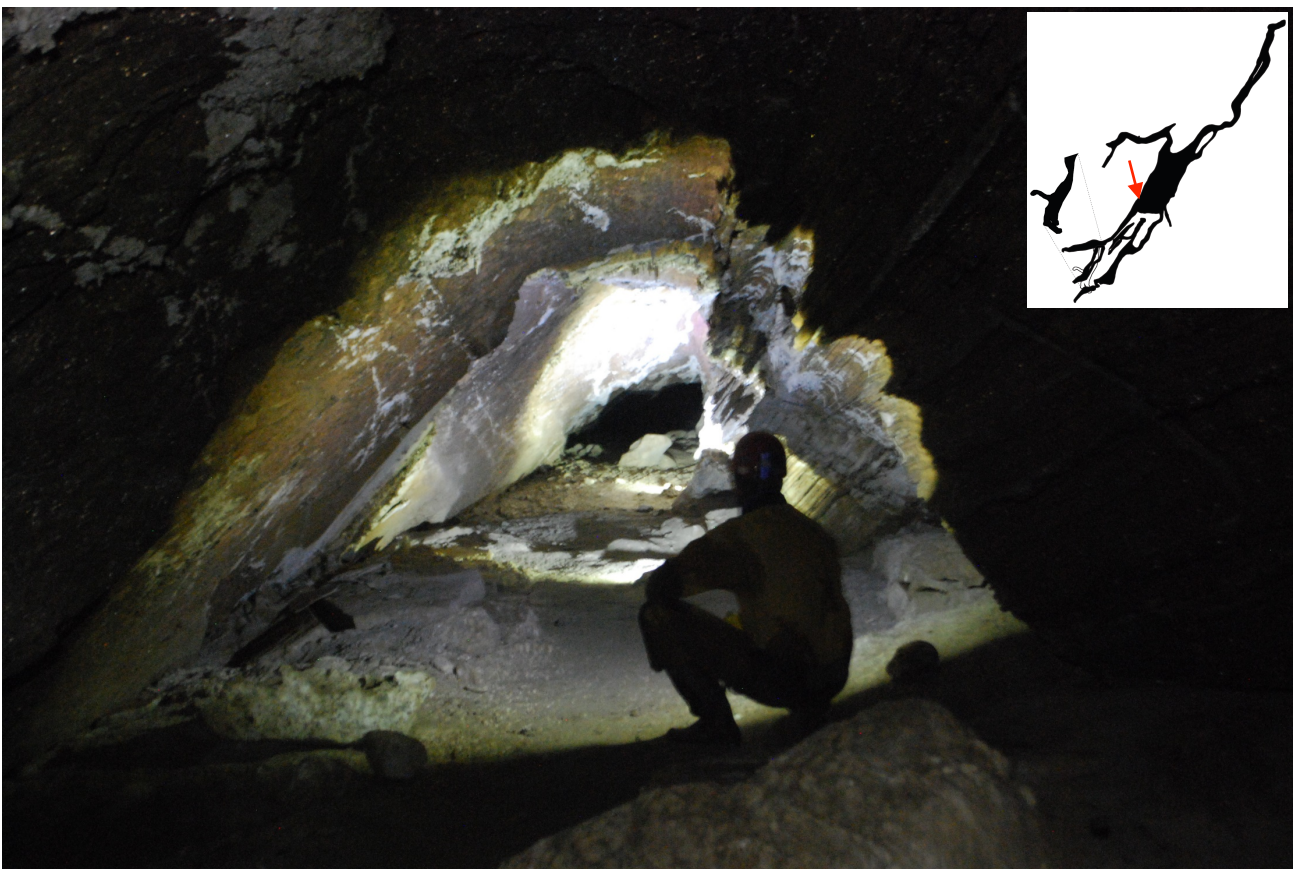


*Figur 5.2.6:* Bildet er tatt i ene hjørnet nederst i Kjelleren og viser hvor en blokk har sklidd ut. Lagdelingen som typisk er taket, er flaten til høyre i bildet.

### Passasje mot Hovedkammeret

Fra Heisen mot Hovedkammeret varierer bredden på passasjen lite. Starten på passasjen er lavest med under 1 meter i høyde under taket, mens taket gradvis stiger til cirka 2 meter ved starten av Hovedkammeret. Taket står skrått med en orientering på omtrent 038/45 gjennom hele passasjen (Figur 5.2.7.).

Gulvet er dekket av et lag sand med ukjent tykkelse, samt små kantrundete steiner av ulik litologi. Cirka 25 meter inn i passasjen, er det dannet en renne i sanden på høyre siden (sørøst). Rennen kutter inn i glimmerskiferlaget nærmere Hovedkammeret, slik at tverrsnittet får en flat utstikker i det ellers skråstilte taket. Denne utstikkende delen blir ved et punkt et løp som går til Hovedkammeret. Det er kalsittutfelling på veggene, som noen steder har akkumulert til plater på veggen og gulvet. Det er i dette området den daterte speleothemen var funnet (Lauritzen, personlig meddelelse, upublisert).



*Figur 5.2.7:* Bildet er tatt nedover korridoren fra Hovedkammeret mot Heisen. Her er samme orientering på taket som resten av grotten. Korridoren er derimot fylt av sand/silt, så man vet ikke fasongen på gulvet. I denne korridoren ble den tidligere daterte speleothemen funnet (ikke med på bildet).

## Hovedkammeret

Hovedkammeret måler cirka 20 x 50 meter i grunnriss, men er svært uoversiktlig på grunn av veldig store rasblokker. Noen av blokkene er større enn 20 x 20 x 2 meter, og dekker omtrent en tredjedel av kammerets gulv. Taket er skråstilt i hele kammeret utenom et 3-5 meter parti langs den nordvestlige veggen, hvor taket er mer rundet. Noen steder ligger det sedimenter under blokkene. Gulvet i kammeret er ellers dekket av sediment med kornstørrelse fra silt til sand, inkludert stein av ulik størrelse og rundingsgrad. Bedømt ut fra sedimentdekket og blokkene, fremstår gulvet som skrått. Kammerets bredde varierer langs den lengste akse (NØ-SV). I den nordlige delen av kammeret er det cirka 8 meter i høydeforskjell mellom gulvet ved starten på Bekken og gulvet ved Bratten (SV til NØ). I den sørlige delen av kammeret er det 19 meter høydeforskjell mellom gulvet ved Fossen til gulvet ved passasjen mot Heisen (SV til NØ). I den lavestliggende delen av kammeret finner man det aktive vannløpet, men det forsvinner ned i passasjer som er for smale til å følge.

Taket fremstår som tørt, foruten nærmest Bekken, der vanndråper henger i taket. Ingen speleothemer ble observert, og heller ingen tydelige sprekker i taket. Hovedkammerets tak er et uniformt lag med lik orientering som er målt tidligere (038/45) (Figur 5.2.8.).



*Figur 5.2.8:* Bildet viser Hovedkammeret fra det nordøstlige hjørnet, omtrent der Bekken møter Hovedkammeret. Hele kammeret står skrått med lagdelingen. Store blokker, sand og stein fyller kammeret. En vannrett korridor går lengre oppe til høyre (se pil), med Heisen mot sør og Bratten mot



Fra Hovedkammeret kan man enten følge Bekken, gå videre opp Bratten, eller følge bunnen av kammeret nedover mot Fossen og Kalsittrommet.

### **Bratten**

Bratten starter med en brå sving fra nordvestlige hjørnet av Hovedkammeret. I yttersvingen er det et lite utstikkende parti, hvor en kunne kripe inn til det som vi har tolket til å være en gammel bjørneseng. Fra svingen og gjennom hele Bratten, er gangen preget av en rundet profil og store strømskåler på 1-2 meter (Figur 5.2.9.). Strømskålene viser strømretning oppover passasjen, men flere av strømskålene er vanskelige å tyde på grunn av størrelsen. Ingen speleothemer ble observert. Brattens gulv er dekket av kantrundete blokker, der flere blokker var mer rundet (Figur 5.2.10.). Noen av blokkene er dekket av et tynt lag sediment, og har sedimentløse flekker der vandråper har dryppet ned. Ingen kalsittutfelling ble observert i disse flekkene.

Langs hele sin utstrekning stiger Bratten omtrent 30 meter, derav navnet. Man må klatre over relativt store blokker og stein (kantet til rundet) ved flere partier av Bratten. Opp forbi svingen med bjørnesengen, kommer en svak sving mot høyre (nordvest), før en 90° sving mot venstre (sørvest) i toppen av passasjen. Ved siste sving kommer man til «Krysset».



*Figur 5.2.9:* Bildet er tatt oppover Bratten rett etter første sving. Gulvet er dekket av blokker som er kantet til kantrundet. Tverrsnittet for korridoren er rundere, og lite dominert av lagdelingen.

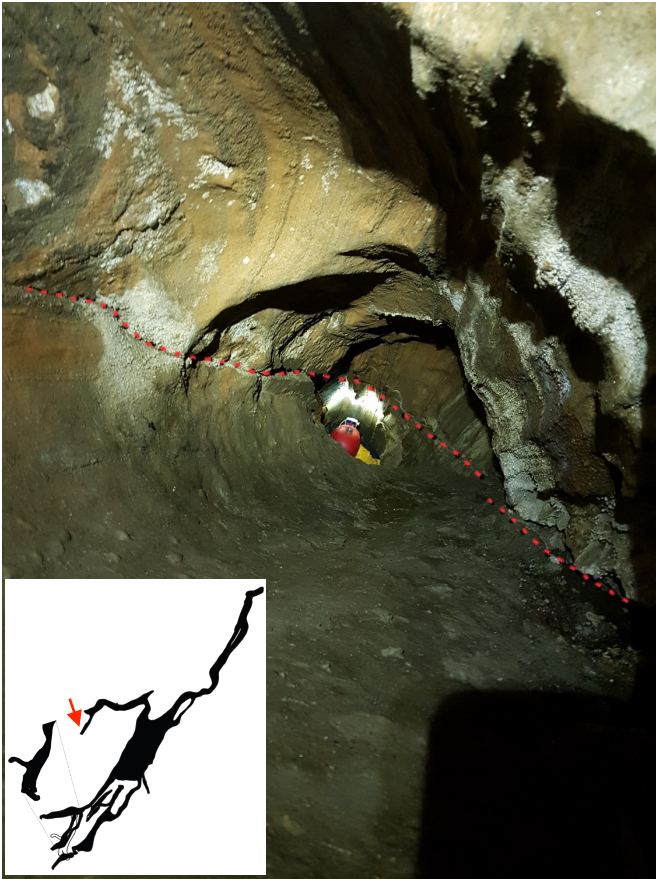
Orienteringen til «Bratten» er et av de største avvikene fra kartleggingen i 1969.



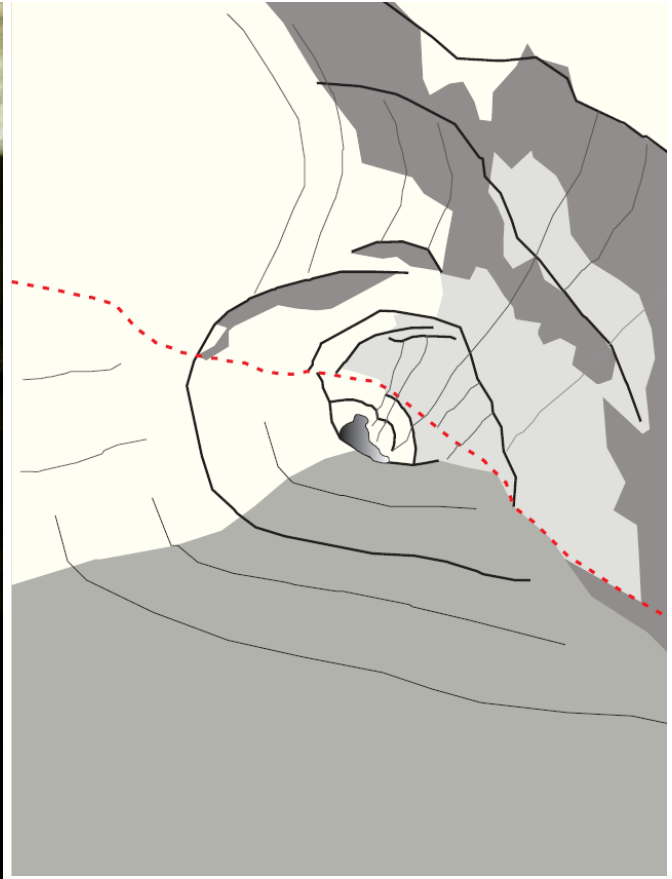
*Figur 5.2.10: Tolkning over Figur 5.2.9. Her kan man tydeligere se marmorens indre lagdeling, korridorens trykkledning morfologi, store strømskåler og rundete blokker.*

### **Krysset**

Krysset ligger øverst i Bratten. To av gangene i Krysset er orientert NØ-SV, i likhet med hoveddelen av grotten. Den ene forgreiningen leder mot nordøst før den via en liten sving mot venstre blir for smal til å følge. Forgreiningen mot sørvest blir også for trang til å følge videre (Figur 5.2.11.). Den sørvestlige korridoren følger en ledespalte som går på tvers av marmorens lagdeling (Figur 5.2.12.). Det er lite blokker ved Kryssets passasjer, men det ligger noen centimeter med siltig sand her. Det observeres også noen dammer her. Blindgangen mot nordøst danner det høyeste punktet i grotten og ligger cirka 348 meter over havet.



*Figur 5.2.11: Sørvestlige passasjen i Krysset. Den blir for smal til å forsere omtrent 1 meter lengre inn enn personen på bildet. Formen på passasjen er sirkulær, og ut til å ha en ledespalte som faller mot høyre (nordvest).*



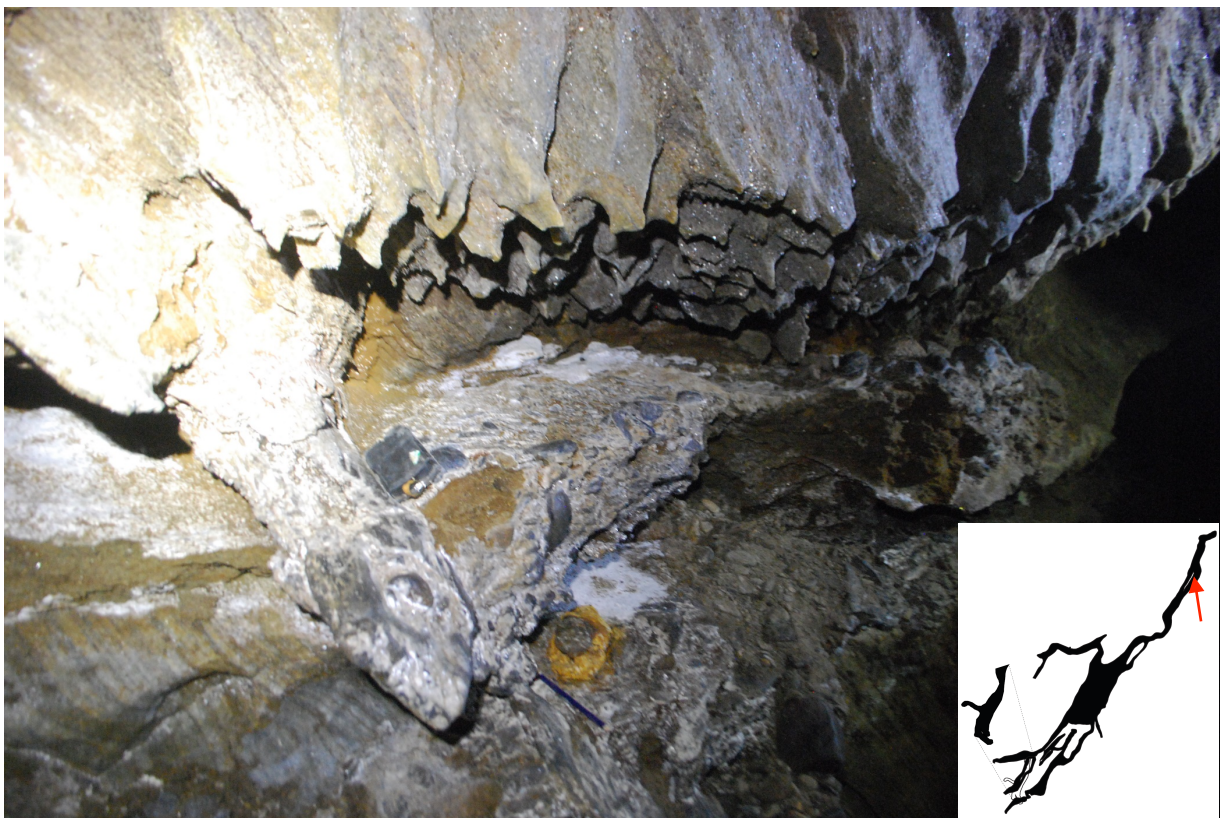
*Figur 5.2.12: Tolkning over Figur 5.2.11. Her kan man lettere se ledespalten, tverrsnittets rundhet og marmorens lagdeling. Ledespalten går på tvers av lagdelingen.*

## Bekken

Korridoren Bekken starter fra det nordøstlige hjørnet av Hovedkammeret og fortsetter mot nordøst til innløpet. Det er to parallelle passasjer i begynnelsen av Bekken, den ene er aktiv og smalere og har tverrsnittsprofil med en spiss topp og rundet bunn hvor vannet renner. Den andre passasjen er større, med en tykk sedimentpakke på mer enn 3 meter, som kunne observeres i form av en blotning langs en sti som fører ned mot Bekken. I den inaktive nordvestlige gangen er gulvet flatt og dekt med sand, mens taket følger skråstillingen på samme måte som de øvrige delene av Hovedkammeret.

