

KARTLEGGING AV KARSTGROTTER OG
OVERFLATEKARST VED
REINGARDSLIVATNET, MO I RANA

Alexander G. Stadheim

Masteroppgave i Naturgeografi



Institutt for Geografi
Universitetet i Bergen

Mai 2016

Forord

Det er mange som skal takkes i forbindelse med denne masteroppgaven. Først vil jeg takke min hovedveileder Rannveig Øvrevik Skoglund og medveileder Stein-Erik Lauritzen for god hjelp både med felt- og det teoretiske arbeidet.

Takk til L.Meltzers høyskolefond og det Samfunnsvitenskapelige Fakultet for økonomisk støtte til mastergraden.

En stor takk til mine medstudenter Hege Kilhavn, Severin Lölkes og Einar Taule Øyehaug, for godt samarbeid under feltarbeidet og det bearbeidende kartleggingsarbeidet. Takk også til de mange frivillige som tok av sin egen tid for å hjelpe oss studenter med kartleggingsarbeidet, dette gjelder Sverre Aksnes, Torstein Almo, Cathrine Espeland, Ole Even Heggset og Johannes Vik Seljebotn.

Jeg vil også takke Svein Olaf Dahl og Erlend Sporstøl Vikestrand for transport av gummibåt og hjelp til kartlegging av Reingardslivatnet. Takk til grunneier Knut Stormo for blant annet transport av utstyr opp til feltområdet.

Takk til alle de resterende ansatte på Geografisk Instituttet som jeg har banket på døren til for råd og vink på veien.

Til slutt vil jeg takke min familie og nære venner for moralsk støtte under arbeidet med denne masteroppgaven.

Bergen, mai 2016

Alexander G. Stadheim

Sammendrag

Karst er en samlebetegnelse på landformer som hovedsakelig er dannet ved hjelp av kjemisk oppløsning. Denne masteroppgaven er et bidrag til det nyoppstartede "Reingardslisprosjektet" som skal kartlegge karstgrottene ved Reingardslivatnet over en 4 års periode. Hovedfokuset i denne masteroppgaven har vært å undersøke sammenheng mellom karstgrottene i berggrunnen og karstformene på overflaten, samt grottenes terrengposisjon og relasjon til Reingardslivatnet, og istidshistorie. Det er blitt kartlagt totalt 7761 meter med grottepassasje under feltperioden i august 2015. 204 doliner er også registrert med lengde, bredde, dybde og orientering. Et dybdekart av Reingardslivatnet presenteres i oppgaven, basert på en re-kartlegging dybdeforholdene i vannet. Det er også registrert oppløsningshull ved den sørlige delen av Reingardslivatnet.

Studiet av dolinetettheten viser at dolinene ved Reingardslivatnet er lite utviklet og er relativt grunne med et halveringsdyp ($Z_{1/2}$) på 0,58 m. Dette kan indikere at de er av relativt ung alder og trolig dannet postglasialt. Den kartlagte trenden til dolinene korrelerer ikke med den dominerende passasjetrenden i grottesystemet under. Små overflateformer som oppløsningshull og små doliner har trolig blitt erodert vekk av tidligere isbreutbredelsen. Grottesystemet i berggrunnen har derimot blitt bevart igjennom flere glasieringer ettersom en stalagmittplate i *Lapphullet* er blitt datert av Lauritzen *et al.* (1990) til minimum 730 000 år. Vadose nedskjæringer i *Nordgangen Corbel* i *Larshullet* er derimot tolket til å være dannet etter siste isavsmelting (ca. 9000 år B.P) ettersom de korrelerer med marin grense i området.

Den mest plausible situasjonen for å få gjennomstrømning av vann igjennom grottesystemet ved Reingardslivatnet er tolket til å være en sørlig isbrebevegelse. Brebevegelsen som dannet selve bassenget til Reingardslivatnet må trolig være av et eldre kontinentalt isbredekke som beveget seg i vestlig/sørvestlig retning, ettersom det var under denne situasjonen hele feltområdet var dekket av isbre.

Resultater fra grottekartlegging og studier av overflatekarst konkluderer med at det ikke er en observerbar hydrologisk kobling mellom Reingardslivatnet og karstgrottene i dagens situasjon. Dette skyldes at vannspeilet til Reingardslivatnet i dag ligger på 361 moh. og den nærmeste laveste grotteinngangen (*Nordre Lapphullet*) har en dagåpning som ligger 390 moh.

Innholdsfortegnelse

1	INNLEDNING	1
1.1	Bakgrunn for oppgaven	2
2	MÅLSETTING/PROBLEMSTILLING	5
3	OMRÅDEBESKRIVELSE	7
3.1	Lokalt klima	10
3.2	Berggrunn	11
3.3	Kvartærgeologi	13
4	TEORI	15
4.1	Kjemi	15
4.2	Grottedannelse	18
4.3	Passasjemorfologi	19
4.4	Grotte mønster	21
4.5	Fords 4 fase modell	22
4.6	Paragenese	23
4.7	Dolinedannelse	23
4.7.1	Dolinedyp	26
4.8	Glacial karst	27
4.9	Subglacial drenering	28
5	METODER	31
5.1	Kartlegging av karstformer på overflaten	31
5.2	GIS	32
5.3	Drone	32
5.4	Grottekartlegging	33
5.4.1	Sedimenter i grottene	35
5.4.2	Strømskåler i grottene	35
5.5	Innhenting av dybdedata fra Reingardslivatnet	36
5.6	Doline registrering	37

6	RESULTATER	39
6.1	Larshullet: UTM 33 W 0463693 7367977	39
6.1.1	Fra inngang til dagåpning.....	39
6.1.2	Labyrint ved første sjakt	40
6.1.3	Storkirken og Fossehallen	40
6.1.4	Tunnelen.....	41
6.1.5	Splitten	42
6.1.6	Sørgangen.....	43
6.1.7	Nordgangen	44
6.1.8	Nordgangen Corbel.....	45
6.2	Tolkning Larshullet	52
6.3	Lapphullet Posisjon UTM 33 W 0463343 7367888	53
6.3.1	Inngangsparti.....	53
6.3.2	100 meters punkt, Gunnar Horn.....	53
6.3.3	Kollapsgangen.....	54
6.3.4	200 meters punkt, Gunnar Horn.....	54
6.3.5	Low-level route	55
6.3.6	High-level route	55
6.3.7	Rodent passage	56
6.3.8	Gjelet (nedre del).....	56
6.3.9	Drainpipe	57
6.4	Tolkning Lapphullet	60
6.5	Tolkning hele grottesystemet	61
	64
6.6	Dybdekart av Reingardslivatnet.....	65
6.7	Doliner	69
6.7.1	Dolinedyp	74
6.8	Oppløsningshull	76

7	DISKUSJON	81
7.1	Forholdet mellom dolinepopulasjonen på overflaten og karstgrottene i berggrunnen under 81	
7.2	Samspillet mellom karstforekomstene ved Reingardslivatnet og den skiftende isbreutbredelsen på overflaten.	84
7.2.1	Oppdemming av Reingardslivatnet grunnet isbre.	88
7.3	Sammenhengen mellom Reingardslivatnet og karstgrottene i berggrunnen	92
8	KONKLUSJON	95
9	REFERANSER	97
10	APPENDIKS	101
10.1	Appendiks A. Doline data	101
10.2	Appendiks B. Grottekart av Larshullet	109
10.3	Appendiks C. Grottekart av Lapphullet.....	113
10.4	Appendiks D. Grottekart av Larshullet (tverrsnitt).....	115
10.5	Appendiks E. Grottekart av Lapphullet (tverrsnitt).....	117
10.6	Appendiks F. CD med grottekart i originalt A3 format.....	118

Figurliste

Figur 1. Kartutsnitt av grotteforekomster i Rana området (Hjorthen, 1968).....	2
Figur 2. Tverrsnitt av Røvassdalen, figur fra: (Lauritzen <i>et al.</i> , 1990)	3
Figur 3. Oversiktskart som viser feltområdet posisjon, Norge, Nordland, Mo i Rana, Reingardslivatnet (kartdata: Kartverket, Geovekst og kommuner, Geodata AS).	8
Figur 4. Oversiktskart over Reingardslivatnet (ekvidistanse 20 m). Kilde: (Kartverket, 2014)	9
Figur 5. Været som var, Storforshei, Rana (Nordland). Temperatur og nedbør fra mars 2015 til mars 2016 (YR.NO, 2016)	10
Figur 6. Berggrunn ved Reingardslivatnet (ekvidistanse 20 m). Blå felt = kalkspat/dolomittmarmor, rosa = glimmerskifer, grønt = morene materiale, hvit = kvartsittgang, lilla = metaryolitt. Kilde: (NGU, 2014)	12
Figur 7. Brebevegelses indikatorer, Svartisen området. Figur fra: (Blake og Olsen, 1999)	13
Figur 8. Utstrekning av det Eurasiske isdekket under LGM (ca. 20 000 år siden). Figur hentet fra: (Svendsen <i>et al.</i> , 2004)	14
Figur 9. Syklus som viser oppløsning og utfelling av kalkstein (Kilde: Lauritzen, 2010)	16
Figur 10. Konsentrasjon (C) og oppløsningshastighet (dC/dt). Når konsentrasjonen er lav (C) skjer oppløsningen hurtig, og omvendt når løsningen nærmer seg metning. (Lauritzen, 2015).....	17
Figur 11. Grottens utvikling. Figuren viser hvordan diameteren på grotten beveger seg fra 0.2mm til flere meter i vekstfasen. Her ser man også den enorme økningen i diameter ved kjemisk gjennombrudd (Lauritzen, 2015).....	18
Figur 12. Geologisk struktur og passasjeform. a, b, c, og d, er eksempler på freatisk passasjer med en eller flere ledespalter. e og f, indikerer en passasjeform dannet under vadose forhold. (Lauritzen og Lundberg, 2000, Sharp <i>et al.</i> , 1998)	20
Figur 13. Grotte mønster, a) forgrenet, b) nettverk, c) anastomoserende og d) svampmønster. (Palmer, 1991).....	21
Figur 14. Fords 4 fase modell for utvikling av grottesystem i åpne sirkulasjonssystem. Hentet fra: (Ford, 1971,) referert i (Ford og Williams, 2007)	22
Figur 15. De 3 første doline typene, samt deres dannelsesmekanisme. Modifisert figur hentet fra (Waltham og Fookes, 2003)	23
Figur 16. Steinugleflåget, kollapsdoline som fører ned i Plurasystemet i Plurdalen (foto forf).	24
Figur 17. Sprekkedoline, individuell karstsprekke med en bredde over 0.5 m, og med en definert avsluttet lengde. (Foto forf.)	25
Figur 18. Subglasial drenering gjennom Kvithola. Modifisert av Lauritzen og Skoglund (2013), basert på Lauritzen (1986)	27