Der passasjene møtes cirka 20 meter lengre opp Bekken, ligger det mye grus og allogene rullestein. Vannet dukker opp fra bakken ved dette knutepunktet. Videre oppstrøms gjør korridoren en halvsirkel-sving før passasjen fortsetter mot nordøst. Etter svingen dukker vannet opp igjen, og det kan da følges til innløpet, med ett unntak hvor det går under grottegulvet. Passasjen deler seg på nytt i to løp, cirka 20 meter oppstrøms fra svingen. Her er det nordvestlige løpet aktivt, mens det sørøstlige er tørrlagt. Det aktive løpet er på nytt smalere, og tverrprofilen er 1-2 meter høyt. Det inaktive løpet inneholder store mengder silt og sand. Der de to løpene blir samlet observeres litifisert stein i en matriks av sand og silt, beliggende cirka 1 meter over silten og sanden på gulvnivået. Ved samme lokalitet finner man paragenetiske pendants, der en flate av bergmassen stikker ut med et sagtannmønster (Figur 5.2.12).

Bekkens tverrsnittprofil viser også variasjon i grunnvannsspeilet, da de inaktive passasjene er 6-10 meter høye, som enten skyldes vados nedskjæring eller paragenese (Figur 5.2.13). I den nordøstlige enden av Bekken er taket lavere, og i tverrsnitt tydelig skråstilt (Figur 5.2.14). Bekkens innløp i nordøst er observert ved en vannlås demmet opp av sediment.



Figur 5.2.12: Litifisert sediment og pendants ved enden av Bekken. Kompass for skala.



*Figur 5.2.13:* Bildet er tatt fra Hovedkammeret innover Bekken, og viser et gjel (Kameraet ser mot NØ). Tverrsnittets morfologi kan skyldes enten antigravativ oppløsning eller vados oppløsning. Det var også tegn etter utrasning ved denne lokaliteten.



*Figur 5.2.14:* Bildet er tatt i enden av Bekken, mot vannlåsen (mot nord). Grus og større rundete steiner ligger på gulvet. Taket følger lagdelingen. I samme området finner man litifisert grus og annen morfologi som peker mot tidligere stabilt vannnivå i en annen høyde.

## Fossen

Fra nordøst i Hovedkammeret, kan man følge den sørøstlige veggen i Hovedkammeret mot Fossen. Vannet i Bekken forsvinner under rasmateriale like etter Bekkens sørligste knutepunkt, men det rennende vannet kan høres langs hele veien til det dukker opp igjen cirka 20 meter før Fossen. Veien bortover går over og under store rasblokker, med et par krevende partier hvor man risikerer å falle noen meter. Det ligger et lag med siltig sand og små stein av ulik rundingsgrad oppå blokkene.

Etter cirka 40 meter kommer man til Fossen. Man kan se store allogene rullestein på mer enn 50 cm i diameter, i bekkeløpet langs veggen mot Fossen (Figur 5.2.15). Fossen har en tverrprofil som er spiss i toppen, og med flatere bunn, og den har flere horisontale partier hvor vannet renner roligere. Under feltarbeidet var det ikke mulig å forsere Fossen på grunn av vannføringen, men det kunne observeres en bolt med karabinkrok festet i taket cirka 10 meter inn. Denne kan benyttes som forankring da de siste partiene må forseres tau. Fossen kutter igjennom lagdelingen i marmoren, og er orientert cirka  $90^\circ$  på strøket (Figur 5.2.16). Fossen blir tolket til å følge en ledespalte med samme orientering som Fossen med et fall på  $90^\circ$ .



*Figur 5.2.15:* Bildet er tatt like før Fossen, og viser marmorens oppbygning med glimmerskifer og kalkspatmarmor. Man ser også store allogene rullestein og kantete rasblokker og stein.



*Figur 5.2.16:* Bildet er tatt ned Fossen, ikke horisontalt. Fossen kutter lagdelingen i marmoren. Passasjen er veldig smal i toppen, og små dammer nedover fossiløpet. Ledespalten er tolket til den rød stiplede linjen.

## Gjelet

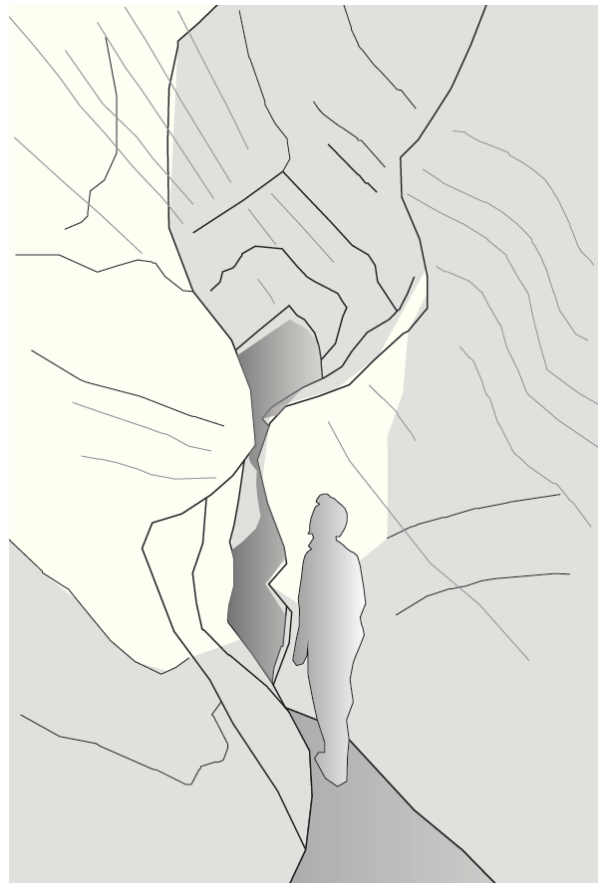
Gjelet fortsetter mot sørvest fra Fossen. Gjelet starter cirka 2 meter høyere enn bunnen i Fossens profil. Gjelet har, som navnet tilsier, en vados morfologi. Høyden på tverrsnittet er trolig mer enn 7 meter gjennom mesteparten av Gjelet, men den meandrerende formen på tverrsnittet gjorde det vanskelig å gjøre pålitelige målinger av passasjens virkelige takhøyde. Formen kan tolkes som et nøkkelhullprofil, der profilet er sirkulært i toppen av passasjen, før den meandrerende formen tiltar (Figur 5.2.17). Det observeres dammer av vann gjennom Gjelet, men lite sediment og blokker. Noen steder er taket vinklet i toppen, som tyder på at det har vært kollaps noen steder langs Gjelets lengde (Figur 5.2.18.).

Litt før Gjelet svinger mot et kryss, kunne det observeres et løp i høyde med den sirkulære delen av profilet. Denne passasjen gikk videre med samme orienteringen som Gjelet, i kanskje 30 meter før den stoppet/ble full av sand. Passasjen ble dessverre ikke kartlagt, da den ble observert siste dag i felt, og lasermåleren ble ikke medbrakt. Passasjens start befinner seg ved den eneste blokken i Gjelet.

Gjelet ender som nevnt i et kryss, hvor en nordøstlig korridor går cirka 20 meter før den blir blokkert av rasmateriale, mens en annen korridor går i motsatt retning, mot sørvest, og ender med Kalsittrommet. Omtrent 5-10 meter ned den nordøstgående korridoren, finnes en trang åpning på den nordvestlige veggen. Denne er omtrent en halv meter i diameter og leder inn til Leirerommet.



*Figur 5.2.17:* Bildet er tatt i enden av Gjelet mot Fossen. Tverrsnittet viser tydelig et vados gjel, hvor en kan se meandrerende former og tidligere grotteløp langs taket. Gjelet er 20-25 meter langt, med samme morfologi.



*Figur 5.2.18:* Tolkning over Figur 5.2.17. Her er det lettere å se den meandrerende formen og marmorens lagdeling. Gjelet har en rundere form 3 meter over gulvet, men det har tydelig vært kollaps av taket noen steder. Taket fremstår derfor som kantet.



## Leirerommet

Leirerommet har fått navn på grunn av forekomst av tykke avsetninger av leire blandet med silt. Leiren har karrenlignende former («surge marks»), som er dannet under avsetning av suspendert leire og silt. Morfologien skyldes tetthetsforskjeller i vannet, slik at det er høyere grad av avsetning nedover. Vinkelen under der det avsettes er også viktig, da den dendrittiske formen bare dannes mellom  $40^\circ$  og  $60^\circ$  (Figur 5.2.19). Passasjen som fører inn til rommet er svært trang, og man må presse seg forbi mange utraste steiner før man kommer inn i rommet. Leirerommet består av fire parallelle ganger i to forskjellige nivåer. Tre av gangene er høye nok til at man kan stå, og der de møtes er det 4-5 meter under taket (Figur 5.2.20). Den lavest liggende gangen er under en halv meter høy, og man må kripe forbi nedraste blokker. De to gangene som går mot sørøst har cirka 1,5 meter til taket, mens den høyestliggende mot nordvest er 3-5 meter høy. Flere store blokker har falt ned/sklidd ut i rommet, der gangene møtes. Disse er også dekket av leire. Skråstillingen av marmoren er tydelig på flere flater, inkludert taket.

Dette rommet er ikke registrert på det opprinnelige kartet (Heap, 1969), og det var få spor etter tidligere besøkende, anslagsvis 1-2 personer der fra før av. Det meste av gulvarealet i rommet var intakt.



Figur 5.2.19: Formene etterlatt i leiren av rennende vann.



*Figur 5.2.20:* Bildet er tatt midtveis i Leirerommet, vi ser mot nordøst. Taket er hjørnet mellom lagdelingen og en perpendikulær sprekk. Disse flatene går igjen flere steder. Blokker har falt ut i midten. Leire dekker nesten alle flatene.

### **Kalsittrommet**

Fra inngangen til Leirerommet og mot Kalsittrommet er korridorens tverrsnitt firkantet (Figur 5.2.21), før det etter hvert går over i en mer oval form. Korridoren ender i et sammenrast område hvor det i det vestlige hjørnet finnes en passasje igjennom blokkeringen. Etter å ha passert blokkeringen, kommer man til et større rom med meget rike kalsittutfellinger på nesten alle synlige flater. Her finner man slørstalaktitter, heliktitter, stalaktitter med koralloider, stråstalaktitter og et mangfold av andre stalaktitter og stalagmitter (Figur 5.2.23). Det er en dam på gulvet hvor det ikke er kalsittutfellinger og en kan se marmorens oppbygning. En passasje fortsetter ut fra rommet, og ser ut til å gå dypere ned i grotten, men den ble ikke undersøkt på grunn av faren for å ødelegge mange slørstalaktitter (Figur 5.2.22). Rommet ligger cirka 15-20 meter under bunnen av Kjelleren, og taket er preget av rotete kollaps.. Det har vært folk nede i Kalsittrommet før, men lite hærverk utenom litt graffiti med et navn og et tegnet smilefjes. Tegningen er dekt av en tynn kalsittutfelling.



*Figur 5.2.21:* Bildet er tatt i starten av korridoren mot Kalsittrommet. Formen på korridoren er firkantet før den blir oval videre inn. Lagdelingen kan sees i taket.



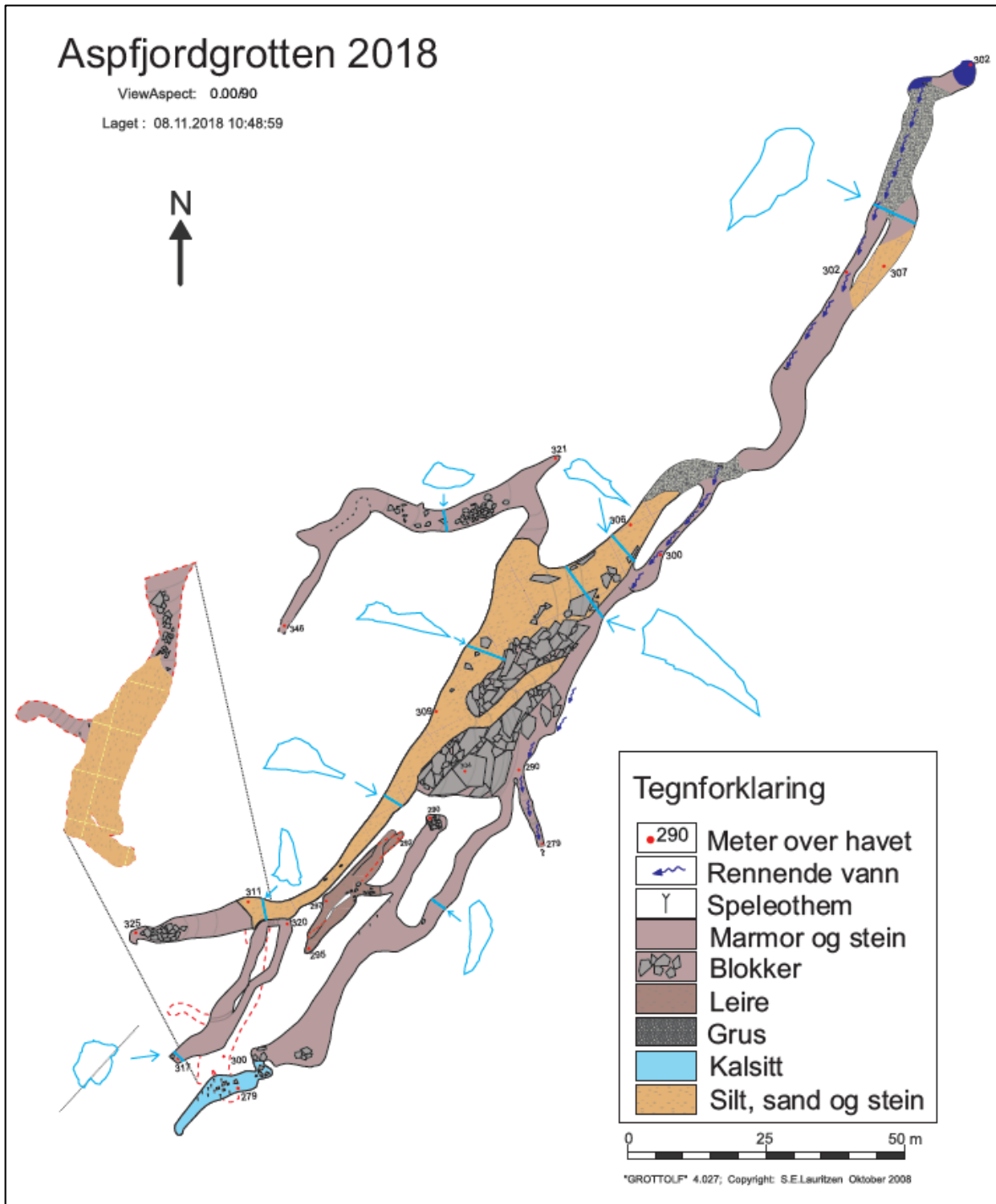
*Figur 5.2.22:* Passasjen som fortsetter ut fra Kalsittrommet. Slørstalaktitter i taket. Det er mulig løpet går videre over kanten med utfelt kalsitt.



*Figur 5.2.23:* Oppe fra venstre vises slørstaktitter, heliktitter, stalaktitt med koralloide utvekster, stråstalaktitt, marmorens folder og dam, og flytstein med andre speleothemer ned til

### 5.3 Oversiktskart med profiler

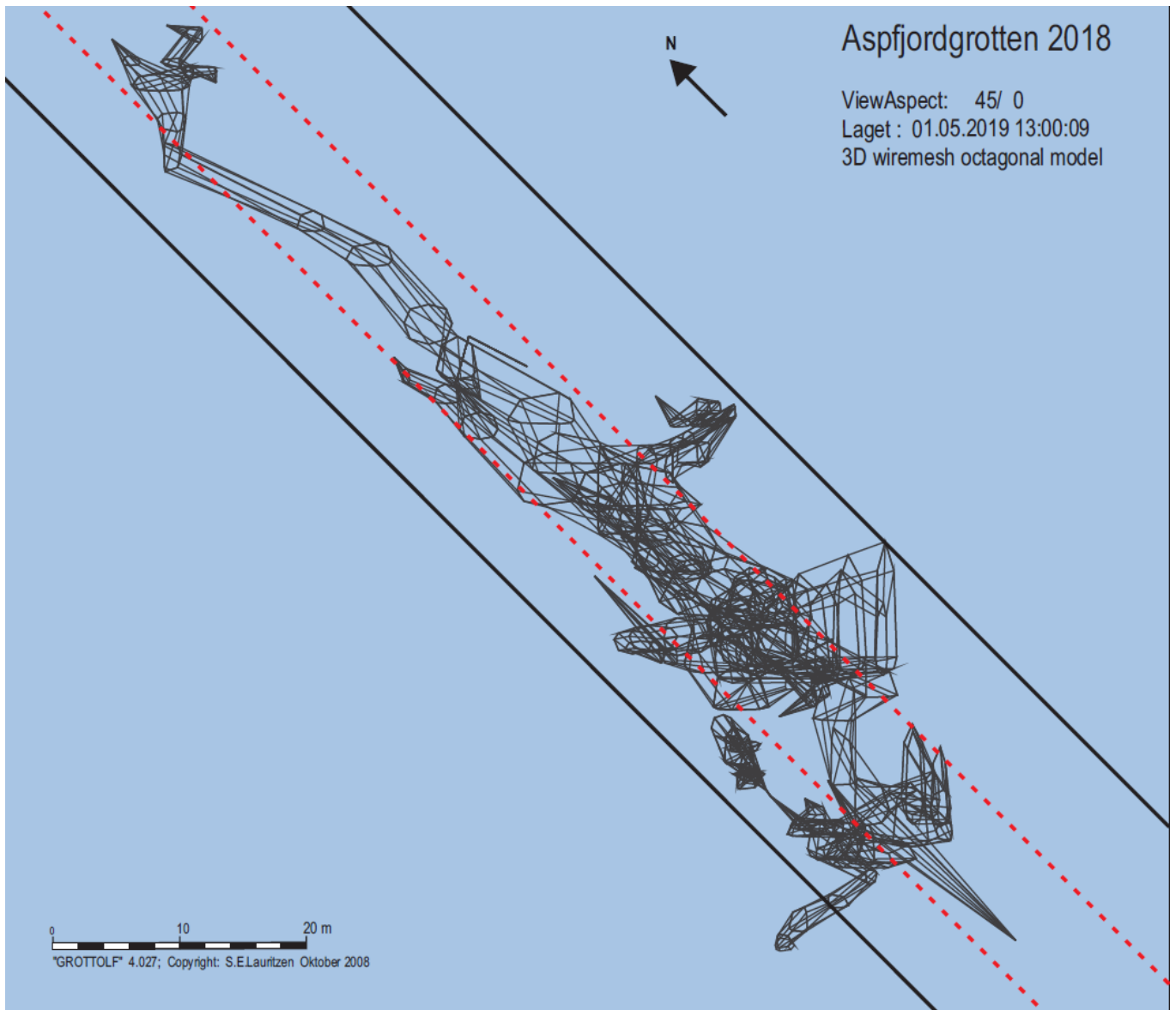
Tverrprofilene på Figur 5.3.1. er laget basert på endepunktene til lasermålingene for hvert tverrsnitt. Tverrsnittenes plassering i grotten er illustrert ved lyseblå linjer på kartet. Størrelsen på tverrsnittene er forstørret for at detaljer skal være synligere, men dette er ikke gjort proporsjonalt. Størrelsen kan derimot bli forstått dersom du sammenligner tverrsnittet med bredden på grottegangen.



Figur 5.3.1: Viser det nordorienterte grottekartet med utvalgte tverrsnitt. Tverrsnittene er ikke til skala, men forstørret for å lettere illustrere formen.

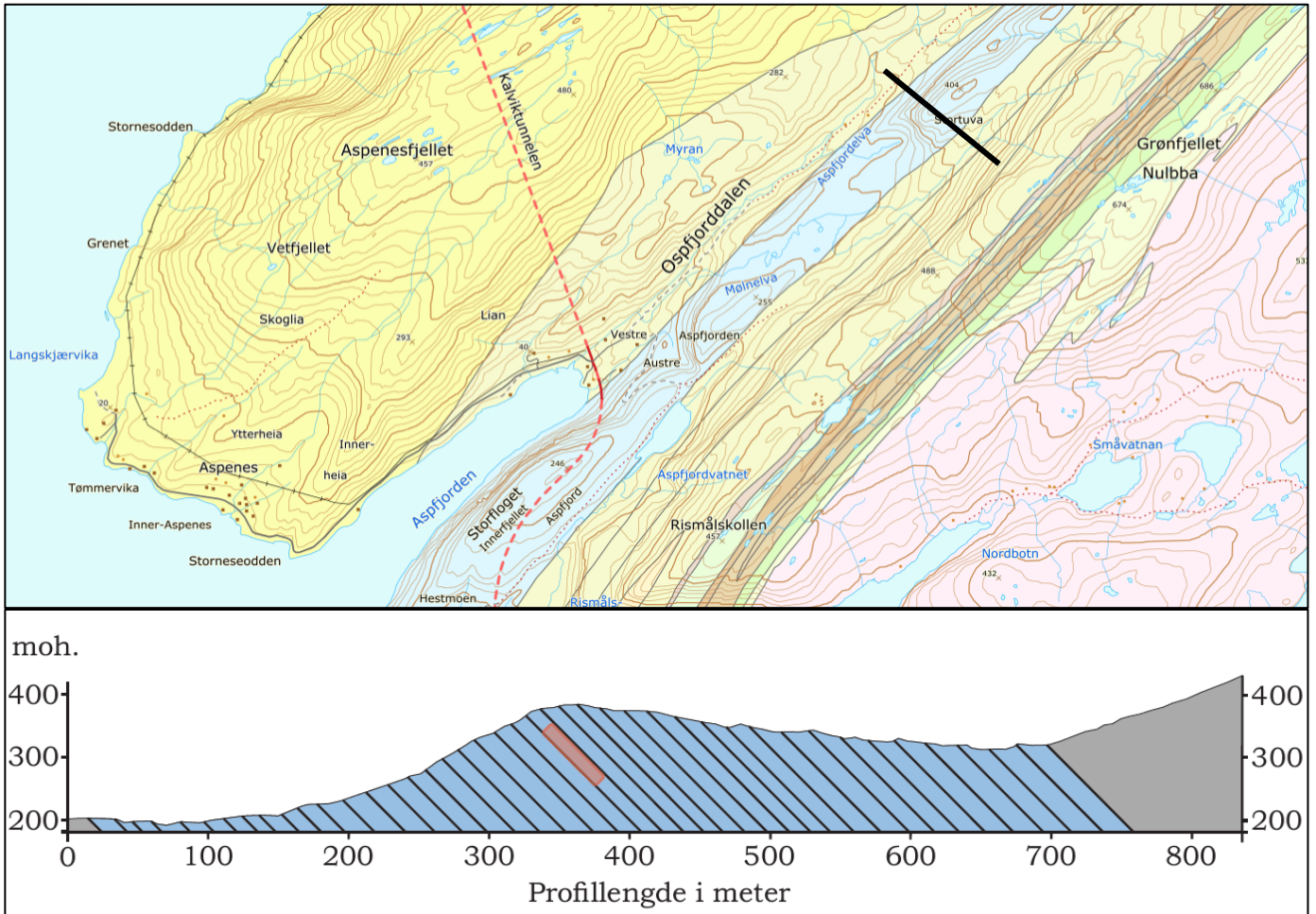
## 5.4 Grottekart i 3D med plan og vinkler

Figur 5.4.1. illustrerer hvordan grotten følger marmorens stratigrafi. 3D-modellen er fra Grottoolf, og er basert på åtte lasermålinger fra hvert tverrsnitt. Figuren viser grotten orientert likt som glimmerskiferens strøk (038/45, (045 før medregnet magnetisk misvisning)). Man kan se at grotten følger disse planene nesten konsekvent, men noen få utstikkere. Grottens lengste akse går inn i bildet.



*Figur 5.4.1:* Oktagonal 3D-modell av Aspfiordgrotten fra Grottoolf. Den er orientert parallelt med strøket til marmoren, slik at man ser grotten fra siden, mot nordøst. Omtrent alle grottepassasjene er innenfor de to svarte linjene, og størsteparten er innenfor de to røde linjene. Linjene faller med 45°, og man kan se at grotten har et lignende fall.

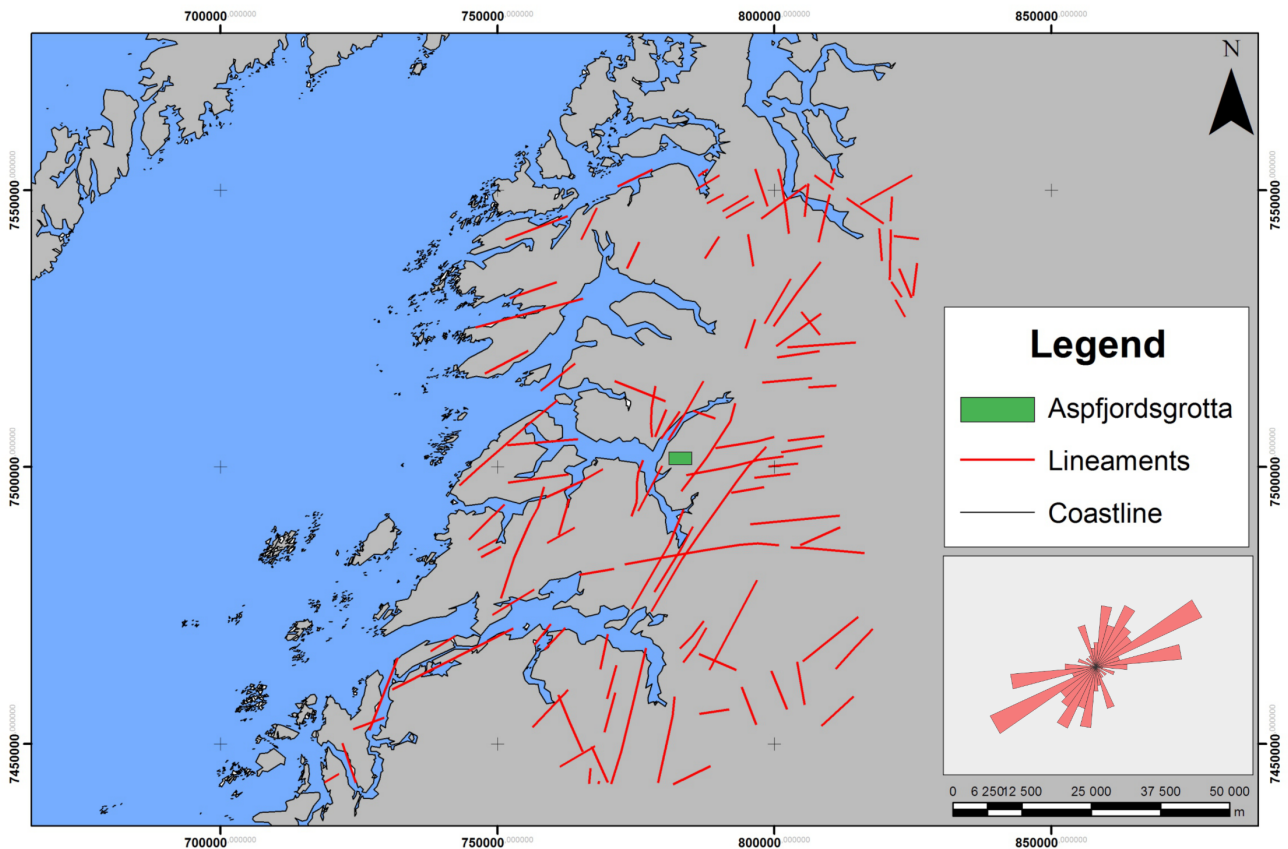
## 5.5 Høydeprofil gjennom Stortuva og grotten



Figur 5.5.1: Høydeprofil NØ-SV på tvers av dalen, gjennom klippen. Kartet er berggrunnskartet fra NGU, hvor blå er marmor. Den svarte linjen gjennom marmoren (øverste figur) er hvor profilet går. I profilet under er den blå fargen marmorens utbredelse, mens de svarte linjene illustrerer glimmerskiferlagenes orientering. Den røde firkanten viser grottenes omtrentlige posisjon i klippen. Profilet ble modifisert i CorelDRAW X7, og hentet fra Kartverket (2019a).

Høydeprofilet (Figur 5.5.1.) med berggrunn viser at utenom klippen, består også de topografiske dalbunnene av marmor. Figuren illustrerer også hvordan orienteringen på grotten og glimmerskiferlagene sammenfaller. Glimmerskiferlagene som er plassert i profilet illustrerer orienteringen og oppbygningen til bergmassen. Antallet, hyppigheten og avstanden mellom lagene er ikke i proporsjon. Marmorens utbredelse ble funnet til å være noe større enn det kartleggingen til NGU viser. Dette er basert på feltobservasjoner av marmor og glimmerskifer, men grensene er omtrentlige og fortsettelsen av lagdelingen under overflaten er uviss.

## 5.6 Kart med lineamenter



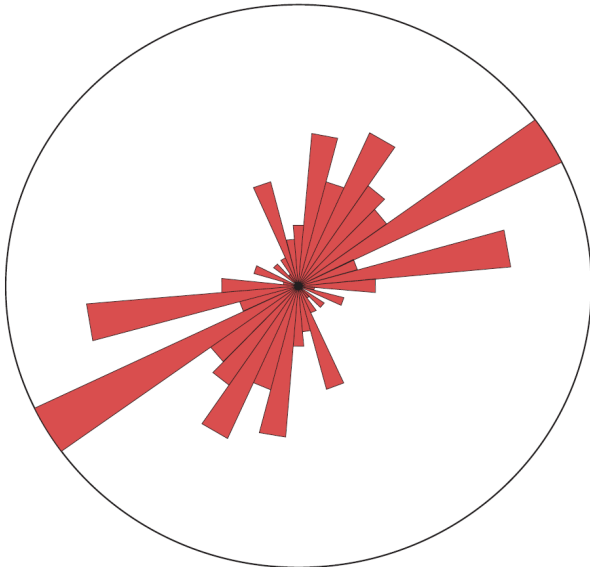
*Figur 5.6.1:* Kart over regionen rundt Aspfiord, med lineamenter fra NGU. Lineamentene er hentet fra et større datasett, men de som kan sees på figuren har blitt brukt i oppgaven. Et rosediagram med orienteringene kan sees nede til høyre. Området hvor Aspfiordgrotten ligger er markert med en oransje firkant. Kartet er laget i ArcGIS.

Fotolineamentene (Figur 5.6.1.) er basert på målinger fra flyfoto (NGU, 2019a), og representerer lineære strukturer i landskapet. Slike lineære strukturer kan ha ulik opprinnelse; de kan være forkastninger, sprekker og/eller foliasjon. Orienteringen av slike lineamentene kan imidlertid gi et innblikk i tilsvarende orientering av tidligere spenningsfelt, og hvordan de er i dag. Datasettet de kommer fra er ikke ferdig utviklet, så det er mulig det ikke inneholder alle lineamentene som er relevant for området. Mange lineære strukturer kan også være vanskelige å fange opp på flyfoto avhengig av vegetasjonsdekket og romoppløsningen i flybildene. Likevel vil lineamentene kunne gi en generell trend for bruddsoner, som i neste delkapittel vil bli brukt til videre sammenligning.



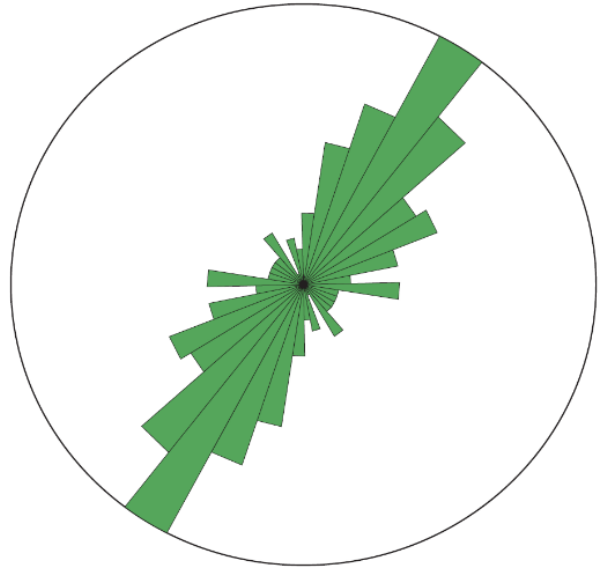
## 5.7 Rosediagrammer og målinger

I Figur 5.7.1 og 5.7.2 er rosedigrammer fra trendene til lineamenter og grottegangers trender fremstilt. I Figur 5.7.3 vises et stereonett med konturplot for et lite antall sprekker. Antallet sprekker som ble målt i grotten er  $n=7$ , og vil gir et svakt korreleringsgrunnlag.

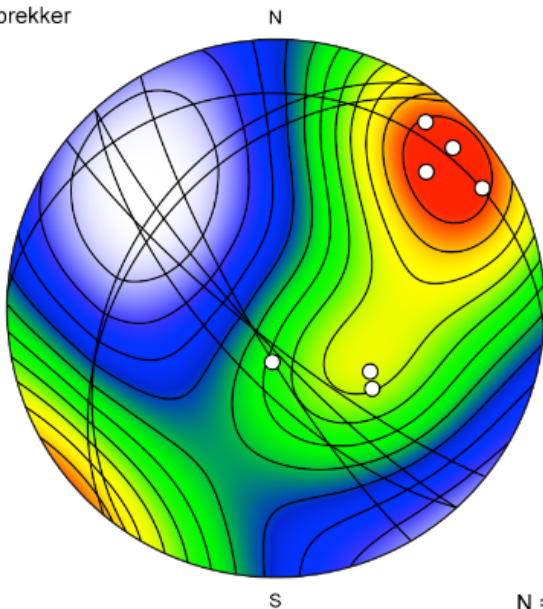


Figur 5.7.1: Rosediagram basert på trend av lineamenter fra NGU. Samme som kan sees i Figur 5.6.1. Sterkest trend i NØ-SV, med de fleste andre orienteringene fra NNØ-SSV til Ø-V. Kalkulert basert på start- og sluttspunkt på lineamentene uten vektning på lengden av linjen.