Figur 19. Subglasial drenering igjennom en alpin isbre. hentet fra (Lauritzen og Skoglund, 2013) (basert delvis på: Sharp <i>et al.</i> , 1998)	29
Figur 20. Dannelse av en strømskål. Punkt 1 vannstrømmen splittes, Punkt 2 jetstrøm blir turbulent, Punkt 3 sirkulasjon, Punkt 4 hurtig oppløsning. (Curl, 1974).....	36
Figur 21. Storkirken sett fra nord, med den nedraste blokken <i>Alteret</i> opplyst av personen på bilde (Foto forf.)	41
Figur 22. Tunellen, Passasjen er ca. 10 - 15 meter bred og med ca. 8 meters takhøyde (Foto forf.)....	42
Figur 23. Splitten, <i>Nordgangen</i> til venstre og <i>Sørgangen</i> til høyre. (Foto forf.)	43
Figur 24. Paragenese i taket, tegn på at hele passasjen har vært full av sedimenter (Foto forf.).....	44
Figur 25. Tegnforklaring til grottekart, faktaboks, ansvarlig for kartografi og kartlegging.	46
Figur 26. Larshullet seksjon 1. Viser Inngang, Dagåpning, 1.sjakt, Labyrinten og Leirgangen.	47
Figur 27. Larshullet seksjon 2. Viser Fossehallen, Storkirken, Tunnelen og Splitten.....	48
Figur 28. Larshullet seksjon 3. Viser Splitten, Nordgangen, Sørgangen og Kjeden.	49
Figur 29. Larshullet seksjon 4. Viser fortsettelsen av Nordgangen, Sørgangen og Fossen.	50
Figur 30. Larshullet seksjon 5. Viser Krystallgangen, 2. Sjakt, Nordgangen J. Corbel, Horns ende og sandlåsen i Sørgangen.....	51
Figur 31. Tverrsnitt for Larshullet (fra a – n), tverrsnittene har likt orientering som kartleggingsrute, mot øst.....	52
Figur 32. 200 meters punkt (GH.) Passasjeformen er freatisk med halvør i taket. Passasjen har tydelige strømskåler i tak og på vegger (foto forf.)	55
Figur 33. Gjelet, området ved enden av Lapphullet. Inneholder store nedraste blokker og har tilnærmet vertikale vegger. Mulig bredere linseformet profil langs taket. (Foto forf.)	57
Figur 34. Lapphullet seksjon 1. Viser Inngang, Kollapsgangen, 1.(G.H), 2.(G.H), Drainpipe, High-level og Low-level route.....	58
Figur 35. Lapphullet seksjon 2. Viser Rodent passage, Wilf's passage, Gjelet og Vannlåsen.	59
Figur 36. Tverrsnitt Lapphullet. a – m, tverrsnittene er sett mot øst (kartleggingsretning).	60
Figur 37. Sammenstilling av Grottesystemet. 3D modell fra Grotto1f, modifisert i CorelDRAW. Sett fra sør, ca.50° vinkel.	61
Figur 38. Tverrsnitt av grottesystemet i terrenget. Max dybde Reingardslivatnet 280 moh. Marin grense est. 115 moh.....	63
Figur 39. Omriss av grottene georeferert i ArcGIS ved hjelp av GPS koordinatene til dagåpningene (ekvidistanse 5 m).	64
Figur 40. Foto av Reingardslivatnet, vannet ligger på 361 moh. og har et samlet areal på ca. 2.4 km ² (foto forf.)	65

Figur 41. Reingardslivatnet ovenfra. Oversiktsbilde hentet fra 3D modell som er laget med Agisoft PhotoScan ved hjelp av bilder fra Norge i 3D. (Norkart, 2016).....	65
Figur 42. Reingardslivatnet siden. Figuren viser vannet fra sør-østlig retning og gir et inntrykk av hvordan vannbassenget ligger i terrenget (Norkart, 2016).	66
Figur 43. Dybdekart Reingardslivatnet. Størst dybde er i den sørlige midtre delen av vannet, her er dybden mellom 70 og 80 meter. De grunne partiene ligger i de vestlige og østlige delene av vannet (ekvidistanse kartdata 20 m, dybdekart 5 m) (Figur forf. Kartdata fra Kartverket).	67
Figur 44. Fordeling doline type. 37 kollapsdolinere (18,1%), 121 løsmassedolinere (59,3%) og 46 sprekkedolinere (22,5%).	70
Figur 45. Doline posisjon. Figuren viser posisjonen til de ulike dolinene samt dagåpningene til grottene.	71
Figur 46. Doline dybde. Økende dybde er markert med større sirkel. 204 dolinere ble registrert i området over dagåpningene til grottene (ekvidistanse 5 m).	72
Figur 47. Rosediagram. Viser retnings trenden til dolinene ved Reingardslivatnet.	73
Figur 48. Grafisk framstilling av dolinedata for dybde og lengde. Dolinene er relativt grunne, (med noen unntak). Lengden på dolinene varierer i større grad med den lengste på 70 meter.	74
Figur 49. Fordeling av dolinedyp.	75
Figur 50. Halveringsdyp ($Z_{1/2}$)	75
Figur 51. Oppløsningsgroper ved Reingardslivatnets sørlige områder (foto forf.)	76
Figur 52. Nærbilde av oppløsningsgroper i den sørlige delen av Reingardslivatnet. Gropene på bildet har en diameter mellom 4 – 15 cm (foto forf.).....	77
Figur 53. Oppløsningsgroper nr.1 ved 33 W 0463261, 7368115. Gropene her har en dybde mellom 3 – 8 cm, og en diameter mellom 4 og 20 cm.	78
Figur 54. Oppløsningsgroper nr.2 ved 33 W, 0462981, 7368252. Gropene her har en dybde mellom 3 – 8 cm, og en diameter mellom 6 og 13 cm.	78
Figur 55. Plott av dybde mot diameter for oppløsningsgroper nr.1.	79
Figur 56. Plott av dybde mot diameter for oppløsningsgroper nr.2	79
Figur 57. Rosediagram for: samtlige dolinere, dolinere ≥ 10 m, Lapphullet og Larshullet. (fra programmet Stereonet, (Allmendinger <i>et al.</i> , 2016)).....	82
Figur 58. «Bilvask». Kontinental isdekke (a), nær isfront (b), isfront ved grottene (c) og en tilbaketrukket isbre (d) påvirker grottene. (hentet fra: (Lauritzen, 2010, Ford og Williams, 2007)	85
Figur 59. Sørlig isbevegelse fra Svartisen (røde og mindre svarte piler). Figur modifisert fra (Blake og Olsen, 1999)	86
Figur 60. Østlig isbre bevegelse. Dannelse av Reingardslivatnet, figur modifisert fra (Blake og Olsen, 1999)	87

Figur 61. Isbreutbredelse. Figuren viser et tenkt 500 meters tykt isdekke i de tre dalene, basert på tall fra Blake og Olsen (1999) (ekvidistanse 20 m)	89
Figur 62. Tverrsnitt av Røvasdalen ved Reingardslivatnet. Et forenklet omriss av grottesystemet vises i rødt, helningen er her sterkt overdrevet og er i virkeligheten ca. 12 grader.....	90
Figur 63. Brearm i Røvasdalen. Ca. 500 meters tykk brearm i Røvasdalen basert på (Lauritzen <i>et al.</i> , 1990, Blake og Olsen, 1999).	91

1 INNLEDNING

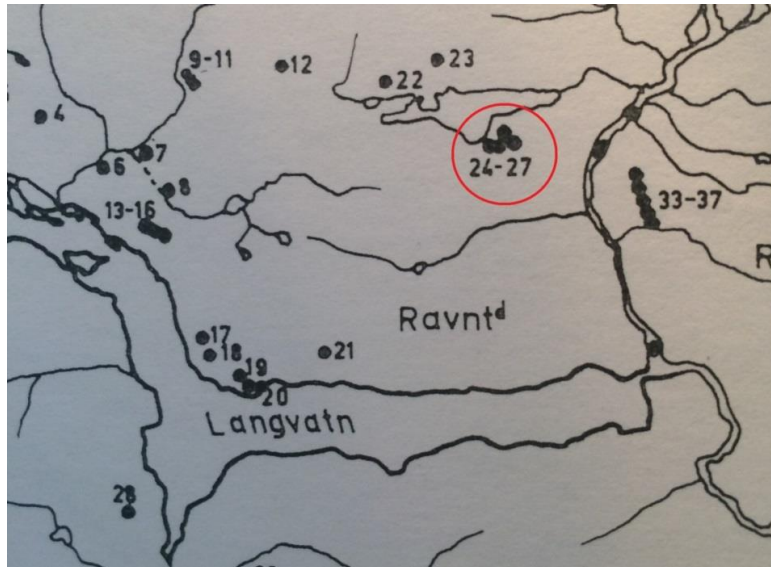
Karst er en samlebetegnelse på landformer som hovedsakelig er dannet ved hjelp av kjemisk oppløsning. Karstifiseringen påvirker landskapet på en karakteristisk måte ved hjelp av oppløsning og danner forskjellige typer karstformer både på overflaten og nede i berggrunnen. I Norge er det karstformen *Stripekarst* som dominerer, hvor tynne utstrakte marmorband blir karstifisert (Horn, 1947, Lauritzen, 2001). Marmorbandene er blitt foldet og strukket i forbindelse med tidligere fjellkjedefoldinger, og ligger i dag mellom andre mindre oppløselige bergarter. I Mo i Rana områdene er det ofte tette lag av ulike glimmerskifer som er foldet sammen med marmoren. Disse glimmerskifer horisontene fungerer ofte som barrierer for karstgrottene som følger de lettere oppløsbare marmorlagene. Oppløsningen av kalkstein eller metamorf kalkstein også kjent som marmor, krever rennende vann over lang tid. I Norge, på lik linje med resten av Nord-Europa, har landskapet blitt preget av gjentatte glasiasjoner i form av istider. Dannelsen av passasjer nede i berggrunnen har også blitt påvirket av isutbredelsen på overflaten (Ford, 1983, Ford, 1987, Lauritzen, 1986, Lauritzen og Skoglund, 2013, Cooper og Mylroie, 2015) .

Smeltevann fra isbreer er en mulig pådriver for grottedannelse, i ablasjonssesongen smeltes store mengder med is og snø, slik at smeltevannet fyller alle sprekker og hull. Denne tilgangen på rennende vann fører til karstifisering av landskapet. Isbreene har også en hemmende effekt ved at smeltevannet inneholder mye slam og sedimenter som igjen hindrer karstifiseringen (Lauritzen og Skoglund, 2013). Samt at den gjennomsnittlige temperaturen synker under glasiasjoner, noe som har en negativ effekt på de kjemiske reaksjonene (e.g. *ibid.*)

Masterprosjektet er en del av det nyoppstartede "Reingardslisprosjektet" som skal kartlegge karstgrottene ved Reingardslivatnet over en 4 års periode. Den første feltperioden for dette prosjektet var august 2015. Medstudent Øyehaug (2016) presenterer i sin masteroppgave resultater med hovedfokus på strukturgeologien av grottesystemet, juni 2016. Flertallet av grottene ved Reingardslivatnet er fredet og re-kartlegging av disse grottene har vært ønsket.

1.1 Bakgrunn for oppgaven

De fire karstgrottene Lapphullet, Larshullet, Olavsgrotten og Persgrotten ligger alle like sør for Reingardslivatnet. De tre første grottene har tidligere blitt kartlagt av blant annet Horn (1947) og senere beskrevet av Hjorthen (1968). Videre følger en kort beskrivelse av de fire grottene basert på tidligere utgivelser av de nevnte forfatterne. Omtrentlig plassering er også vist i Figur 1 "Kartutsnitt av grotteforekomster i Rana området" som er hentet fra Hjorthen (1968) sitt oversiktskart over grotter i Rana området.

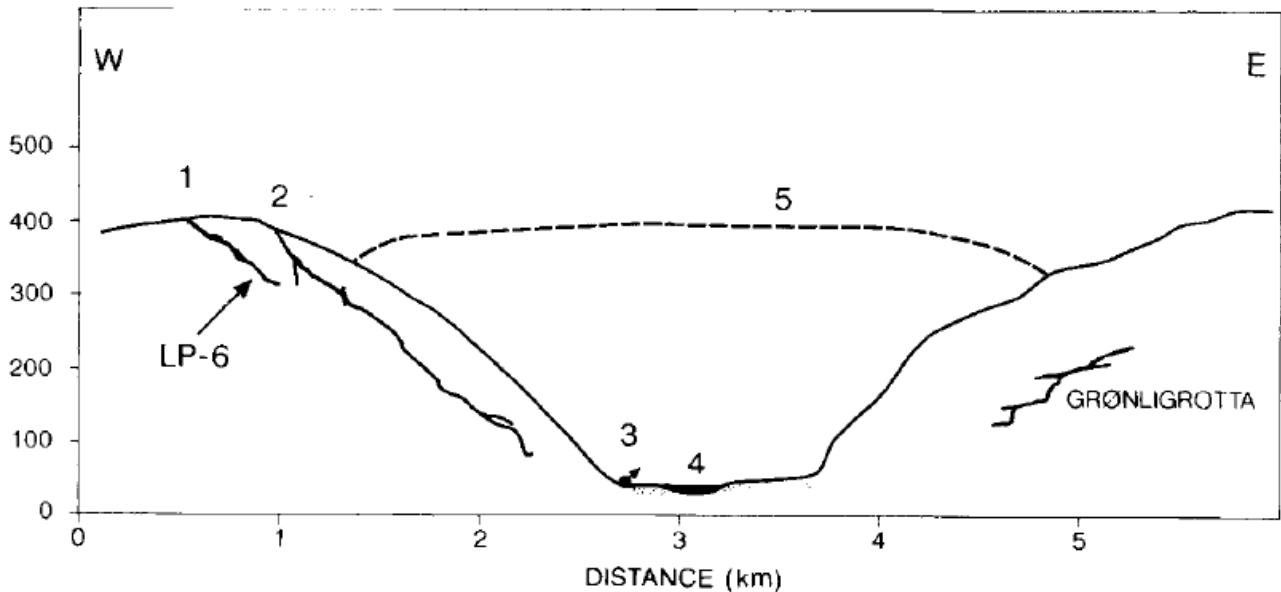


Figur 1. Kartutsnitt av grotteforekomster i Rana området (Hjorthen, 1968)

Lapphullet (24) ligger ca. 400 moh. og ble besøkt av O. A. Corneliussen allerede i 1874, deler av den har tidligere blitt kartlagt av både John Oxaal i 1914 og Gunnar Horn i 1934 (Hjorthen, 1968). Grotten ble den gang kartlagt til ca. 390 m lang. Den ytre delen av grotten er ganske komplisert, med hulrom i to etasjer, mens de indre delene er rettlinjede ganger som følger sprekkedannelser (ibid).

Larshullet (25) er Ranas dypeste og en de lengste grottene i Rana området med en tidligere kartlagt lengde på ca. 2900 m og en dybde på 326 m. Åpningen er derimot veldig liten og ikke lett å finne, de ytre delene av grotten er trang og vanskelig å forsere, en kan først gå oppreist etter 200 m (Hjorthen, 1968). Grotten deler seg etter hvert i to ganger "Sørgangen" og "Nordgangen" som fortsetter parallelt innover grottesystemet. "Sørgangen" ender i en sandfylt passasje, mens "Nordgangen" ender i en sjakt ca. 23 m dyp, med mulig fortsettelse i bunnen av sjakten (Horn, 1947). I Lapphullet har Lauritzen *et al.* (1990) funnet og datert en stalagmitt som er over 700 000 år gammel. Dette funnet er en god indikasjon på at enkelte av grottene

blir bevart gjennom istidene og ikke ødelegges av fremrykkende is. Figur 2 er hentet fra artikkelen til Lauritzen *et al.* (1990) og viser et tenkt scenario der en lokal brearm har lagt i Røvassdalen og ledet smeltevannet gjennom grottene på sidene. Mot vest er Lapphullet og Larshullet markert, og mot øst ligger Grønligrotten.



Figur 2. Tversnitt av Røvassdalen, figur fra: (Lauritzen *et al.*, 1990)

Olavgrotten (26) ligger sør for Larshullet og har en opprinnelig kartlagt lengde på ca. 525 m og dybde på ca. 60 m. Inngangen er også her meget trang og har en typisk trykkledningsprofil som kjennetegner en freatisk passasje (Hjorthen, 1968). Grotten ligger i samme lag av marmor og følger derfor denne kalksteinsgangen innover grottesystemet (Horn, 1947). I grottens dypeste punkt finnes det også stillestående vann, der nivået på vannet varierer med sesong (*ibid.*).

Persgrotten (27) ble oppdaget av Per Bjørnå i 1957, inngangen er trang og fører til en nesten loddrett 11 meters sjakt, denne fører igjen til en 10 m lang hall (Hjorthen, 1968). Den totale lengden er ikke oppgitt av Hjorthen og grotten er derfor trolig lite kartlagt eller veldig vanskelig å forsere, det skal imidlertid finnes dryppstein forekomster i enden av hovedgangen.

Hovedfokuset i denne masteroppgaven omhandler grottene Larshullet og Lapphullet, ettersom disse grottene ble ferdig kartlagt i feltperioden i august 2015. Olavgrotten ble ikke kartlagt av studenter og inngår derfor ikke i denne masteroppgaven, bortsett fra i en del oversiktsfigurer for å vise grotteforekomstene ved Reingardslivatnet. Persgrotten ble ikke kartlagt i denne feltperioden og inngår derfor ikke i oppgaven.

2 MÅLSETTING/PROBLEMSTILLING

Oppgavens målsetting er å kartlegge og analysere karstgrottene i berggrunnen og utvalgte karstformer på overflaten ved Reingardslivatnet. Hovedfokuset i denne oppgaven har vært å undersøke sammenheng mellom karstgrottene i berggrunnen og karstformene på overflaten, samt grottenes terrengposisjon og relasjon til Reingardslivatnet, og istidshistorie. Denne målsetningen er blitt formulert til tre delproblemstillinger som brukes videre i oppgaven, og fungerer som grunnlag i diskusjonskapittelet.

- 1. Hvordan er forholdet mellom dolinepopulasjonen på overflaten og karstgrottene i berggrunnen under?**
- 2. Hvordan har samspillet mellom karstforekomstene ved Reingardslivatnet og den skiftende isbreutbredelsen på overflaten foregått?**
- 3. Er det en sammenheng mellom Reingardslivatnet og karstgrottene i berggrunnen?**