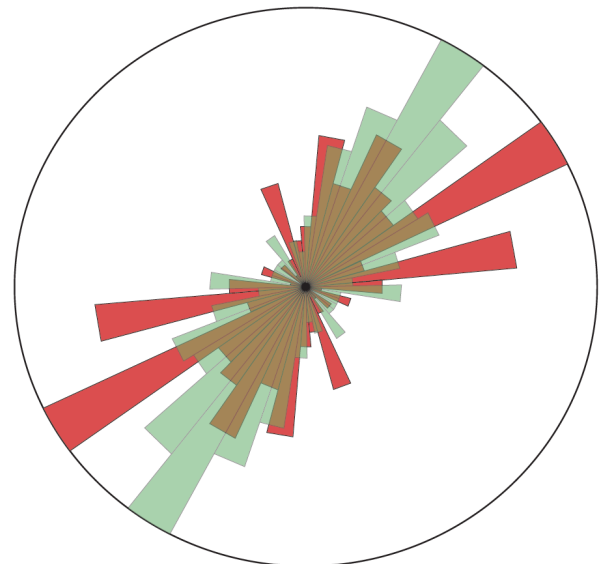
Sprekker



Figur 5.7.2: Rosediagram for trender på grottekorridorer. Nesten alle korridorene ligger NØ-SV orientering, med noen få som varierer med cirka  $30^\circ$  og enda færre som går NV-SØ. Kalkulert basert på start- og sluttspunkt på lineamentene uten vektning på lengden av linjen.



Figur 5.7.3: Orientering av målte sprekker, med konturplott rundt polene. Flesteparten av sprekkefaller bratt mot sørvest.



Figur 5.7.4: Rosediagrammene fra Figurene 5.7.1 og 5.7.2 lagt oppå hverandre. Rosediagrammene for lineamenter og grottekorridorer overlapper der fargen er brun. Utenom overlappet observeres et  $10^\circ$  mellomrom mellom de sterkeste orienteringene.

Kalsittutfelling som tettete sprekker, dårlige flater og vanskelige plasseringer førte til at få sprekker ble målt, og mengden observerte sprekker var også liten.

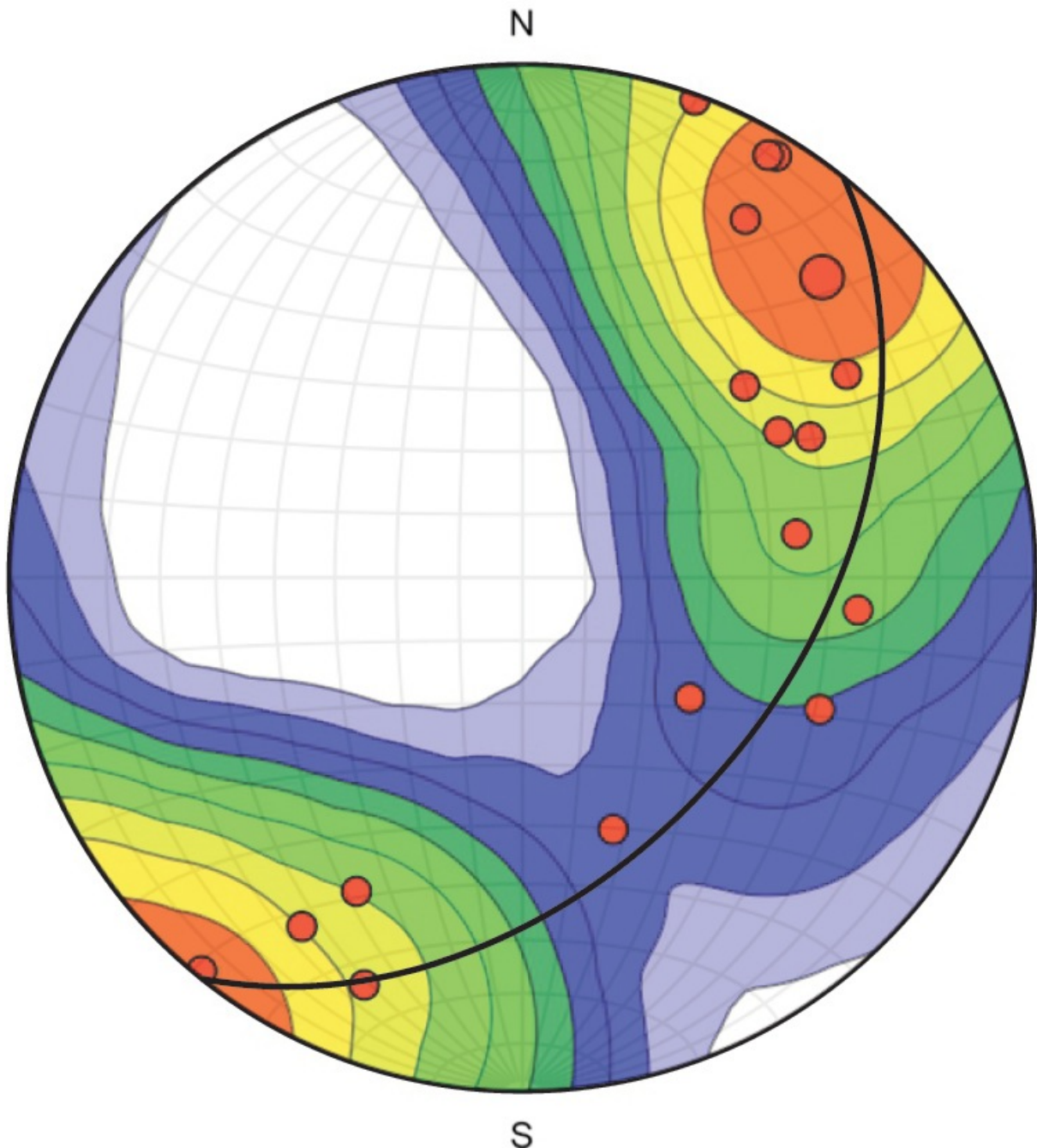
Rosediagrammer er en god måte å fremstille data basert på orienteringer i planet. Det gjør det enkelt å visualisere om det er enkelte trender som skiller seg ut blant målingene, og om de kan korreleres med andre målinger.

Figur 5.7.1 og Figur 5.7.2 har begge en lignende trend, hvor Figur 5.7.1 har flest målinger i NNØ-SSV orientering, med flest identiske lineamenter i NØ-SV orientering. Figur 5.7.2 for grottekorridorer viser størst trend mellom NNØ-SSV og NØ-SV. Dermed sammenfaller disse rosedigrammene relativt bra, hvor direkte overlapp kan sees i brun farge på Figur 5.7.4. Den brune fargen indikerer det direkte overlappet, men det er viktig å se på figuren i sin helhet. Målingene fortsetter forbi det direkte overlappet, og viser at de samme planorienteringene samsvarer. Dersom figuren illustrerte hvilke kompassretninger som samsvarer, ville det vært overlapp i 14/17 målte retninger.

Figur 5.7.3 viser de målte sprekkene. Sprekkene er målt på passasjenes vegger, og da flesteparten av passasjene går i NØ-SV, vil synlige sprekker være et sted mellom de kompassretningene. Dermed kan det være at de synligste og lettest målbare sprekkene har vært omtrent normalt på den orienteringen.

## 5.8 Trenden til grottekorridorer og glimmerskifers orientering

I Figur 5.8.1. er et utvalg trender og senterlinjer for hver grottekorridor plassert i et stereonett sammen med glimmerskiferlagenes orientering. Konturlinjer er laget rundt grottekorridorenes trender, for å illustrere avvikene ved plassering av senterlinjer. Fra figuren kan man se at de fleste grottekorridorene faller omtrentlig sammen med marmorens orientering.



*Figur 5.8.1:* Trender og trendlinjer til grottekorridorene i Aspfjordgrotten, samt glimmerskiferens strøk og fall (038/45). Konturlinjer viser lettere sammenfallet, og medregner variasjoner i senterlinjenes plassering.

## **5.9 Grottedannelsens kronologi**

Tidsserien for grottedannelsen blir diskutert i diskusjonen, da det er mer en tolkning av hendelsesforløpet enn resultater som er blitt funnet.

Det foreligger én datering fra Aspfjordgrotten i korridoren mellom Hovedkammeret og Heisen, som er datert til  $147 \pm 15$  ka. Dette resultatet er med på å danne tidsserien i diskusjonen.

## 6 Diskusjon

### 6.1 Tektonisk historie

Tektonisk deformasjon igjennom kaledonske skyvedekkeprosesser og den senere åpningen av Norskehavet har gitt dagens strukturgeologiske basis for grottedannelsen. For Aspfjorden har dette medført skråstilling og regionalmetamorfose av kalkspatmarmoren og dens interne glimmerskiferlag. Marmorbeltet er del av Rødingfjellet skyvedekke, og beltet er orientert NØ-SV i Aspfjorddalen (Gustavson et al., 2004). Det samme marmorbeltet strekker seg videre sørover i tette folder, før det fortsetter med en NØ-SV-orientering. Marmorens strøk er tydelig å observere langsmed kontakten mot glimmerskiferlagene som har et strøk på  $038 \pm 5^\circ$  og et fall på cirka  $45^\circ$ . Dette vil si at marmoren har en fallretningen mot SØ, normalt på marmorbeltets og dermed dalens orientering. Fallretningen kan skyldes både den kaledonske fjellkjedefoldingen og kompresjonskreftene i NV-SØ forbundet med åpningen av Nord-Atlanteren.

Ettersom kalkspatmarmoren ligger i et belte med et stort allogent kontaktområde, faller den innenfor den norske modellen om stripekarst etter Horn i 1937 (Lauritzen, 2001). Stripekarst har et lengde til bredde forhold på mer enn 3, som medfører et stort kontaktareal med andre bergarter, relativt til marmorens areal (Lauritzen, 2001). Dette innebærer at den lokale hydrologien er sterkt påvirket av allogen nedbør.

Det allogene vannet vil være mer kjemisk aggressivt enn det autogene vannet, da det autogene blir fort mettet på kalsitt, mens det allogene vil ha et lavt innhold av kalsitt. I Aspfjordens tilfelle er marmoren omgitt av granittisk gneis, glimmerskifer og glimmergneis, og amfibolitt (NGU, 2019a). Sammensetningen til disse bergartene har et lavt innhold av kalsitt, dermed kan det allogene vannet som renner fra disse bergartene medføre opptil 0,01 - 0,1 cm oppløsning per år av marmorens overflate (Palmer, 2003).

Norge er fortsatt tektonisk aktivt som følge av spredningen fra midthavsryggene i Norskehavet, samt isostatisk heving etter de store isdekkene forsvant (Olesen, 1988). Dette kan føre til åpning og lukking av sprekker, og/eller forflytning langs forkastningsplan. Vi har ikke observert entydige neotektoniske dannelser i studieområdet i Aspfjorden. Samtlige av de observerte ledespalter og sprekkedannelser synes derfor å tilhøre et tidligere tektonisk regime.

Fotolineamentenes trend viser en gjennomgående NØ-SV trend, som også gjenspeiles i grottens geometri. Denne orienteringen er i overenstemmelse med den nevnte spredningen fra Mohnryggens som har en spredningsretning mot NV og SØ. Lineamentenes dannelse kan dermed skyldes prosessene rundt midthavsryggens «ridge push», en gang mellom åpningen av Nord-Atlanteren og i dag.

Den store *Vestfjord-Vanna forkastningen* som går mellom Lofoten og Vestfjorden kan også være en forklaring på lineamentenes trend. Denne store forkastningen er orientert mellom ØNØ-VSV og NØ-SV, og har en sinistral-skrå bevegelse som kan forklare lineamentenes trend i Fauskereionen (Gabrielsen et al., 2002). Forkastningen kan for så vidt skyldes Mohnryggens spredning, men man har imidlertid ikke stadfestet en direkte kobling mellom disse.

Grottekorridorenes trender samsvarer godt med lineamentenes trender dersom man tar korridorenes fallretning med i betraktning. Fra Figur 5.8.1. ser man at korridorenes senterlinjer har en trend som faller nært glimmerskiferens strøk, som igjen samsvarer med trenden til lineamentene.

Man kan med sikkerhet si at korridorene følger glimmerskiferens, og da marmorens strøk. Men for at Aspfjordgrottens geometri skal kunne korreleres til lineamentene, må marmorens interne strukturer og stratigrafi skyldes de samme prosessene som dannet lineamentene. Dersom både marmorens stratigrafi og lineamentene skyldes de samme tektoniske hendelsene, slik som åpningen av Nord-Atlanteren eller dannelsen av *Vestfjord-Vanna forkastningen*, vil dette være tilfellet. Marmorens skråstilling og stratigrafi skyldes i stor grad den kaledonske fjellkjedefoldingen, men senere tektoniske hendelser antas å ha hatt innvirkning på sprekketettheten i bergmassen.

## 6.2 Isbreenes påvirkning på grotten

Under både yngre dryas, weichsel-maksimum og gjennom saaleistiden, var Aspfjord dekket av is (Vorren & Plassen, 2002). Dette har trolig skjedd flere ganger de siste 900 ka, da de astronomiske 100 ka-syklene ble viktige (Mangerud et al., 1996). Isdekkenes maksimale utstrekning (LGM og tidligere) rakk utfor kysten av Norge, helt ut mot kontinentkanten. En antar at det nær kysten var polytermal til temperert is, da de dypere dalene indikerer erosjon av våtbaserte isstrømmer. Mellom de dypere dalrennene kan en ha hatt kald, eller tørrbasert issåle som har hatt mindre erosiv virkning (Kleman & Glasser, 2007). Basert på morfologien i Aspfjordsdalen, og fjorddannelsen distalt for dalen, kan man tyde en regional brebevegelse ut mot kysten (sørvest). Brebevegelsen har da vært parallell med bergartsbeltene, og det kan diskuteres hvorvidt isen da eroderte dalen i marmorbeltet på grunn av mer motstandsdyktige bergarter rundt.

Gjennom det vegetasjonsdekte og oppløste landskapet var det ikke lett å observere egnede indikatorer for isbevegelse (dvs. skuringsstriper, sigdbrudd eller parabelriss). Postglasial erosjon og forvitring gjør det særlig vanskelig å observere slike landformer på epikarst.

På større skala kan man imidlertid se typiske glasiøse landformer. Selve klippen, hvor Aspfjordgrotten befinner seg, har formen til et rundsva, med støtsiden innerst i dalen, og klippen som leside. Denne sammensetningen av landformelementer kan tolkes som at isbreen har skurt på støtsiden og plukket opp deler av fjellet via trykksmelting og frostsprengning på lesiden av isbevegelsesretningen. Aspfjordgrotten hadde trolig forgreininger videre sørvestover mot kysten, som har blitt fjernet av isbreer, gjerne under klippedannelsen. Dette ser en spesielt tydelig i grottens hovedinngangen, som er en freatisk tunnel som munner ut i en steil fjellvegg. Haugen sør for Stortuva har en svak helning oppover mot sørvest (fjorden), noe som tydelig bekrefter at isbreen har beveget seg ned langs dalen.

I tillegg til dannelsen av dalen, har isbreers tilstedeværelse satt spor i grottens dannelsen. Isbrens overflate, og tykkelsen, styrer den hydrauliske gradienten både inni breen og i grunnvannet rundt ismassen. Grunnvannet kan da flyte i oppoverbakke (dvs. artesisk eller freatisk vannstrøm) på grunn av endret trykkgradient, og finner en slike grottepassasjer med strømningsindikatorer (strømskåler) som peker i motbakke, er det en indikator på subglasial speleogenese (terrengreversert freatisk vannstrøm, Lauritzen & Skoglund, 2013).

Ved deglasiasjoner kan Aspfjordgrotten ha opplevd lakustrine faser, på grunn av store mengder smeltevann og finkornet sediment (Hambrey & Glasser, 2012). Silt og leire avsatt i Leirerommet tyder på en slik hendelse. I slike perioder kan det være vannet renner sakte, med enkelte flomhendelser som fjerner sediment (Skoglund & Lauritzen, 2010).

Det er også mulig at isbreene indirekte har dannet overflateparallele sprekkeplan via trykkavlastning, både som følge av dalerosjonen og avlastning som følge av at isbreens masse forsvant. Slike sprekkeplan kan være gode ledesprekker for speleogenese, spesielt der de sammenfaller med tidligere tektoniske sprekker (Lauritzen & Skoglund, 2013).

### **6.3 Hydrologi**

Hydrologien i området er en av de viktigste faktorene for grottedannelsen og utforming av grotten, ettersom morfologien viser stor variasjon mellom den vadose og freatiske sonen (Ford & Williams, 2007). Vann blir ledet inn i grotten via sprekker, doliner eller andre sjakter ned i bergmassen. Den hydrauliske gradienten og permeabiliteten i alle karstmassiver er tett knyttet til sprekketetthet og fordelingen av porerom i bergarten. For Aspfjord antas det en viss effektiv porøsitet i bergmassen fra tektoniske sprekker, og om man tar i betraktning grottepassasjenes påvirkning, vil man kunne anta en hydraulisk gradient for området.

Viktigheten av allogen avrenning for speleogenesen, samt endringen av den hydrauliske gradienten i forbindelse med isbreer ble nevnt i delkapittel 6.1 og 6.2. Det finnes også flere andre mekanismer som kan forklare morfologien til Aspfjordgrotten, som viser dannelse under en annen gradient enn dagens. Slik som tilstedeværelse av isbreer, vil en tidligere overflate (pre-daldannelse), kunne gjenspeile et grunnvannsspeil som ligger høyere enn i dag. Fuktigere klima vil også kunne føre til en liten heving av grunnvannsspeilet, på grunn av økning av vannmengden i systemet. For eksempel ville grunnvannsspeilet ligget over dalbunnens overflate, i et scenario der hele dalen er fylt av smeltevann fra en tilbaketrekkende isbre. Denne mengden smeltevann vil ikke nødvendigvis ha stor påvirkning på grotten, da Aspfjordgrotten ligger høyere i terrenget i Stortuva. Havnivået kunne i teorien hatt en påvirkning på grottens utforming dersom den marine grensen var på nivå med grotten, men det er mer enn 200 meter høydeforskjell fra den marine grensen til grottens inngang (NGU, 2019b).



Det er flere morfologiske bevis i Aspfjordgrotten etter variasjoner i grunnvannsspeilet. Utenom de vadose gjelene i Bekken og Gjelet som viser senkning av grunnvannsspeilet, er det passasjer som viser oppstrøms vannføring. Nøkkelhullprofilen i Gjelet viser hvor det tidligere grunnvannsspeilet lå over den freatiske delen ved taket, før vannspeilet sank, og oppløsning ble fokusert mot gulvet i Gjelet. I Bekkens tilfelle ble det vadose gjelet senere fylt av sediment, som skyldes en økning i vannføring og/eller heving av grunnvannsspeilet. Grunnvannsspeilet har senere sunket lavere enn sedimentdekket, og vannet fulgte da enklere veier via nye sprekker. Det ble også funnet panderter i bekken. Pandanter blir dannet ved parageneese, der passasjens fylling av sediment fører til oppløsning av små kanaler i taket. Når sedimentdekket senere har minket, har blitt panderterne synlige.

Ved Gjelet viser Fossens eksistens at vannivået sank lavere enn Gjelets golv, og at Fossens ledespalte da ble en lettere vei for vannet.

Aspfjordgrotten viser tre tydelig nivåer for speleogenese:

- Dannelsen av den øvre delen av Aspfjordgrotten med Bratten, øvre del av Hovedkammeret, Proppen, Kjelleren og Heisen, Hemsan.
- Senkning av grunnvannsspeilet har medført vados nedskjæring i Bekken og langs ikke-permeable glimmerskiferlag i Hovedkammeret, med videre dannelse av Gjelet, Leirerommet og Kalsittrommet, samt den ikke kartlagte passasjen i enden av Gjelet.
- Videre senkning av grunnvannsspeilet dannet Gjelets vadose morfologi. Gjelet var videre ikke i stand til å lede tilstrekkelig med vann, og Fossens ledespalte ble en lettere vei for vannet. De nedre delene (Heap, 1969) ble videre dannet, med utløp ved Stortuvas base.

De hydrologiske endringene er tolket til å skyldes isbreers tilværelse i Aspfjorddalen, da endringene krever mer enn fluktueringer i vannføring. De eldste freatiske passasjene kan derimot skyldes topografien fra før dalen ble ferdig erodert, da disse viser til en fullstendig dannelse under grunnvannsspeilet.

## 6.4 Grottens innhold

Dette delkapittelet vil ha fokus på rundete blokker i Bratten, Leirerommet og Kalsittrommet, morenemateriale i Proppen, og litifisert sediment i Bekken.

Aspfjordgrotten er preget av kollaps, skråstilt tak og sedimentdekke i store deler av grotten. Noen få korridorer har trykkledningsmorfologi, og har verken skråstilt tak, preg av kollaps eller har store mengder sediment (Figur 5.2.11. og Figur 5.2.12.). **Bratten** er derimot spesiell der den har store mengder blokker langs hele korridoren, men lite synlige tegn etter kollaps. Bratten har store strømskåler med en diameter på 1-2 meter, som viser at vannet har beveget seg oppover, i motbakke. Blokkenes rundingsgrad varierer fra kantete til rundete. De rundete blokkene er for store (>1,5 x 1,5 m) til å ha blitt flyttet av den tilsynelatende lave vannføringen som kreves for å danne så store strømskåler. Det kan derimot ha vært perioder med høy nok vannføring, men som ikke varte lenge nok til å lage nye strømskåler, eller med vann som ikke har vært kjemisk aggressivt.

En blokk eller stein med en bestemt rundingsgrad skyldes som regel transport av vann gjennom lengre avstander og tidsrom. På grunn av massen og stress mot underlaget vil store blokker rundes fortere enn små. Det finnes selvfølgelig unntak, der blokker i skred kan ende opp med å få en rundet form til tross for å ha blitt forflyttet på kort tid og avstand. Men det er lite sannsynlig at det er tilfellet her, da den største høyden blokkene kan ha falt er 3 meter fra taket og en rulledistanse på 30 meter. Det er mulig at blokker med en kubisk form kan ha falt direkte ut, og slike blokker er lettere å runde enn flate blokker. Det kan dermed også tenkes at blokkene har blitt rundet *in situ* av raskt strømmende vann med sandinnhold, og plassering i fordypninger som kan medføre rulling (som en jettegryte).

En annen mulighet er at blokkene er blitt fraktet til Bratten via vanntransport. Dersom dagens synlige strømskåler representerer strømningsretningen, vil det si at blokkene har blitt fraktet oppover i motbakke igjennom Bratten. Dette ville krevd en mye større strømningshastighet enn strømskålene viser. Basert på hvor smal korridoren mellom Heisen og Hovedkammeret er (antar at det er mindre enn 1 meter tykt sedimentdekke), må blokkene trolig ha kommet fra innløpet i bekken. Dette krever da en komplisert reise for blokkene med en stigning på flere meter og en u-sving. Det betyr likevel ikke at det er en umulig transportvei.

Det ble vurdert om blokkene kunne stammet fra en passasje i toppen av Bratten, som på et tidspunkt har ledet ut av grotten, men senere har blitt tettet igjen. Da kunne delvis rundete blokker bli fraktet av en isbre, for så å rulle ned passasjen. Denne hypotesen ble derimot forkastet, da ingen av passasjene var brede nok til å romme blokkene, og det ble ikke observert et stort nok volum av kollapsblokker til å skjule en slik passasje.

Leirerommet og Kalsittrommet har begge en unik morfologi i Aspfjordgrotten som diskuteres i mer detalj. Leire observeres ingen andre steder i grotten, og kalsittutfellinger finnes bare i små mengder andre steder i grotten. Her defineres to problemstillinger; hvorfor observerer vi henholdsvis mye leire og kalsitt i disse to rommene, og hvorfor finner vi slike avsetninger nesten ingen andre steder?

**Leirerommet** var koblet til resten av Aspfjordgrotten via en smal passasje preget av kollaps. Rommet bestod av fire armer med ingen andre synlige koblinger til grotten. Leiren i rommet er avsatt med «surge marks», som indikerer fluktuerende vannspeil og kommer av at vann koblet til leire (og silt) har høyere tetthet og faller mot overflater i kammeret. Når vinkelen er mellom 40 og 60 grader dannes den dendrittiske morfologien i leiren (Bögli, 1980). Man kan finne slike «surge marks» i den epifreatiske sonen, men basert på at leire er avsatt på veggene og opp til taket i rommet, tyder dette på relativt store endringer i vannivå. Dette kan ha forekommet under en stagnerende lakustrin fase ved deglasiasjonen. Dersom det bare er den ene observerte passasjen som fører inn til leirerommet, kan dette ha ført til isolasjon av rommet, slik at rommet opplevde mer stillestående vann enn resten av grotten. Leire har strømmet gjennom resten av grotten, men har ikke hatt miljø tilpasset til slike avsetninger. Det kan også tenkes at det har vært leireavsetninger i resten av grotten, men at Leirerommets isolasjon har gjort at det overlevde senere utvaskinger ved høyere vannføring i grotten.

**Kalsittrommet** er det eneste rommet i Aspfjordgrotten med mye utfelling av kalsittspeleothemer. Rommet ligger lavest i Aspfjordgrotten, med unntak av utløpet nedenfor Fossen (som ikke kunne kartlegges). Kalsittrommet ligger direkte under deler av Kjelleren, men store deler av rommet ligger utenfor Stortuvas klippe. Forbi klippen, nedenfor Stortuva, er det både jordsmonn og vegetasjon. Kalsittrommets tak er preget av kollaps, som gjør at CO<sub>2</sub>-rikt vann lett kan trenge inn i rommet og danne speleothemer ved avgassing. Taket består av glimmerskifer i størstedelen av grotten, og ser ut til å ha en generell lav

sprekkesetetthet. Kalsittrommets tak har derimot kollapset og rommet har mottatt mer dryppende vann enn resten av grotten. Kollapsen kan ha skjedd under klippedannelsen.

Nesten ingen speleothemer observeres i andre rom eller passasjer i grotten. Det er flere grotter i Nordland med glimmerskifer som tak, som har speleothemer (f.eks. Okshola). Aspfjordgrotten kan ha hatt speleothemer i grotten før taket kollapset (f.eks. Hovedkammeret), men dagens tak kan være relativt stabilt og har ikke fått betydelig sprekkedannelse enda. Vann som perkolerer gjennom bergmassen og drypper fra taket rekker å bli mettet på kalsitt, men Stortuva (og da Aspfjordgrotten) er derimot ikke dekket av nok vegetasjon og jordsmonn til å tilrettelegge for speleothemdannelse. Stortuva står også relativt isolert i midten av dalen, som dalens høyeste punkt. Stortuva danner dermed sitt eget lokale vannskille, som kan føre til at lite vann samler seg over, og at mengden perkolerende vann er lav.

Den lave mengden speleothemer kan også skyldes de tilsynelatende uniforme glimmerskiferlagene i marmoren. Vann som kommer ovenfra infiltrerer bergmassen, men treffer mindre permeable glimmerskiferlag over grotten, og følger disse lagene. Dette vil over tid medføre oppløsning og speleogenese, og kan være en av de viktigste mekanismene bak grottegeometrien til Aspfjordgrotten. Lagparallelle sprekker kan dannes over eksisterende hulrom og fremme kollaps, eller større hulrom kan dannes langs disse grensene.

I enden av Proppen ble det funnet røtter, dårlig sortert sediment, og steiner og blokker av ulik størrelse, rundingsgrad og bergartstype. Den store variasjonen av kornstørrelser og bergartstyper, i tillegg til hvor nært blokkeringen er overflaten, gjorde at materialet ble tolket som **morenemateriale** (eventuelt rasmateriale). Dette antyder at det har vært en åpning her tidligere, før isbreer har beveget seg forbi og skjøvet morenemateriale inn i grotten. Proppens utside ble ikke lokalisert. Det kan skyldes at vegetasjonsdekket skjulte den, eller at vi ikke undersøkte på riktig sted.

For at Proppen skulle kunne bli tettet av morenemateriale, må en tykk isbre ha lagt høyt nok i dalen for at sidemorene skulle blitt skubbet inn. På samme tid ville isbreen endret områdets hydrauliske gradient. Vann vil da ha strømmet igjennom grotten mot Proppen. Etersom Proppen er hydraulisk sett tettet, vil eneste strømningsvei for vannet være opp Heisen og ut Hemsens. Det er dermed mulig at tettingen av Proppen førte til dannelsen av Heisen og

Hemsen, men rekkefølgen på passasjenes dannelsene er vanskelig å stadfeste, og det er mer sannsynlig at Hemsen førte videre til flere passasjer fra tidligere.

Morenemateriale kan forveksles med rasmateriale som kan ha samme kaotiske kornfordeling og rundingsgrad. For at det skal være rasmateriale må det være en svært høy sjakt skjult videre ut mot fjellsiden, eller det må ha gått skred langs fjellsiden som har falt inn i grotten. Begge disse scenarioene er lite trolige, fordi det var observert flere forskjellige bergartstyper, som er en indikasjon på lengre transportdistanse. Materialet kunne også ha blitt fraktet av vann fra innsiden av grotten, men da ville en forventet at materialet er bedre sortert.

De **litifiserte sedimentene** som ble observert i Bekken lå mer enn 1 meter oppe fra det sandfylte gulvet i passasjen, og 2-3 meter over det aktive vannløpet. Dermed må passasjen tidligere ha inneholdt større mengder sediment, som minst gikk opp til nivået med de litifiserte sedimentene. Etter senkning av grunnvannsspeilet og erosjon av sedimentene, har perkolerende vann mettet på kalsitt, sementert sedimentene som lå igjen langs veggene i passasjen. Denne fyllingen av sediment kan forklare dannelsen av de nye og smalere passasjene i Bekken. Ettersom grunnvannsspeilet lå for lavt til at vann kom seg gjennom de sandfylte passasjene, ble nye ledespalter et bedre alternativ.

## 6.5 Få observerte forkastninger og sprekker i Aspfjordgrotten

Som nevnt i delkapittel 6.4 ble det funnet få speleothemer i Aspfjordgrotten, og dette kobles blant annet opp mot få observerte sprekker i taket. Flere steder der glimmerskifer danner tak i grotten, fremstår taket som veldig intakt med få sprekker. Mangelen på sprekker i taket kan skyldes svakheter ved observasjon, men for observasjonene antas å være korrekte.

Hva kan være årsaken til at det observeres få sprekker i taket?

Få tydelige sprekker ble observert i veggene rundt om i grotten, men der kollaps hadde forekommet, kunne man se sprekker i form av sprekkeflater. Dannelsen av disse sprekkeflatene blir diskutert dypere i delkapittel 6.7. De andre observerte sprekkenes i grotten var ofte tettet av utfelt kalsitt, svært smale eller plassert slik at de ikke lot seg måle. Feilkilden fra eventuelle målinger ble vurdert til å være høy, da sprekkenes ble observert i 2D på en grottevegg, mens sprekkenes 3D utforming ville vært gjetning innen et spenn på nesten 180°. De flatene som ble observert og var målbare, var som regel marmorens/glimmerskiferens lagflater (~038/45).

Ved tre lokaliteter ble det observert ledespalter som ikke fulgte glimmerskiferens strøk; Hemsens, Krysset og Fossen.

Hemsens ledespalte og ledespalten i den sørvestlige passasjen i Krysset, hadde omtrent samme orientering, 180° motsatt fra glimmerskiferens strøk og fall på ~45°. Fossens ledespalte falt derimot 90° med strøk på 160°. Da det ikke ble observert andre ledespalter, skyldes dette at de enten befinner seg under sedimentfyllingene i passasjene, eller at passasjene var tilstrekkelig oppløst til at sprekkenes ikke var synlige lenger. Det er også sannsynlig at mange av ledespaltene ligger parallelt med lagdelingen, noe som gjør dem vanskeligere å observere.

Ingen relativ bevegelse ble oppdaget langs noen av de observerte sprekkenes i grotten. Enten finnes det derfor ingen forkastninger i Aspfjordgrotten, eller så eksisterer de men går parallelt med lagene. Dette vil også vanskeliggjøre observasjon av bevegelse.

## 6.6 Grottegeometri mot marmoren lagdeling

Fra siste figur i resultatkapittelet (Figur 5.8.1.) kan man se at grottekorridorenes fall og fallretning treffer innenfor noen få grader av glimmerskiferens strøk og fall. Man kan se denne samsvarelsen også i Figur 5.4.1, der man ser Aspfjordgrotten fra siden, orientert likt som glimmerskiferens strøkretning. Nesten hele Aspfjordgrotten ligger innenfor linjene plassert med glimmerskiferens orientering. Dette tyder sterkt på at grottens geometri og arkitektur er i høy grad styrt av marmorens interne lagdeling. De få unntakene hvor passasjer ikke følger lagdelingen, er en liten del av Bratten og kollapskuppelen i Kalsittrommet.

Hva er da grunnen til at grotten følger marmorens lagdeling?