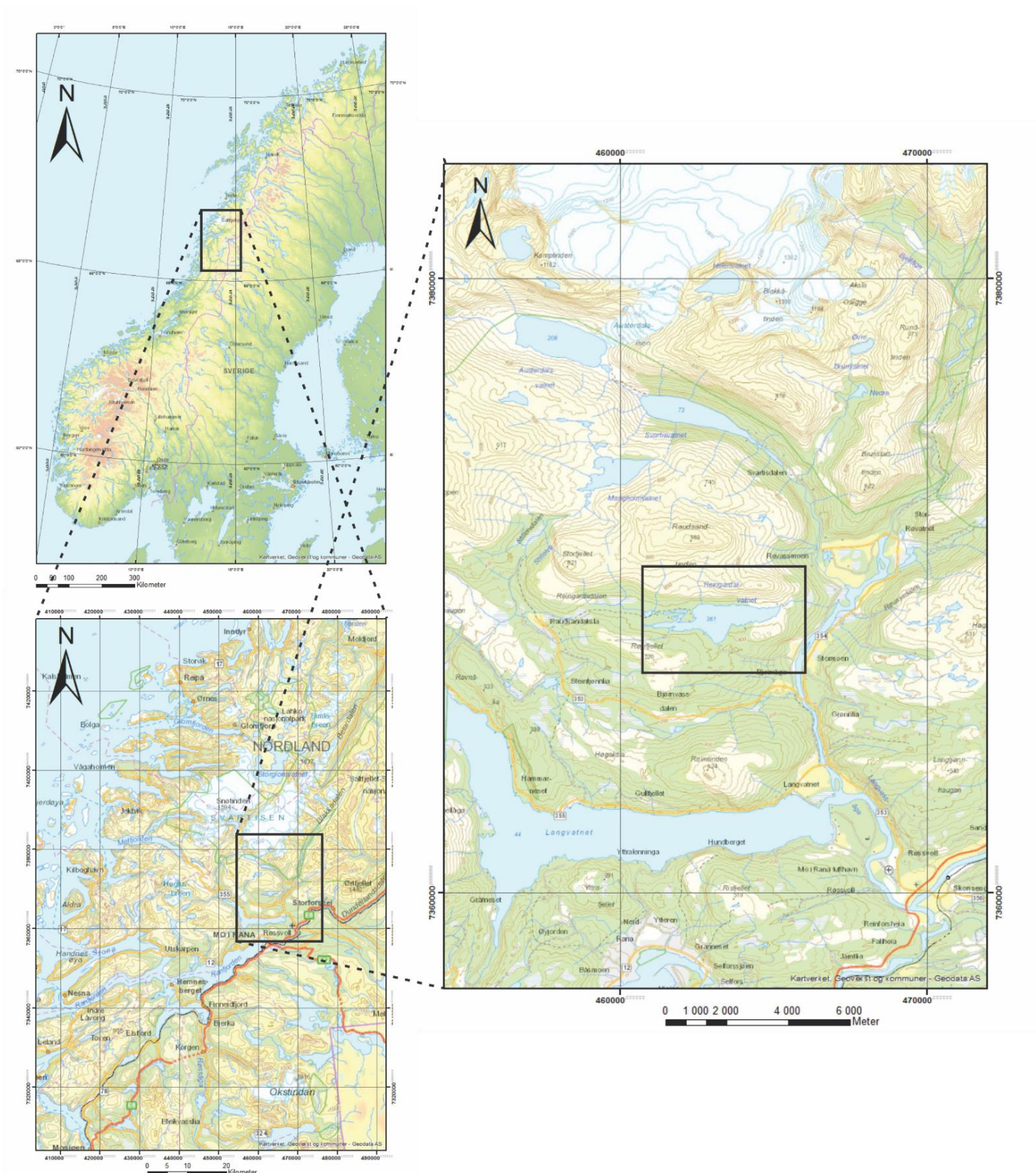
Videre følger en områdebeskrivelse av feltområdet ved Reingardslivatnet, samt feltområdets geografiske posisjon som vises i Figur 3. Reingardslivatnet ligger i Mo i Rana, Nordland. I områdebeskrivelsen dekkes tema som lokalt klima, berggrunn, kvartærgeologi og tidligere isbreutbredelse.

3 OMRÅDEBESKRIVELSE

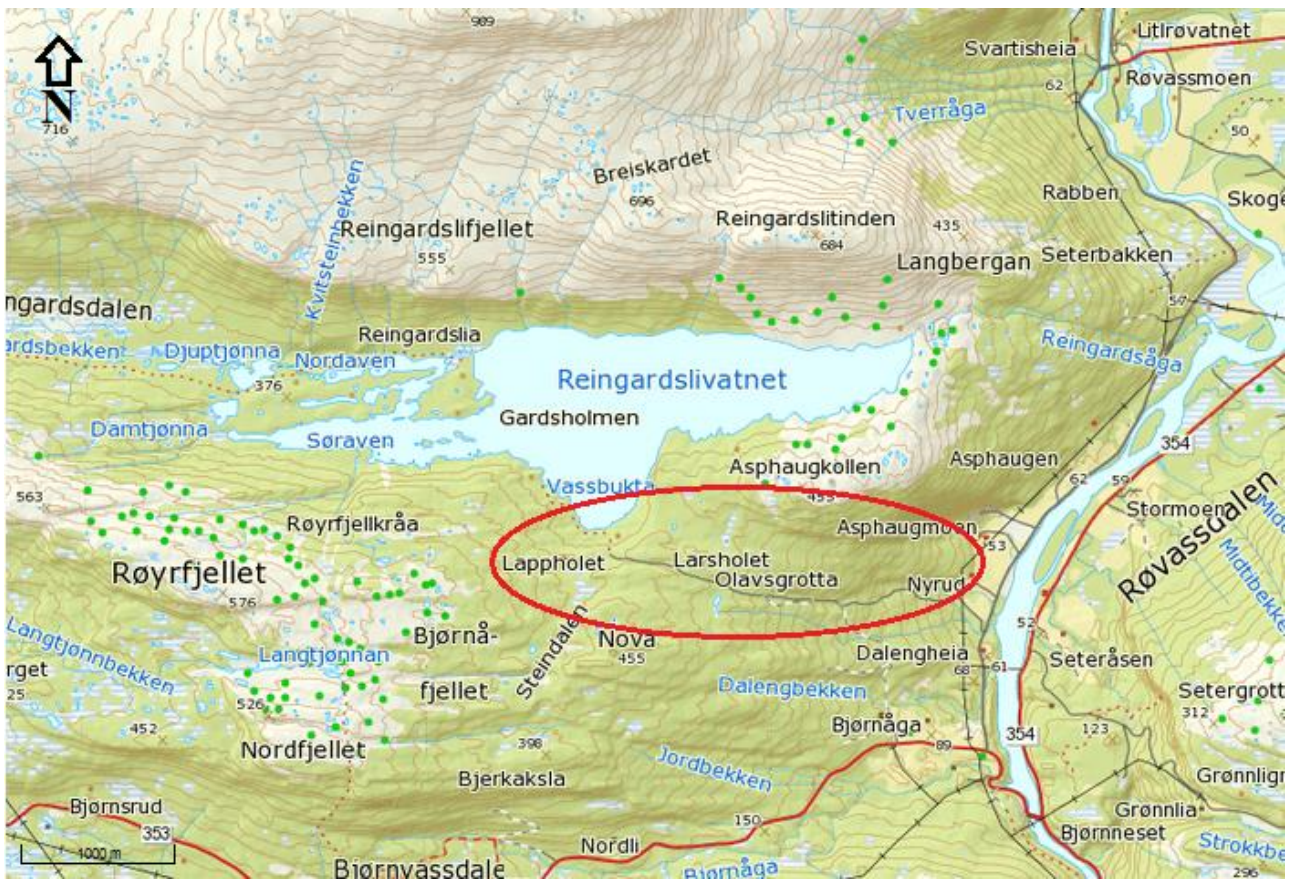
Feltområdet ligger sørvest for Polarsirkelen og Saltfjellet, omtrent 12 km nord for Mo i Rana (66° N, 14° Ø). Reingardslivatnet ligger i Reingardsdalen som er en forsenkning mellom Røyrfjellet og Raudsandtinden. Øst for feltområdet ligger Røvassdalen som er hoveddrenering for feltområdet sørover mot Langvatnet (ca. 6 km sør) og videre ut i Ranfjorden (ca. 10 km sør). Vest for feltområdet ligger Glomdalen som drenerer vann ut i de nordvestre delene av Langvatnet. Nærmeste isbre er Svartisen som ligger ca. 20 km i luftlinje nord for feltområdet. Svartisen består i dag av to platåbreer (øst- og vestisen), med den isfrie Vesterdalen i mellom. Området har en typisk glasialmorfologi der hovedaktøren for landskapsdannelsen er breerosjon. Feltområdet er rikt med karstforekomster og Grønligrotten som er en av Norges mest besøkte ligger også i nærområdet til feltområdet, sammen med mer enn 250 andre grotter. Ut ifra Figur 3 ser en at det er både elver og innsjøer som påvirker feltområdet både direkte og indirekte. Elver som plutselig forsvinner fra terrenget og dukker opp igjen lengre nede i dalen, er et godt tegn på tilstedeværelsen av karstgrotter.

Terrenget er preget av stedvis tett bjørkevegetasjon, samt åpnere områder med mindre buskvekster. Den tette vegetasjonen gjør det vanskelig å observere kartstformene på avstand og man ser gjerne ikke karstformene før man står over dem. Kartlegging på høsten før snøen faller, er derfor å anbefale.

Hovedfokuset i feltområdet ligger i skråningen rett sør for Reingardslivatnet, markert med en rød sirkel i Figur 4. Her ligger grottene "Lapphullet", "Larshullet", "Olavsgrotten" og "Persgrotten", som alle er kjente og fredete grotter. Det er disse fire grottene som hovedsakelig vil bli kartlagt i grottekartleggingsarbeidet i løpet av en fire års periode. Larshullet og Lapphullet har hovedfokus i denne masteroppgaven. Stedsnavn som brukes i oppgaven vises også i denne figuren.



Figur 3. Oversiktskart som viser feltområdet posisjon, Norge, Nordland, Mo i Rana, Reingardslivatnet (kartdata: Kartverket, Geovekst og kommuner, Geodata AS).

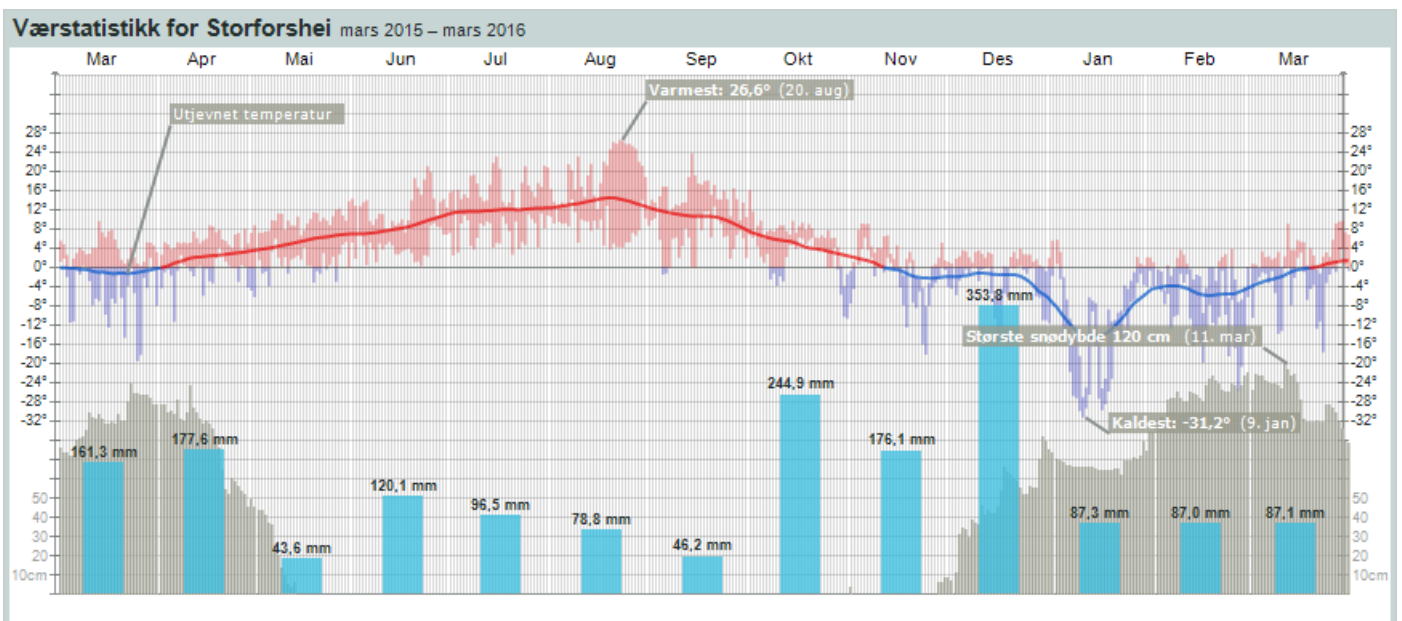


Figur 4. Oversiktskart over Reingardslivatnet (ekvidistanse 20 m). Kilde: (Kartverket, 2014)

3.1 Lokalt klima

Årlig nedbør for feltområdet ligger mellom 1600 - 1700 mm. Store deler av den årlige nedbøren kommer ned som snø på vinterhalvåret, samt regn på høsten. Figur 5 viser nedbør og temperatur i perioden mars 2015 til mars 2016, som var et relativt normalt år klimatisk sett. Storforshei er den nærmeste målestasjonen til feltområdet som også registrerer nedbør, stasjonen ligger ca. 15 km i luftlinje øst for Reingardslivatnet. Figuren viser at de store nedbørsmånedene er oktober, november, desember, samt mars og april. Gjennomsnittlig temperatur ligger stort sett under 0 °C i månedene desember – mars, og mellom 0 til 16 °C fra mars – nov. Ytterpunktene i temperatur er 26,6 °C i august og -31,2 °C i januar.

Figurforklaring modifisert fra YR.NO (2016); *Den røde/blå streken viser middeltemperatur over døgnet, de røde/blå feltene viser temperaturvariasjonene gjennom døgnet, de lyseblå søylene viser total nedbør denne måneden og de mørkegrå søylene bak nedbøren viser målt snødybde dag for dag.* Snødybden ligger stort mellom 50 til 100 cm gjennom hele vinteren, før den minker og forsvinner helt i midten av mai. Figuren viser som tidligere nevnt kun registreringen for ett år, men er brukt for å gi en indikasjon på hvordan det lokale klimaet er ved feltområdet.



Figur 5. Været som var, Storforshei, Rana (Nordland). Temperatur og nedbør fra mars 2015 til mars 2016 (YR.NO, 2016)

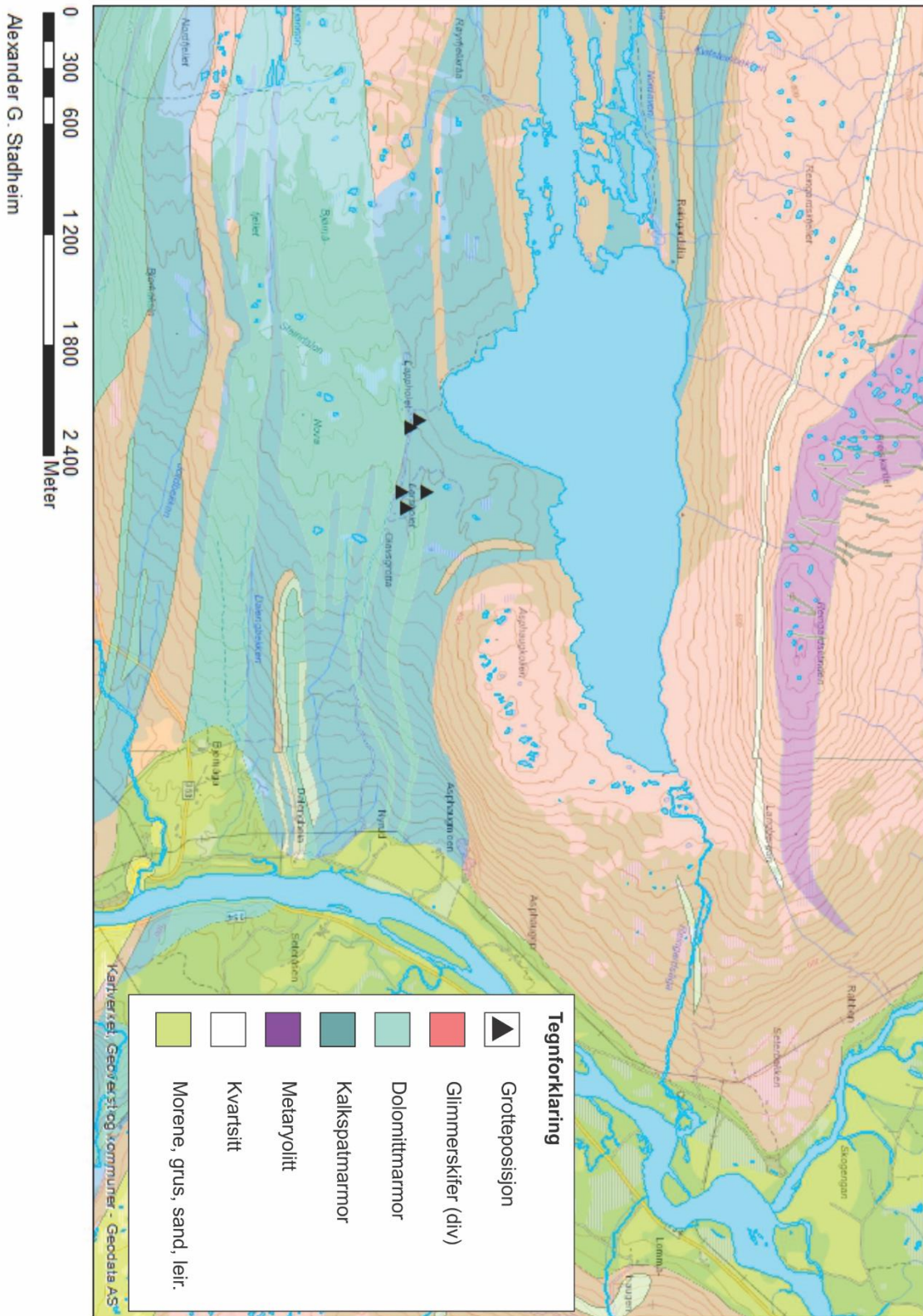
3.2 Berggrunn

Berggrunnen i Mo i Rana er en del av det større Rødningsfjelldekkekomplekset og består av bergarter fra prekambrisk til antatt kambro-silurisk alder, framskjøvet under den kaledonske fjellkjededannelsen (Søvegjarto *et al.*, 1988). Området rundt Reingardslivatnet er en del av Ramnåliddekket og består av omdannede sedimentære og vulkanske bergarter av antatt sen-prekambrisk til kambro-ordovicisk alder (*ibid.*). Ut ifra Figur 6 kan en tydelig se mange blå felter eller striper gjennom kartet, dette er ulike marmor bergarter, slik som dolomittmarmor og kalkspatmarmor. Disse marmorlagene har vært primært fokusområdet for å finne karst av ulik type. Marmorbeltene strekker seg flere kilometer og det er dokumentert flere karstgrotter i disse marmorbeltene, både øst og vest for feltområdet (e.g. Skoglund, 2009). Marmorbeltene er kraftig foldet som kartbildet antyder og har strøk øst-vest.

Berggrunnen rundt består for det meste av ulike tette glimmerskifer lag (rosa farge). Markert med hvitt er også en kvartsitt gang oppe i fjellsiden til Reingardslifjellet, samt en gang med metaryolitt (lilla) på toppen av Reingardslifjellet. I dalbunnen til Røvassdalen som ligger øst for feltområdet, finner man også store mengder morene materiale (grønt), som dagens elv eroderer i. Dalbunnen er altså dekket av løsmasser fra isavsmeltingen, i hovedsak morene og glasifluvialt materialet. Berggrunns figuren er modifisert i ArcGIS for å gi en tydeligere framstilling av de ulike bergartene i området. Ulike bergartsklasser med små forskjeller er derfor blitt slått sammen til større enheter slik som glimmerskifer, dolomittmarmor, kalkspatmarmor osv.