En grottes vekst krever at vann som infiltrerer bergmassen har en sprekk (ledespalte) å følge. Det kan tenkes et scenario der senkningen av grunnvannsspeilet førte til at vannet ikke klarte å følge de freatiske passasjene, og ble tvunget til å renne langs kontakten mellom glimmerskiferlag og marmor. Glimmerskiferen er mindre permeabel, og ettersom marmoren lettere blir påvirket av porøsitet dannet fra sprekker, vil det over tid føre til oppløsning langs med glimmerskiferens strøk. Til slutt vil vannet nå sprekker som nærmere følger grunnvannsspeilet, og dette vil være en lettere vei for vannstrømmen. Dette scenarioet vil med større sannsynlighet forekomme dersom lagparallelle sprekker allerede var dannet i kontaktene mellom glimmerskifer og marmor. Basert på tetthetsforskjellene i marmor og glimmerskifer, vil en større trykkendring på overflaten (som av glasial trykkavlastning) føre til sprekkedannelse langs denne kontakten, heller enn i den massive marmoren. Tidligere tektoniske sprekker kan også ha blitt påvirket av denne trykkavlastningen.

## 6.7 Kollaps styrt langs glimmerskifer

Som det ble diskutert i delkapittel 6.6, er grotten i stor grad styrt av kontakten mot glimmerskiferlagene, dette gjelder også kollaps i grotten. Kollapsen har forekommet langs rette plan, der store flate stykker av marmor og glimmerskifer har falt ned.

Det er flere indikatorer som tyder på tilstedeværelse av lagparallelle sprekkedannelse. Trykkavlastning etter isbreenes tilbaketrekning og trykkendringen etter erosjon av bergmassen fører ofte til sprekker langs topografien. Østsiden av Stortuva skrånene nesten parallelt med marmorens strøk. Dette medfører en trykkendringsvektor normalt på fjellveggen, som vil føre til en lik trykkendring fordelt parallelt med lagene.

I tillegg til trykkavlastningen etter isbreen, kan glimmerskiferlagene og perkolerende vann være en av mekanismene bak dannelsen av lagparallelle hulrom. Når vann perkolerer ned gjennom bergmassen, vil vannet slite med å komme seg gjennom glimmerskiferlagene, med mindre det er tilstedeværelse av sprekker. Dermed kan det tenkes at vann ofte vil renne langs skiferen, og over tid løse opp marmoren langs kontaktflaten.

Slike lagparallelle hulrom vil endre spenningskuppelen og gjøre taket ustabil, slik at kollaps initierer. I Aspfjordgrotten observeres det hele plater av glimmerskifer og marmor som har rast ut. Ved kollaps av blokker vil det dannes sprekkeflater i taket hvor blokkene har lagt. Orienteringen til slike sprekkeflater kan skyldes tidligere tektoniske sprekker (som kan ha påvirket kollapsen), eller så kan sprekkeflatene oppstå i tilfeldige (eller systematiske) orienteringer som følge av kollapsen og fragmenteringen av de utraste lagene.

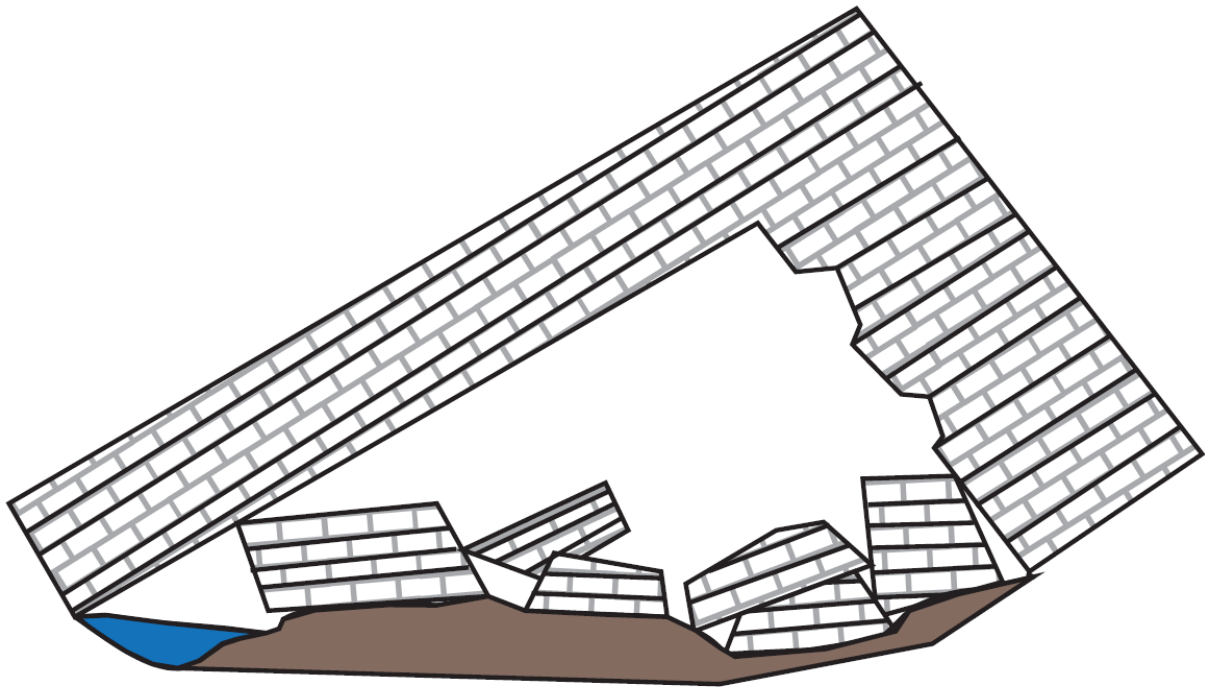
Sprekker kan dannes naturlig i taket ved endringer av spenningskuppelen i den overbærende bergmassen. Sprekkedannelse i taket vil svekke tensjonsstyrken til takflaten, og skjer ofte i siste fasen før kollaps. Spenningskuppelen vil endres ved utviding av hulrommet i både den freatiske og vadose sonen, utviding av sprekker som krysser takbjelken, tap av oppdrifts støtte fra vann når passasjen tømmes, isdannelse i sprekker og ved kollaps (White & White, 2000).

Basert på at det ikke ble observert sprekker i dagens tak, kan det tenkes at Aspfjordgrottens «bærebjelke» i form av tykke glimmerskiferlag, fortsatt ligger stabilt etter forrige kollaps. Dersom bærebjelken kuttes av sprekker, og går fra fullstendig (fixed) til frittstående



(cantilever) vil derimot spenningskuppelen endres, og trolig medføre kollaps (White & White, 2000; Culver & White, 2005).

Aspfjordgrottens kollapstype faller under (skråtak-/) takstol-modellen, hvor skråstillingen av bergartene danner en tverrsnittsform som en takstol («A-frame»), som er mer stabil enn andre kollapsdamer (Lauritzen and Mihevc, 2015). Glimmerskiferlagene ble funnet med tykkelser opp mot 5 cm, og med fullstendig spenn over passasjene og rommene.



*Figur 6.7.1:* Illustrasjon av takstol-modellen, der bergmassen er lagdelt og skråstilt. Blokker «skaller av» taket og veggene, og spenningskuppelen holdes relativt stabil. Modifisert fra Lauritzen (2017).

## 6.8 Grottens dannelsesforløp

For å forstå dannelsesforløpet for en hel grotte, må alle de tidligere nevnte faktorene tas i betraktning. Da grottens dannelse, i henhold til speleogenetisk teori, startet fra en smal sprekk, kan man anta at terrengoverflaten på den tiden ikke så ut slik som den gjør i dag. Havnivået var annerledes, mye erosjon av dalen var enda ikke gjennomført, den hydrauliske gradienten var følgelig annerledes, og sprekker som grotten følger i dag var muligens ikke tilstede på det tidspunktet (Fig. 6.8.1.). Det foreligger én tilstrekkelig gammel Uran-Serie datering fra grotten, som i prinsippet gir en minimumsalder for speleogenesen. Det ligger i sakens natur at speleogenesen kan ha foregått mye tidligere enn speleothemens alder. Denne ene dateringen gjør det derfor vanskelig å lage en klar tidsserie uten spekulering. Denne dateringen ble gjort på en søylespeleothem i korridoren mellom Hovedkammeret og Heisen (Lauritzen, personlig meddelelse, upublisert).

Dateringen gav alderen  $147 \pm 15$  ka, og er derved en minimumsalder for passasjen. For at en søylespeleothem skulle kunne dannes i en passasje som er cirka 2 meter i diameter, må passasjen ha blitt tørrlagt før dryppende vann kunne starte utfelling. Dersom man antar at speleothemens dannelse begynte med engang korridoren ble tørrlagt, kan alderen på korridoren tenkes som 147 ka pluss 8 000 - 60 000 år avhengig av hvilken vekstmodell (fra insepsjon til moden passasje) som anvendes. Figurene 3.1.2 og 3.1.3 for en grottes vekst har ganske store sprik i alder for passasjediometer. Men dersom man tar for seg plasseringen av korridoren, med tanke på avstanden fra mulige innløp, vil det være naturlig å anta en dannelsesetid på hvert fall titusener av år. Dette er som nevnt en minimumsalder, slik at vi med sikkerhet kan si at denne grottepassasjen er eldre enn siste glasiiale syklus, men det er derimot ingen grense på den maksimale alderen, da grottedannelsen kan ha gjennomgått mange pausestadier.

Dagens innløp i enden av passasjen *Bekken*, har indikasjoner på at vann har kommet herfra gjennom lang tid med varierende grunnvannsspeil. Det er sannsynligvis dette som var innløpet, også da korridoren med den daterte speleothemen ble dannet. Andre innløp som ble vurdert, er noen svært smale løp i toppen av Bratten, eller den gjenfylte passasjen i enden av Proppen. Dagens inngang, Hemsens, har strømskåler på cirka 2 cm i diameter som viser at vannet har beveget seg svært raskt oppover, mot fjorden. Hemsens blir derfor også ekskludert som mulig innløp, og var heller et utløp eller passasje mot utløpet. Det er mulig at vannet har

endret retning, og strømskålene bare viser siste utvikling, men strømskålene antas å være representative.

Basert på dateringer og analyser av  $\delta^{18}\text{O}$  i speleothemer (Lauritzen, 1995), kan man se at Nordland, og dermed Aspfjord, var påvirket av isdekker i perioden før 147 ka. Hydrologien forbundet med isbreer tilsier at smeltevannet har beveget seg nedover med dalen, og det ville dermed vært naturlig for innløpet til grotten å ligge lengre oppe i dalen enn utløpet. Dersom Proppen tidligere var innløpet, og Hemsens var utløpet, ville heller ikke korridoren mellom Hovedkammeret og Heisen ha blitt dannet. Basert på høyden i tverrsnittet til Bekken, kan man se at passasjen har tidligere vært dannet ved et høyere grunnvannsspeil. Det er derfor flere faktorer som peker på at Bekken har vært innløpet til grotten i lang tid.

Basert på strømskåler i grotten, er det flere passasjer hvor vannet har gått oppover, dvs i motbakke, for eksempel ligger Bekkens innløp 15 meter lavere enn Hemsens dagsåpning. Basert på de store strømskålene på veggene i Bratten, kan en se at vann har strømmet oppover også i denne passasjen. På grunn av størrelsen (1-2 meter) er disse strømskålene litt utfordrende å tolke, men de viser saktestrømmende vann i motbakke, mot vest.

Basert på diskusjonen er det laget et dannelsesforløp for Aspfjordgrotten:

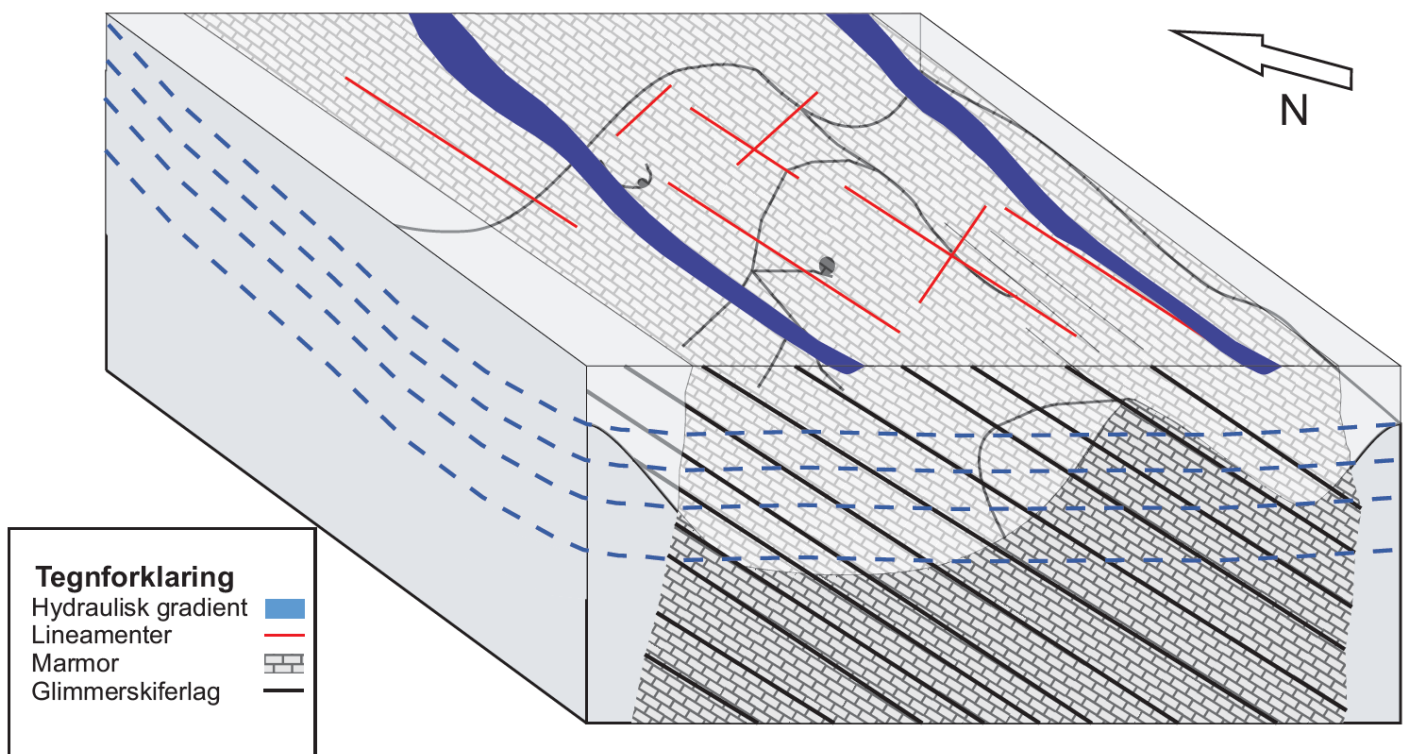
Det antas at den tørre delen av grotten er den eldste, og at det tidligere har vært flere freatiske rør som gikk videre sørvestover forbi klippen til Stortuva. Disse passasjene kan bare ha eksistert før klippen var dannet, og landoverflaten var mindre erodert og lå høyere. Det antas da at den hydrauliske gradienten var slakere, og grunnvannsspeilet lå mye høyere. De freatiske passasjene vil da ha ledet vannet enkelt, og grottegangene kunne lede vannet så lenge grunnvannsspeilet ikke sank for mye. Scenarioet som er tenkt er da at Aspfjordgrotten først eksisterte som en grotte bestående av de største passasjene i Bekken, Bratten, øvre del av Hovedkammeret som har rundet tak, Heisen, Proppen, Hemsens og Kjelleren, samt passasjene som gikk forbi klippen (Fig. 6.8.2. og Fig. 6.8.3.).

I senere tid har grunnvannsspeilet sunket, og vann har måttet finne nye sprekker å følge nedover i bergmassen, enten parallelt med glimmerskiferlagene, eller gjennom ledespalter som senere er gjort usynlig av kollaps og oppløsning. For at grunnvannsspeilet skulle senkes så mye, må topografien ha blitt erodert ned av isbreer, men ikke nødvendigvis ned til dagens nivå. Lignende scenario kan ha hendt ved dagens topografi, men under isdekkers endring av

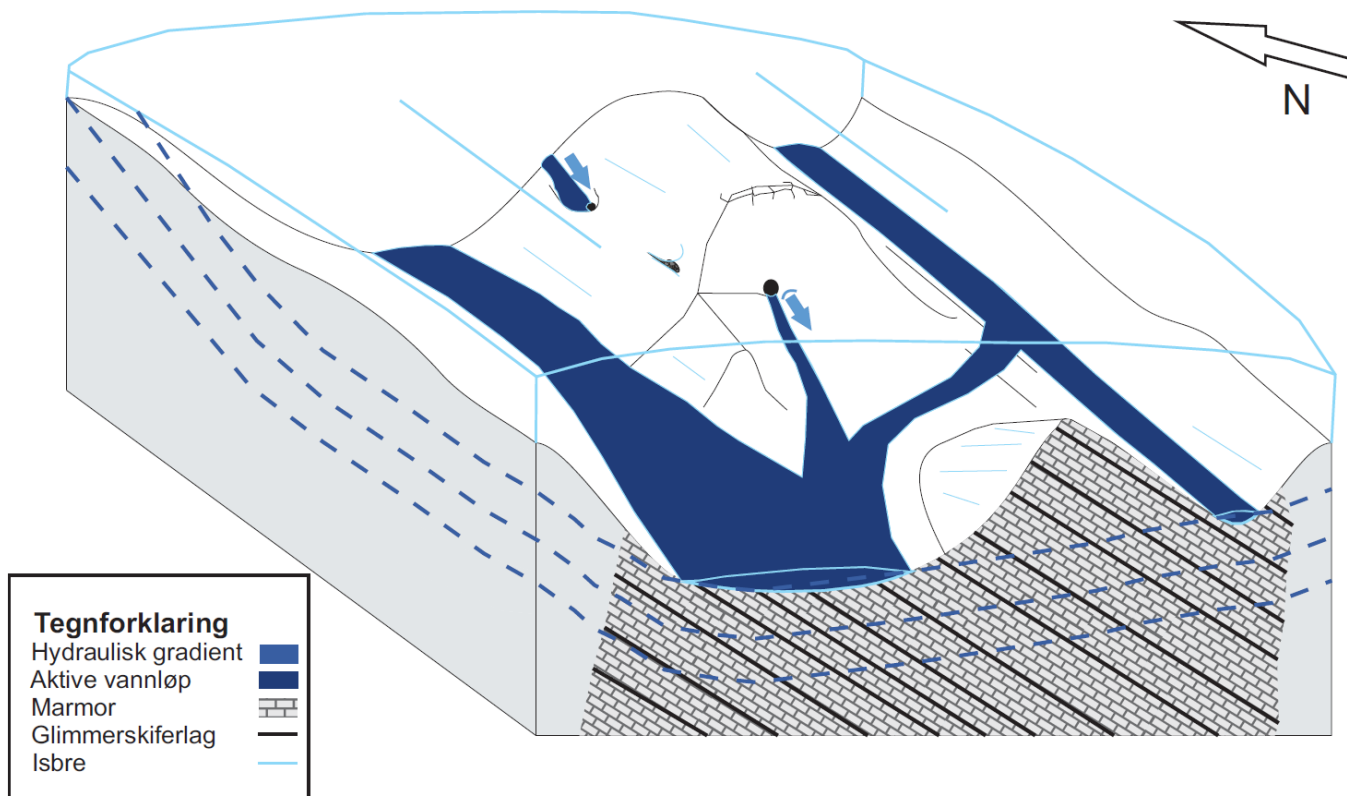
vannføring. Hovedkammeret har ved dette scenarioet blitt utviklet i bredden, og så har Gjelet, Leirerommet og Kalsittrommet blitt formet, sammen med Gjelets parallelle passasje (Fig. 6.8.4. og Fig. 6.8.5.).

Til sist har grunnvannspeilet blitt senket ytterligere, slik det er ved dagens topografi. Her har ledespalten i Fossen blitt den enkleste veien for vannet, da Gjelet ligger for høyt i forhold til grunnvannspeilet. Gjelet viser tydelig senkningen av grunnvannspeilet i form av freatisk/episfreatisk til vadose tilstander, før Fossen tok over som vannførende passasje. Vannstrømmen er nå i den vadose sonen i de resterende delene av grotten, med mulig unntak av de nederste (ikke kartlagte) delene av Aspfjordgrotten (Fig. 6.8.6. og Fig. 6.8.7.).

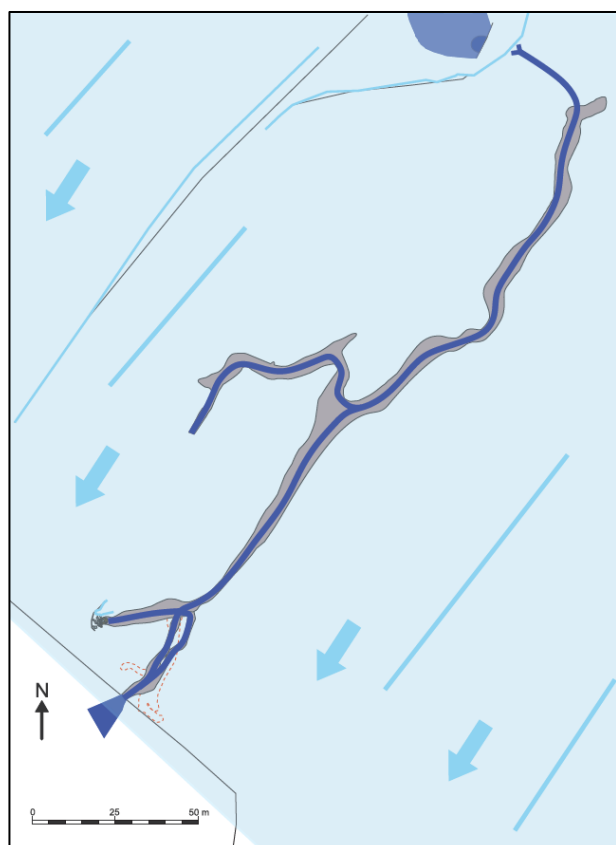
Figur 6.8.8. viser hele dannelsesforløpet, hvor grunnvannspeilet synker ved erosjon av dalen, og grotten utvikler seg langs nye sprekker og flater for å lede vannet til dalens erosjonsbase. Det er tegnet inn en imaginær grottefortsettelse ut av klippen, og tre forskjellige nivå av grottedannelse. Hvorvidt disse nivåene skyldes bare topografiske forskjeller eller nærvær av isbreer er ikke sikkert.



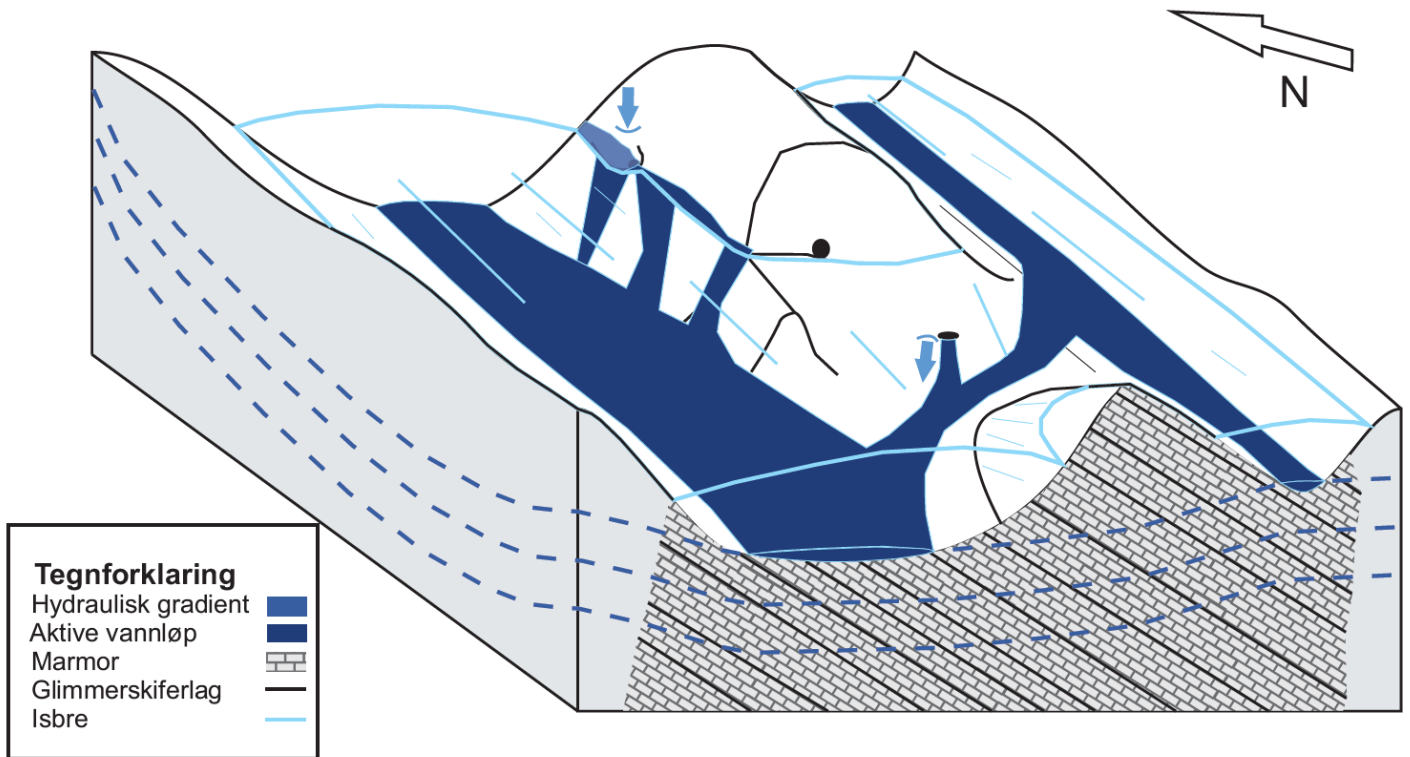
Figur 6.8.1: Modell for området rundt Aspfjordgrotten, der erosjon av dalen enda ikke har funnet sted. Grunnvannspeilet ligger høyere enn i dag. Regionale lineamenter er tegnet inn med omtrentlig orientering, da de kan ha hatt en lokal påvirkning på datidens sprekkesystem. Dagens topografi er tegnet inn under, og to elveløp er tegnet inn som mulige forløpere til daldannelsen.



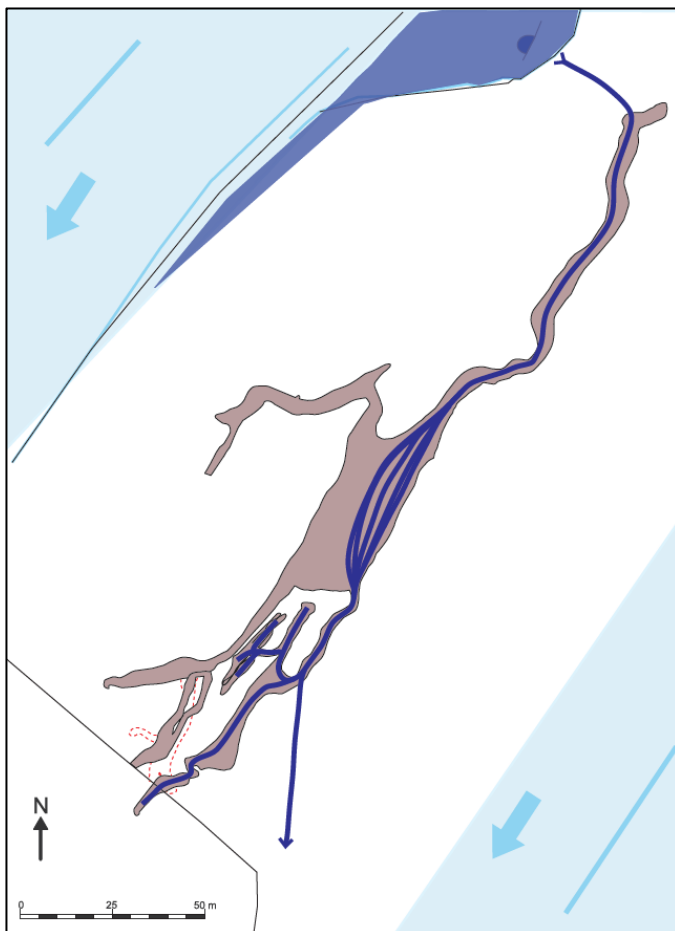
Figur 6.8.2: Modell for området rundt Asp fjordgrotten ved større isdekke og ferdig daldannelse. Grunnvannsspeilet ligger fortsatt høyt på grunn av isbreens masse. På grunn av det høye grunnvannsspeilet vil det forklare et scenario der dagens inngang er utløp for grotten. Det antas å være en polytermal til temperert isbre basert på nærheten til kysten. Dette kan føre til store mengder smeltevann og kan forklare de rundete blokkene i «bratten». Klippen vil oppleve plukking av isbreens bevegelse, og det er mulig hele klippen ble dannet slik. Ettersom lite blokker ble funnet nedfor klippen, må disse ha blitt fraktet bort av isbreer. Tetting av proppen kan observeres på siden av Stortuva.



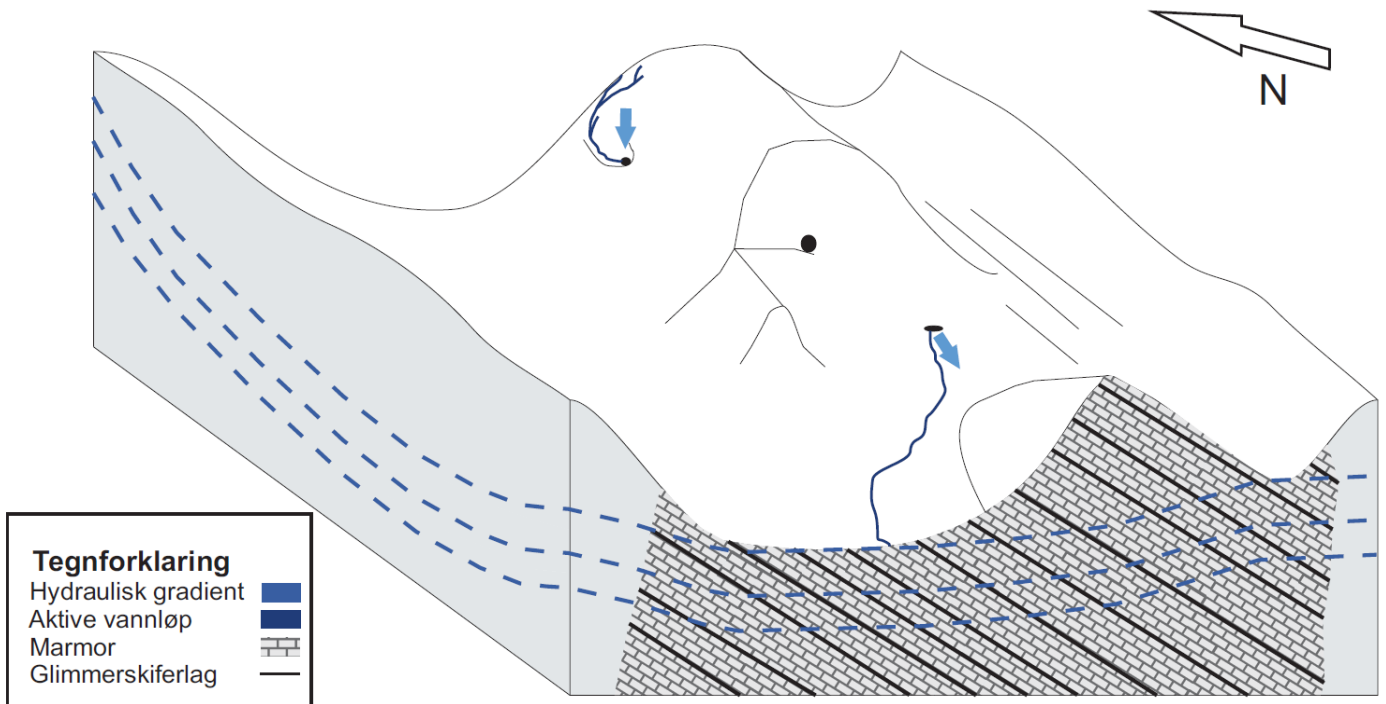
Figur 6.8.3: Modell for grottens utseende ved samme scenario som Figur 6.8.2.. Ved det høye grunnvannsspeilet, og isbevegelse mot sørvest, vil vann kunne bevege seg oppover passasjene. Proppen kan ha vært åpen til tider, men det er mulig at tettingen av denne medførte at vannet heller beveget seg ut Hemsens.