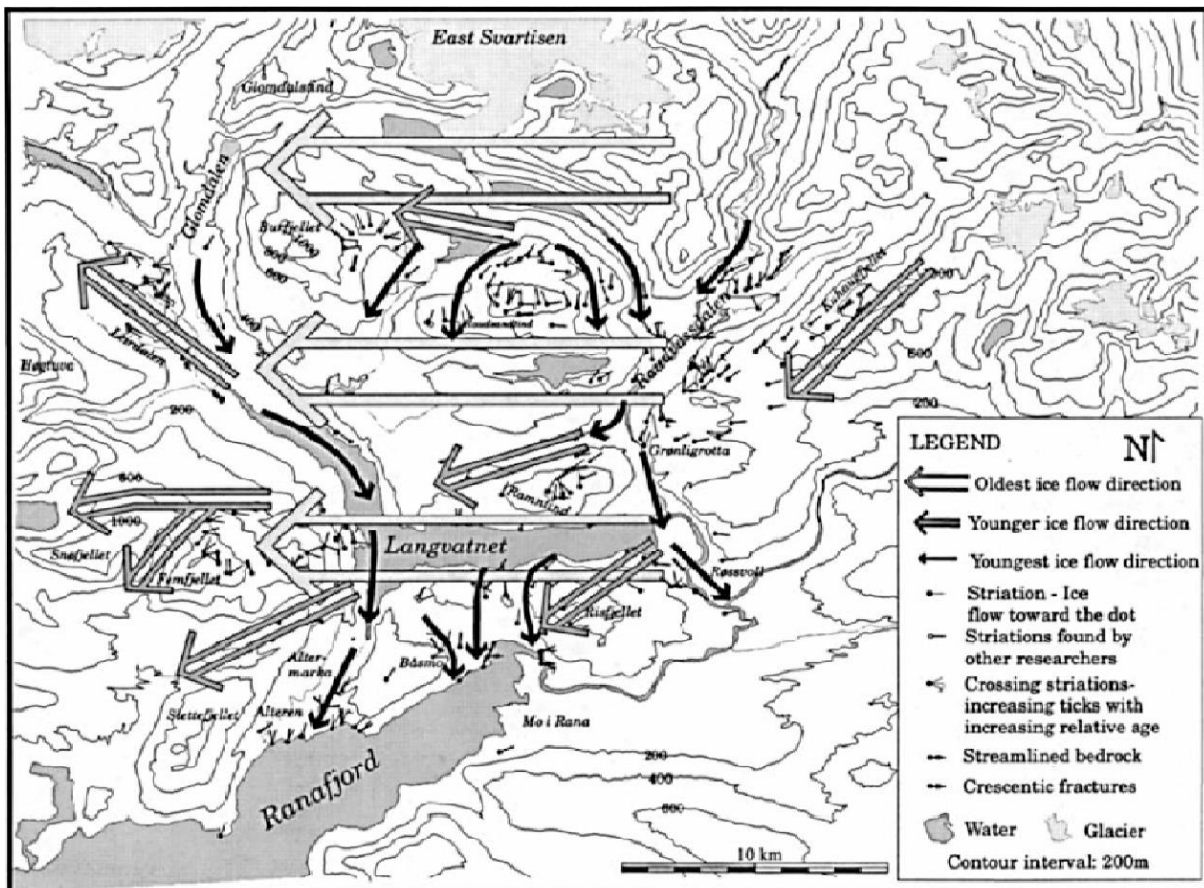
Berggrunn Reingardslivatnet



Figur 6. Berggrunn ved Reingardslivatnet (ekvidistanse 20 m). Blå felt = kalkspat/dolomittmarmor, rosa = glimmerskifer, grønt = morene materiale, hvit = kvartsittgang, lilla = metaryolitt. Kilde: (NGU, 2014)

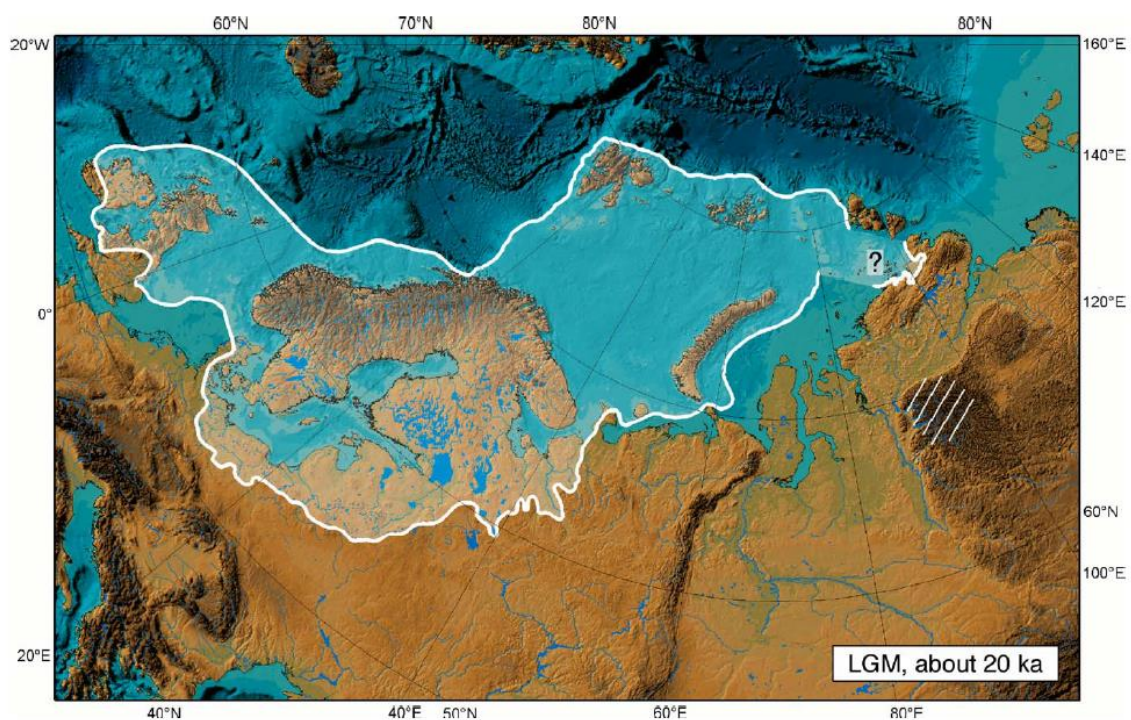
3.3 Kvartærgeologi

Hvordan isbrebevegelsen har vært under den siste glisiale perioden weichsel (ca. 115.000 til 11.700 BP) frem mot deglasiasjonen av Svartisen området blir presentert i artikkelen til Blake og Olsen (1999). Arbeidet er basert på is-retnings indikatorer som skuringsstriper, mikroskopiske striper på kvartslinser og andre eroderte landskapsformer. Resultatet ser man i Figur 7 som er hentet fra samme artikkel. Den eldste brebevegelsen finner man spor av i de høyereliggende områdene, når isen var på det tykkeste og beveget seg fra øst mot vest, uavhengig av den underliggende lokale topografien. Denne vestlige retningen vises som de største pilene i figuren under. Etterhvert som isen smelter og breoverflaten senkes, vil brebevegelsen bli mer styrt av den lokale topografien i Svartisen området. Denne brebevegelsen er i hovedsakelig mot sør-vest og man finner spor etter denne isbrebevegelsen i lavere liggende områder under de høyeste fjelltoppene. Den yngste brebevegelsen er markert med mindre svarte piler og indikerer en sørlig brebevegelse av en tidligere større utstrekning av Svartisen. Her er brebevegelsen totalt styrt av orienteringen til dalene og de ulike fjellformasjonene i området fungerer som barrierer for brebevegelsen.



Figur 7. Brebevegelses indikatorer, Svartisen området. Figur fra: (Blake og Olsen, 1999)

Blake og Olsen (1999) konkluderer med at Svartisen ble separert fra det større kontinentale isdekket for ca. 9500 år før nåtid. Svartisen hadde da en større utstrekning enn hva breen har i dag, og både Raudvassdalen og Glomdalen var fylt med en 500 meters tykk brearm. De høyereliggende områdene slik som Raudsandtinden stakk da opp av isen som nunataker. Figur 8 er hentet fra Svendsen *et al.* (2004). Figuren viser den geografiske utstrekningen av isdekket ved siste istids maks (LGM) for ca. 20.000 år siden. Denne figuren er tatt med for å gi et inntrykk av den faktiske mektigheten av denne og tidligere glasiale perioder. Under denne kalde perioden var Norge stedvis dekket av flere tusen meter med is, under varme perioder (mellomistider) var derimot isen forsvunnet helt de fleste steder Svendsen *et al.* (2004). Andersen *et al.* (1981) har datert flere endemorener vest for feltområdet som korresponderer med brefremstøt eller opphold i tilbaketrekning, etter siste istids maks (LGM). Dateringene er fra før kulde perioden yngre dryas (12.800 - 11.700 kal. år BP) frem mot isavsmeltingen. Med andre ord har feltområdet blitt preget av flere brefremstøt etter LGM. For å forstå karstgrottene ved Reingardslivatnet, må både kalde glasiale perioder som weichsel og varme interglasiale perioder som eem inkluderes i tolkningen. Varme perioder i glacial tilstand (interstadialer) og svært kalde perioder (stadialer), kompliserer forholdene ytterligere. Tilgjengelig vann for karstifisering er minst ved økende brevolum, og størst ved reduserende brevolum (Lauritzen og Skoglund, 2013)

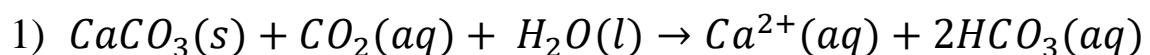


Figur 8. Utstrekning av det Eurasiske isdekket under LGM (ca. 20 000 år siden). Figur hentet fra: (Svendsen *et al.*, 2004)

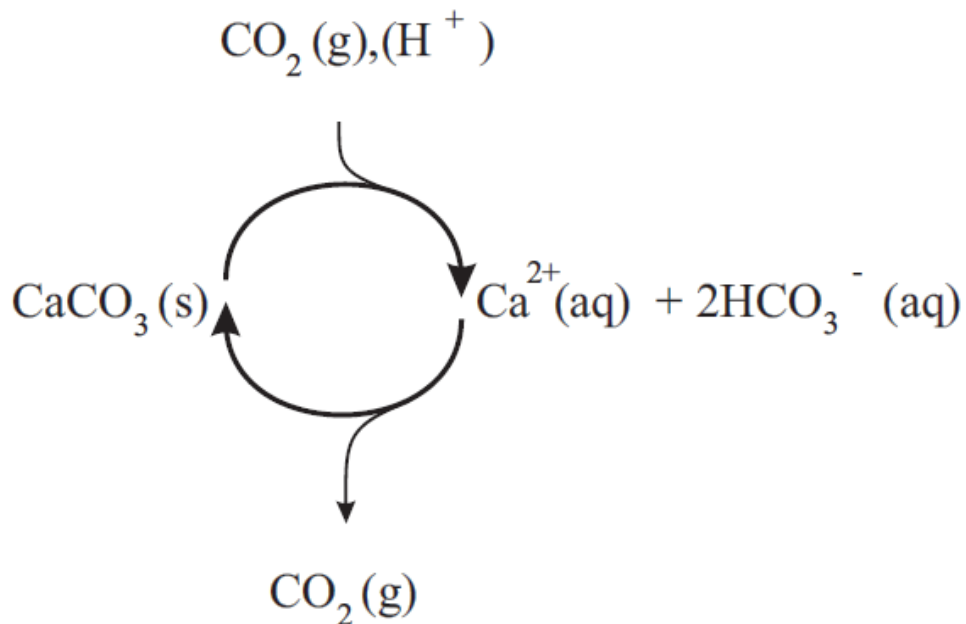
4 TEORI

4.1 Kjemi

Teorien bak dannelsen av karstgrotter og karstformer er nødvendigvis preget av kjemiske prosesser, kjemiske likevekter, samt forholdet mellom temperatur, vann og karbondioksid innhold. Kjemiske teorier utgjør en stor del av karstgrottenes dannelse og en viss forståelse av de kjemiske prosessene er derfor naturlig. Det er den grunnleggende formelen som vises under som er sentral for karstifiseringen (nr.1). Formelen viser hvordan kalkstein (kalsiumkarbonat), løses opp ved hjelp av karbondioksid og vann. Denne kjemiske reaksjonen danner kalsiumioner og bikarbonationer som blir transportert vekk med vannet. Faktorer som påvirker denne kjemiske reaksjonen er derfor naturligvis både mengden oppløst karbondioksid og mengden tilgjengelig vann. Når vannet inneholder mye karbondioksid blir vannet surere og løseligheten av kalkstein mangedobles (Ford og Williams, 2007, s. 46). Formelen blir nødvendigvis mer komplisert når den finner sted i naturen, her vil det være flere stoffer som påvirker den kjemiske reaksjonen. Eksempelvis vil innslaget av sterkere syrer fra omliggende bergarter føre til økt oppløsning. Blandingskorrosjon der to vannmasser av ulik opprinnelse blandes er også et fenomen som øker kompleksiteten til formelen, samt fører til økt oppløsning (Bögli, 1964, Gabrovsek og Dreybodt, 2000).

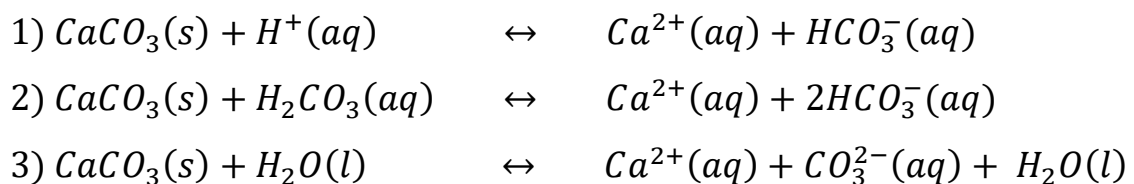


Figur 9 viser hvordan oppløsningen av kalkstein kan fungere som en syklus, der kalkstein enten blir utfelt eller oppløst. Hvis karbondioksid blir tilført, vil prosessen gå til høyre og det vil løses opp mer kalk, såkalt karstifisering. Tar man derimot ut karbondioksid (nederst), vil prosessen gå mot venstre og man får utfelt kalkstein. Det er den sistnevnte prosessen som finner sted når dryppstein blir dannet, enten i form av stalagmitter på grottegulvet eller stalaktitter i grottetaket. Metningsgraden til vannmassene er også kjemiske prosesser som er sentrale for karstifiseringen, der undermettede vannmasser fortsatt kan løse opp kalkstein, mens overmettede vannmasser ikke kan det. Grottedannelse i glasiiale miljøer er derfor et spennende fagfelt der man har mye tilgjengelig vann i form av smeltevann, men der temperaturen ikke er optimal for rask oppløsning.



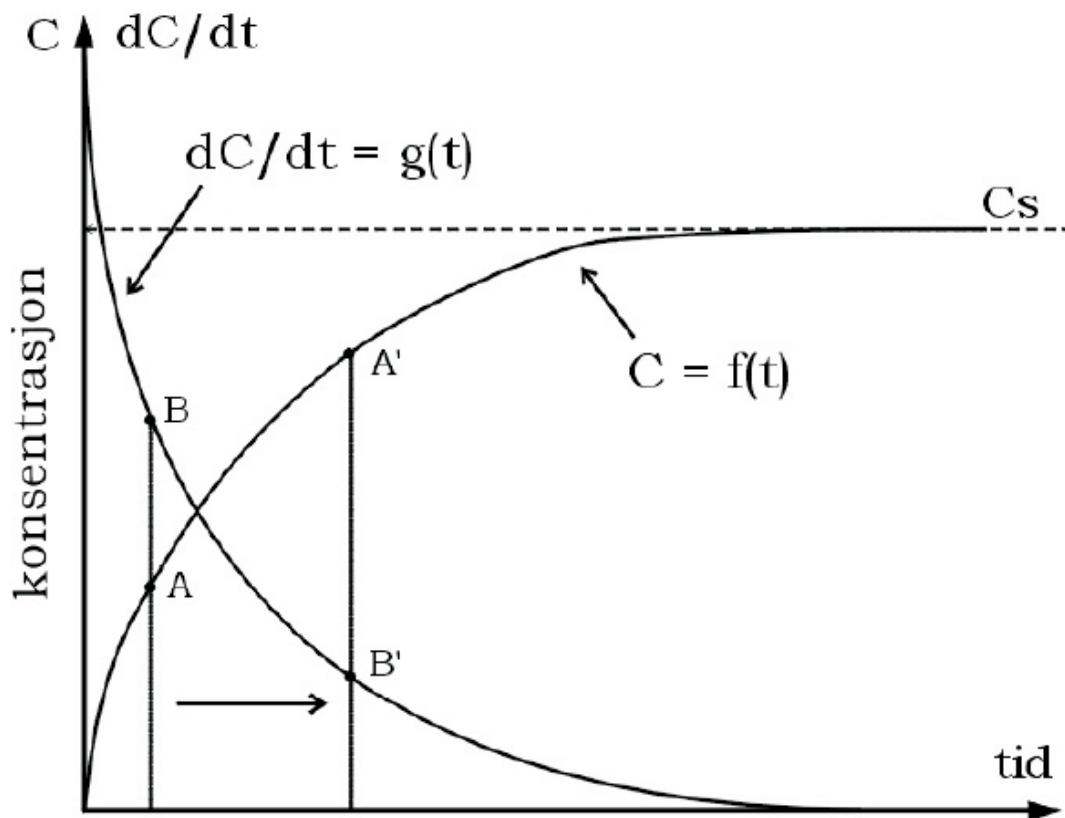
Figur 9. Syklus som viser oppløsning og utfelling av kalkstein (Kilde: Lauritzen, 2010)

Formlene under viser de tre ulike kjemiske prosessene som kan foregå på kalsittoverflaten. Formlene viser hvilken reaksjon som er dominerende avhengig av konsentrasjonen av de ulike kjemiske forbindelsene (Plummer *et al.*, 1978). Alle disse tre kjemiske reaksjonene inngår i den tidligere nevnte hovedformelen, men under er de delt opp i delreaksjoner, for å vise hva som faktisk foregår.



Dynamisk likevekt vil etter hvert oppstå og man vil få mettede løsninger der de kjemiske reaksjonene går like fort begge veier, det vil si at det blir oppløst like mye kalkstein som det som felles ut. For å få fart på reaksjonen igjen, må det tilføres nytt materiale eller transportere vekk materiale. Da blir løsningen igjen undermettet og mer kalkstein løses opp. Tilførselen av nytt undermettet vann er derfor avgjørende for at karstifisering kan fortsette over tid. Hvor fort kalksteinen oppløses (oppløsningshastigheten) er avhengig av metningen av de ulike forbindelsene i reaksjonen. Har man en rekke kjemiske reaksjoner er det den tregeste

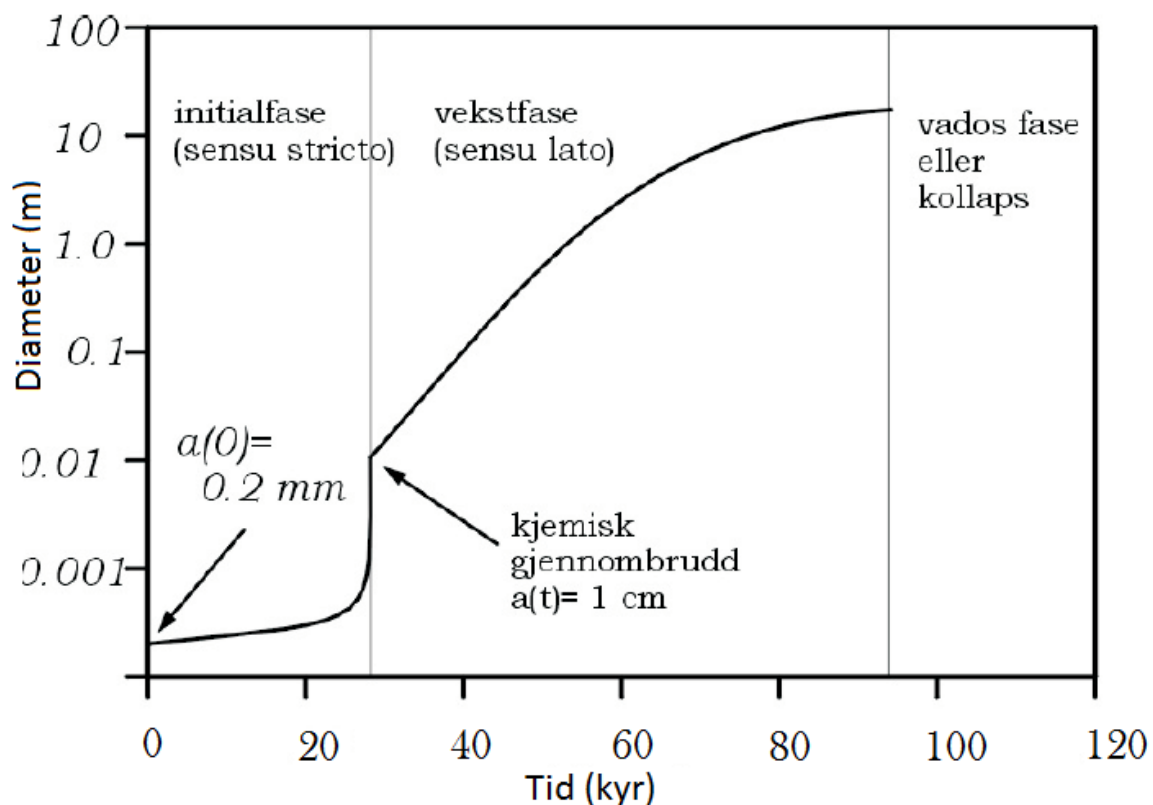
reaksjonen som bestemmer hastigheten (Lauritzen, 2015). Samspillet mellom konsentrasjon og oppløsningshastighet som en funksjon av tiden vises i Figur 10 hentet fra Lauritzen (2015). Figuren viser hvordan konsentrasjonen av kalsitt partikler (C) går fra null til metning (C_s), markert som kurve $C = f(t)$. I begynnelsen er konsentrasjonen lav og oppløsningshastigheten rask, etter hvert vil hastigheten på reaksjonen falle helt til den når metning (C_s), hvor veldig lite oppløsning finner sted. Kurven markert med dC/dt viser denne hastighetsutviklingen, hvor man har høy oppløsningshastighet ved undermetning og lav oppløsningshastighet nært metning. Fra punkt A til A' skjer det en økning i konsentrasjon og fra punkt B til B' skjer det en senkning av hastighet. Ved avrenning og tilførsel av nytt aggressivt (umettet) vann vil konsentrasjonen av kalsitt igjen synke, og oppløsningshastigheten øke. Da vil man igjen få oppløsning av kalsitt og dermed karstifisering.