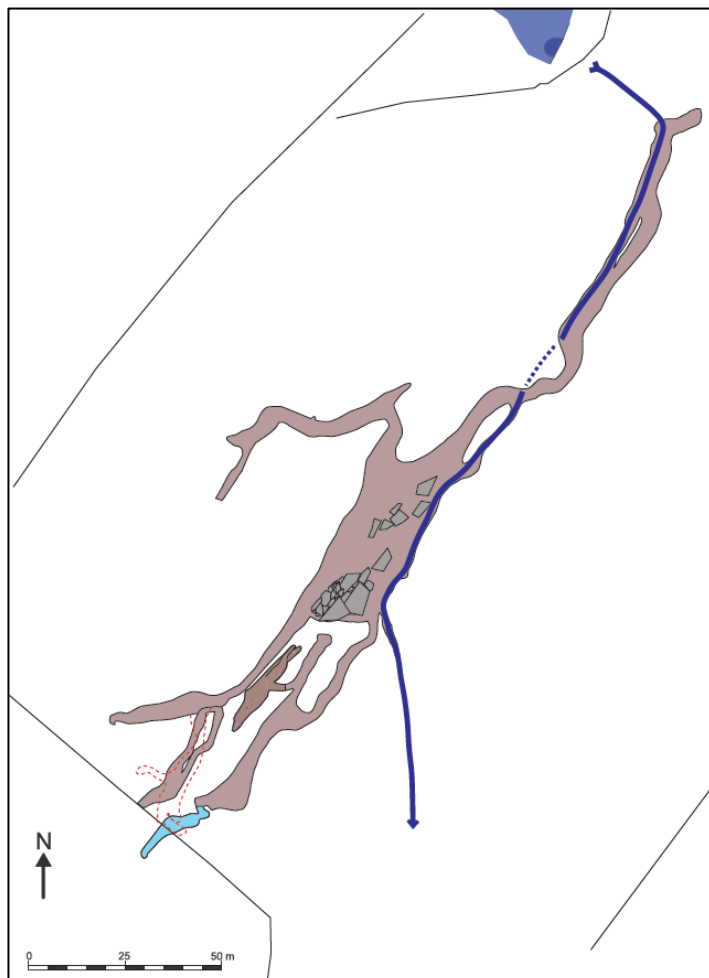
Figur 6.8.4: Modell for området rundt Aspjordgrotten ved mindre isbreer. Isen ligger lavere i terrenget, som medfører tilsvarende lavere grunnvannsspeil. Den lave hydrauliske gradienten medfører at vannet som flyter inn i grotten må ut en annen vei, og slike epifreatiske/vadose tilstander medfører mye av grottedannelsen man ser i dag. I denne modellen blir det antatt en bredemmet innsjø rundt innløpet, der store mengder smeltevann vil føre til relativ hurtig speleogenese



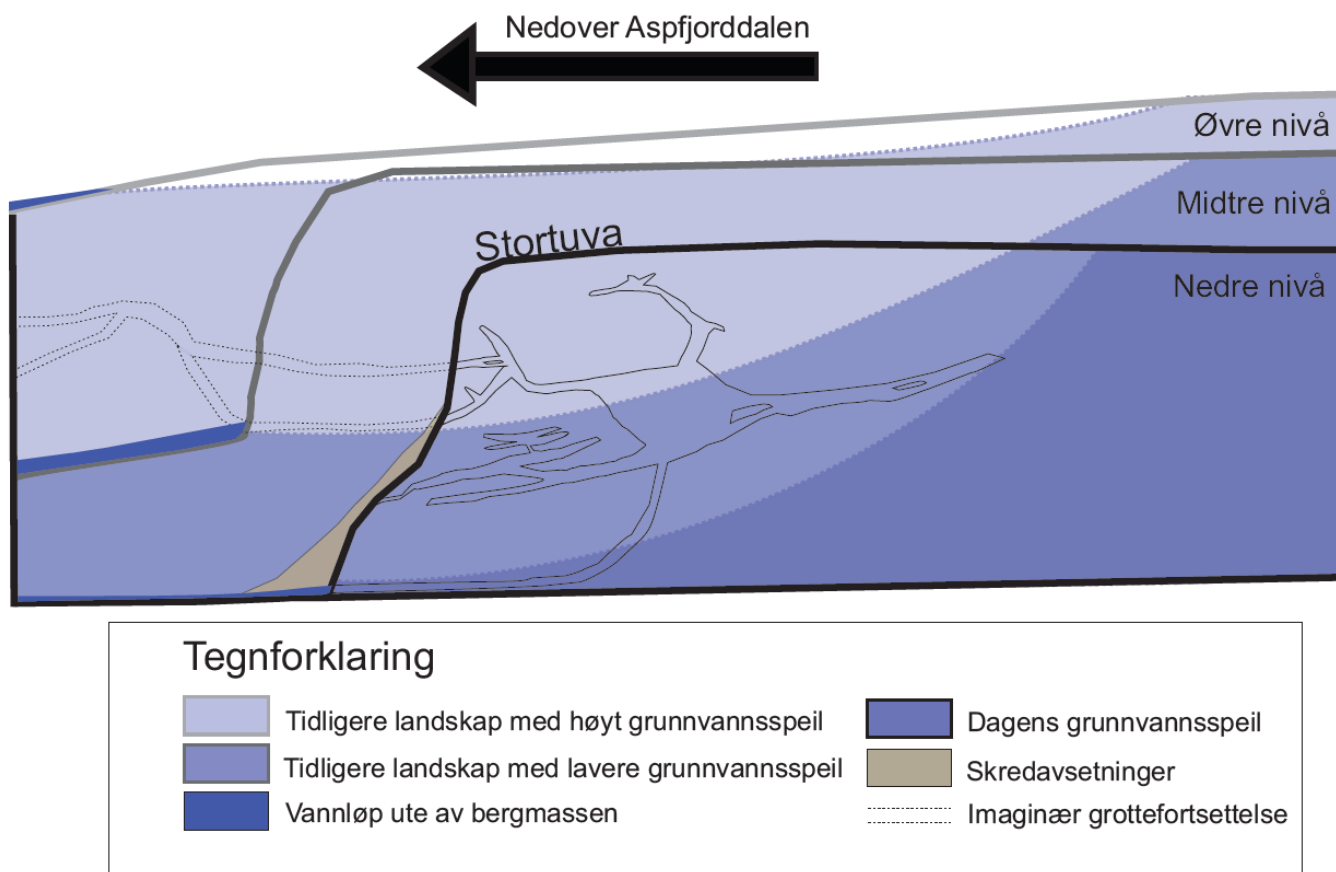
Figur 6.8.5: Modell for grottes utseende ved samme scenario som i Figur 6.8.4.. Det lavere grunnvannsspeilet vil føre til at vannet ikke kommer opp Bratten eller videre til Heisen. Da har grotten endt i den vadose sonen, og i hovedkammeret har det trolig gjort at oppløsning har skjedd på skrått nedover langs lagparallelle ledespalter. Dette vil ha skjedd gjennom flere faser, men til slutt endte vannet med å gå ut gjennom det som i dag er «gjelet». Den utstikkende korridoren fra Gjelet (som ikke ble kartlagt) hadde sammenkobling til den nederste delen av grotten, som trolig fungerte som utløp i denne perioden.



Figur 6.8.6: Modell for området rundt Aspfiordgrotten, slik det ser ut i dag. I dag er det et mindre bekkeløp som fører vann inn i grotten, med utløp gjennom nedre del, under fossen. Glimmerskiferlagene stikker opp som rygger i topografien øst for Stortuva. Dagens hydrauliske gradient gjør at bare de lavtliggende delene av grotten er aktiv i den vadose sonen.



Figur 6.8.7: Grottens utseende i dag, med innløp og utløp. Fra forrige scenario har grunnvannsspeilet sunket, som har medført at Bekken har funnet nye løp, og Gjelet ble liggende for høyt, så Fossen ble dannet etter en ny vertikal ledespalte. Se grottekart i resultater for mer detaljer.



*Figur 6.8.8:* Figuren viser tre ulike nivå av grottedannelse, gjenspeilet ved tre tenkte nivåer for grunnvannsspeilet. Øvre nivå har freatiske passasjer, ved midtre nivå ble det dannet nye freatiske passasjer dypere i grotten. Ved overgangen til nedre nivå opplevde det midtre nivået vadose nedskjæringer, før Fossen ble dannet og ledet vannet til dagens utløp.



## 7 Konklusjon

Følgende konklusjoner er gjort etter fullført grottekartlegging, analyse av strukturgeologien og gjennomgang av teori om den glasiøle og hydrologiske historien:

- Aspfjordgrottens arkitektur er i stor grad styrt av marmorbeltets stratigrafi og sprekketetthet i samspill med fluktueringer i grunnvannsspeilet. Fluktueringer i grunnvannsspeilet skyldes sannsynligvis endringer i klima med påfølgende istider, hvor isbreer har påvirket den hydrauliske gradienten i området ved erosjon av bergmasse og isbreens tyngde og interne hydrologi.
- Grottegeometrien viser en trend der nesten alle korridorenes planorientering og fall samsvarer med glimmerskiferens strøk og fall. Glimmerskiferlag i marmoren har derfor vært en ledende faktor for grottens endelige arkitektur.
- Orienteringen av marmorbeltet er NØ-SV, likt med Aspfjorddalen. Dette fører til at grunnvannsspeilet og dets hydrauliske gradient synker parallelt med beltet og dalen. Aspfjordgrottens lengste akse er også orientert i NØ-SV, og skyldes nok dalens dreneringsretning. Aspfjorddalens posisjon over marmorbeltet kan skyldes både tektoniske svakheter, slik de er målt fra lineamentene, eller mer sannsynlig at marmorens kontaktbergarter er mer motstandsdyktige mot erosjon enn marmor.
- Dateringer av en speleothem fra Aspfjordgrotten gir grotten en minimumsalder på  $147 \pm 15$  ka, og denne alderen antas å gjelde for grottens eldste del. Den maksimale alderen på grotten kan, som diskutert, være mye høyere, men dateringen bekrefter at isbreer igjennom siste interglasiøle-glasiøle syklus har gått over grotten etter at passasjen med speleothemen ble dannet. Dette samsvarer da med morfologiske observasjoner i de nedre delene av grotten.
- Trenden av de målte fotolineamentene sammenfaller med grottekorridorenes og glimmerskiferens orientering, med orienteringer som ligger mellom NNØ-SSV og NØ-SV. Dette antyder likheter mellom regional strukturgeologi og Aspfjords lokale strukturgeologi, og betyr at de trolig skyldes samme tektoniske spenningsregimer. Foruten å sammenfalle med den kaledonske strøkretningen, kan de regionale spenningene som har påvirket området, skyldes både midthavsryggen *Mohnryggen* og *Vestfjorden-Vanna forkastningen* (sinistral-skrå bevegelse), som begge er orientert i NØ-SV. Med denne samsvarende orienteringen kan de ha dannet sprekkene som ledet Aspfjordgrottens utvikling.

- Aspfjordgrottens morfologi antyder en tilstedeværelse av lagparallelle sprekker. Dette er en av mange indikatorer som tyder at glasialer og interglasialer har påvirket spenningsregimet igjennom pålasting og avlasting. Dette har trolig hatt større betydning for videre grottedannelse enn de (eldre) tektoniske spenningene som initierte speleogenesen.

## 8 Videre arbeid

Videre arbeid gjelder i hovedsak å forbedre datasettet av strukturgeologiske målinger og undersøkelser både i Aspfjordgrotten og i området rundt. Dette vil kunne gi en dypere forståelse av hvordan spenningsregimet har påvirket grottens utforming.

Flere dateringer i grotten vil også kunne forbedre dannelseshistorien, og forløpet kan lettere knyttes opp mot eksisterende klimaarkiv.

Utregning av erosjonsrate for dalen, ved hjelp av flere dateringer fra grottens passasjer, kan gi en bedre hydrologisk rekonstruksjon.

Undersøkelse av andre grotter i Nordland med de samme parameterne, vil kunne gi et bra sammenligningspotensiale. Ved å se etter likheter i grottegeometri og dannelseskronologi, kan man mulig få mer forståelse for hvilke faktorer som på mer generelt grunnlag styrer speleogenese i stripekarst.

## 9 Referanser

- Augland, L. E., Andresen, A., Corfu, F., Simonsen, S. L., & Andersen, T. (2012). The Beiarn nappe complex: a record of Laurentian Early Silurian arc magmatism in the Uppermost Allochthon, Scandinavian Caledonides. *Lithos*, *146*, 233-252.
- Barnes, C. G., Frost, C. D., Yoshinobu, A. S., McArthur, K., Barnes, M. A., Allen, C. M., Nordgulen, Ø., & Prestvik, T. (2007). Timing of sedimentation, metamorphism, and plutonism in the Helgeland Nappe Complex, north-central Norwegian Caledonides. *Geosphere*, *3*(6), 683-703.
- Barnes, C. G., Reid, K., Frost, C. D., Barnes, M. A., Allen, C. M., & Yoshinobu, A. S. (2011). Ordovician and Silurian magmatism in the Upper Nappe, Uppermost Allochthon, Helgeland Nappe Complex, north-central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, *91*(3), 121-136.
- Bögli, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Berlin: Springer.
- Culver, D. C., & White, W. B. (Eds.). (2005). *Encyclopedia of caves* (71). Amsterdam: Elsevier.
- Dreybrodt, W., & Gabrovšek, F. (2000). Dynamics of the evolution of single karst conduits. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, 184-193.
- Ford, D. C., & Ewers, R. O. (1978). The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *15*(11), 1783-1798.
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology* (Vol. 576). Chichester: John Wiley & Sons.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, *82*(3), 153-174.
- Gams, I. (1993). Origin of the term “karst,” and the transformation of the classical karst (kras). *Environmental Geology*, *21*(3), 110-114.
- 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.
- Goldscheider, N. & Drew, D. (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. London: Taylor & Francis Group.
- Gustavson, M., Cooper, M. A., Kollung, S., & Tragheim, D.G. (2004). Berggrunnskart Fauske 2129 IV, 1:50 000. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Hambrey, M. J., & Glasser, N. F. (2012). Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. *Sedimentary Geology*, *251*, 1-33.
- Heap, D. (1969): Report of the British Speleological Expedition to Arctic Norway 1969, including the work of 1968 Hulme School's Expedition Kendal Caving Club, 37.
- Heeb, B. A. (2010). General Calibration Algorithm for 3-Axis Compass/Clinometer Devices, *CREG Journal*, *73*, 12-18
- Hudak, P.F. (2000). *Principles of Hydrogeology*, 2nd ed. Florida: CRC Press LLC.
- Kleman, J., & Glasser, N. F. (2007). The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, *26*(5-6), 585-597.

- Klimchouk, A., & Ford, D. (2000). Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, 47-53.
- Knežević, J., Heldal, T., Lauritzen, S. E., & Haukdal, I. (2019). Cave and Karst Database. *I: Abstracts and Proceedings of the 33rd Geological winter meeting*, Bergen: The Geological Society of Norway, 49.
- Kociánová, L., & Melichar, R. (2016). OATools: An ArcMap add-in for the orientation analysis of geological structures. *Computers & Geosciences*, 87, 67-75.
- Lauritzen, S. E. (1995). High-resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems. *Quaternary Research*, 43(2), 133-146.
- Lauritzen, S. E. (2001) Marble Stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica*, 30, 47-79.
- Lauritzen, S. E. (2010). *Grotter: Norges ukjente underverden*. Oslo: Tun.
- Lauritzen, S. E. (2017). *Karst og grottelære*. Bergen: Universitetet i Bergen. Upublisert manuskript.
- Lauritzen, S. E., & Lundberg, J. (2000). Solutional and erosional morphology. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Huntsville, 408-426.
- Lauritzen, S. E., & Solbakk, T. (2008). Grotto 4.023: Kort bruksanvisning. 1-20.
- Lauritzen, S. E., & Skoglund, R. Ø. (2013). Glacier ice-contact speleogenesis. *Treatise geomorphol*, 6, 363-396.
- Lauritzen, S. E., & Mihevc, A. (2015). Large-passage cross-sections: the A-frame lesson. *I: Caves - exploration and studies: program, excursions, UIS & abstracts. 23rd International Karstological School "Classical Karst"*, Postojna: Karst Research Institute ZRC SAZU
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Mangerud, J., Jansen, E., & Landvik, J. Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 11-26.
- McKerrow, W. S., Mac Niocaill, C., & Dewey, J. F. (2000). The Caledonian orogeny redefined. *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1149-1154.
- Melezhik, V. A., Roberts, D., Gjelle, S., Solli, A., Fallick, A. E., Kuznetsov, A. B., & Gorokhov, I. M. (2013). Isotope chemostratigraphy of high-grade marbles in the Rognan area, North-Central Norwegian Caledonides: a new geological map, and tectonostratigraphic and palaeogeographic implications. *Norwegian Journal of Geology*, 93(2).
- Nesje, A., & Whillans, I. M. (1994). Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9(1), 33-45.
- Nesje, A. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nordgulen, Ø., Bickford, M. E., Nissen, A. L., & Wortman, G. L. (1993). U-Pb zircon ages from the Bindal Batholith, and the tectonic history of the Helgeland Nappe Complex, Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society*, 150(4), 771-783.
- O'leary, D. W., Friedman, J. D., & Pohn, H. A. (1976). Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469.
- Olesen, O. (1988). The Stuaragurra Fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68(2), 107-118.

- Olesen, O., Henkel, H., Bernt Lile, O., Muring, E., Ronning, J. S., & Torsvik, T. H. (1992). Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72(3), 301-306.
- Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92, 12-29.
- Palmer, A. N. (1984). Geomorphic interpretation of karst features. *Groundwater as a geomorphic agent*, 173-209.
- Palmer, A. N. (2001). Dynamics of cave development by allogenic water. *Acta carsologica*, 30(2), 13-32.
- Roberts, D., Melezhik, V. M., & Heldal, T. (2002). Carbonate formations and early NW-directed thrusting in the highest allochthons of the Norwegian Caledonides: evidence of a Laurentian ancestry. *Journal of the Geological Society*, 159(2), 117-120.
- Schwartz, F. W., & Zhang, H. (2003), *Fundamentals of ground water*, New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F., & Ellingsen, K. L. (1995). Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75(2-3), 65-87.
- 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, 123-137.
- Suchet, P. A., Probst, J. L., & Ludwig, W. (2003). Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2).
- Vorren, T. O., & Plassen, L. I. V. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord–Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), 97-125.
- White, E. L., & White, W. B. (2000). Breakdown morphology. *Speleogenesis–Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Huntsville, 427-429.

## Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2004). Misvisningsprogram for perioden 1983-2020. Tilgjengelig fra: [www.misvisning.kartverket.no](http://www.misvisning.kartverket.no)

Kartverket (2019a). Høydedata. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>

Kartverket (2019b). Norgeskart. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>

NGU (2019a). Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: [http://geo.ngu.no/kart/berggrunn\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/)

NGU (2019b). Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: [http://geo.ngu.no/kart/losmasse\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/)

Norge i bilder (2019). Norge i Bilder. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgebilder.no/>