Figur 10. Konsentrasjon (C) og oppløsningshastighet (dC/dt). Når konsentrasjonen er lav (C) skjer oppløsningen hurtig, og omvendt når løsningen nærmer seg metning. (Lauritzen, 2015)

4.2 Grottedannelse

I Nord-Norge er det størst utbredelse av såkalt *Stripekarst*, der marmoren ligger i tynne bånd gjennom omliggende bergarter. De omliggende bergartene i Mo I Rana er stort sett ulike former for glimmerskifer som fungerer som barrierer for grottene, men som også kan passeres gitt tilstrekkelig tid til oppløsning. Marmorbåndene er vridd/bøyd og danner grotter som følger bergartens utbredelse. For å få dannet en grotte, trenger man først en sprekk i bergmassen, slik at vannet kan begynne oppløsningen av berget. Denne sprekken kalles for en ledespalte og utvides kontinuerlig ved tilførsel av nytt aggressivt (umettet) vann. Hvis grotten er dannet under grunnvannsspeilet eller under lokale grunnvannsspeil, så får man en trykkledningsprofil, en sirkulert vannfylt passasje som er dannet under freatiske forhold. Hvis grotten er dannet under delvis luft-fylte forhold, får man et nøkkelhull profil, en vados passasje. Grottens utforming er direkte knyttet til morfologien av grotten, en godt kartlagt grotte kan dermed avsløre hvordan grotten har blitt dannet og under hvilke forhold.

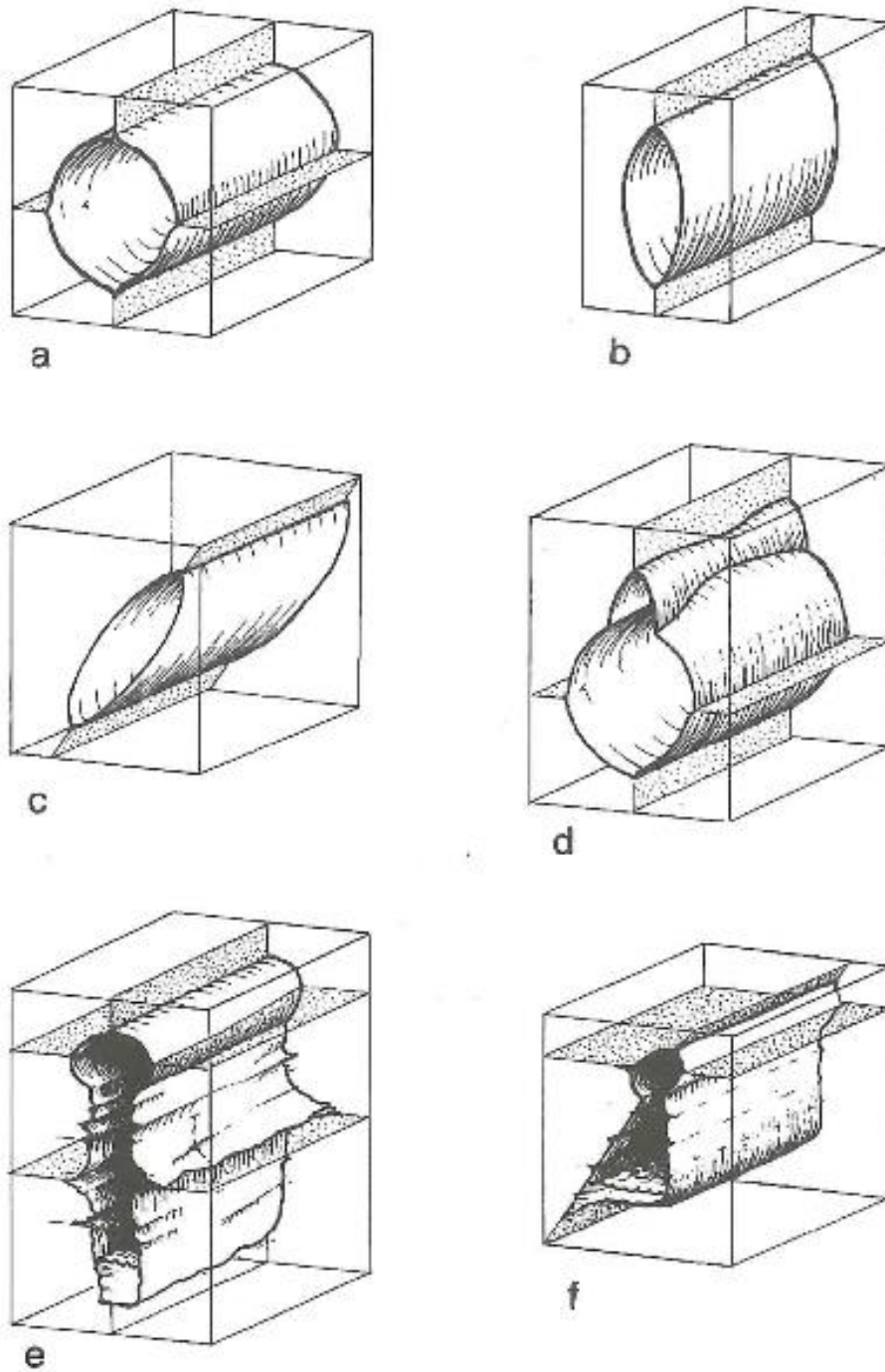


Figur 11. Grottens utvikling. Figuren viser hvordan diameteren på grotten beveger seg fra 0.2mm til flere meter i vekstfasen. Her ser man også den enorme økningen i diameter ved kjemisk gjennombrudd (Lauritzen, 2015)

Figur 11 Illustrerer hvordan diameteren på grotten endrer seg over tid, samt de ulike fasene av grottens livsløp. I begynnelsen er det kun en liten vannfylt sprekke som er starten på grottepassasjen, denne sprekken vil (om forholdene er tilrettelagt) utvide seg svært langsomt helt til man når kjemisk gjennombrudd. Kjemisk gjennombrudd er fasen når det aggressive vannet kommer ut på andre siden av et sprekkesystem. Da vil vannet gå fra en laminær sakte oppløsende strøm, til en turbulent hurtig oppløsende vannstrøm (Lauritzen, 2015). Den turbulente vannstrømmen fører til en stor økning i oppløsningshastighet og dermed utvidelse av grottepassasjen. Grotten går da fra initialfasen (*sensu stricto*) til vekstfasen (*sensu lato*), men diameteren av grotten er fremdeles for liten til at en person kan bevege seg igjennom den. Først når diameteren nærmer seg 1 meter er det mulig for et menneske å forsere passasjen, altså i dette tilfellet 50 – 60 000 år. I den vadose/kollaps fasen er grottens diameter så stor at den ikke lengre kan være helt vannfylt grunnet transportevnen, eller at erosjonsbasis utenfor grotten endrer seg (ibid). Til slutt vil overflateerosjonen nå grottetaket, kollapse inn, og danne en kollapsdoline som forklares under neste avsnitt.

4.3 Passasjemorfologi

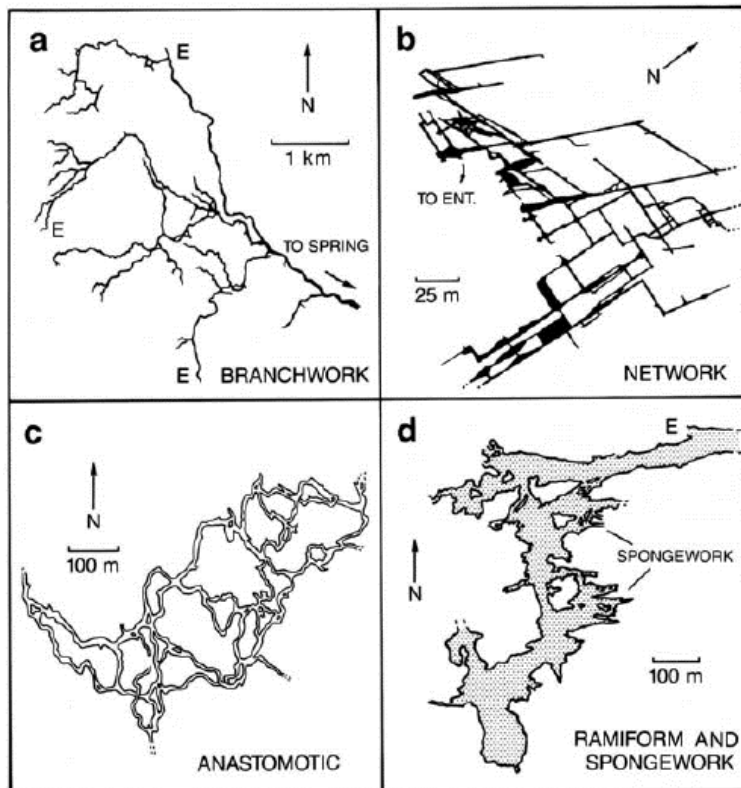
Passasjeformen i grottesystemet er avhengig av flere faktorer. Den mest avgjørende er om passasjen ligger under grunnvannsspeilet og dermed er freatisk, eller om passasjen kun ligger delvis over grunnvannsspeilet (vados). I freatiske passasjer er oppløsningspotensialet likt i hele passasjen, med andre ord, vil det løses opp like mye bergmasse i taket som det gjøres på grottegulvet. I vadose passasjer derimot, vil oppløsningen av bergmassen kun foregå i de områdene av passasjen som er vannfylte. Homogene bergmasser vil også løses likt opp i en freatisk situasjon, heterogene bergmasser derimot, løses ikke likt opp og vil derfor påvirke passasjeformen. Figur 12 er hentet fra Lauritzen og Lundberg (2000) og viser hvordan den geologiske strukturen i bergarten også er med på å styre passasjeform. Passasjeform a) er et symmetrisk freatisk rør utviklet i krysningspunktet mellom to sprekkeplan. Passasjeform b) og c) er linseformede varianter av freatiske rør som er dannet langs et sprekkeplan (ledespalten). Passasjeform d) er et eksempel på en freatisk passasje dannet ved hjelp av blandingskorrosjon fra ulike vannmasser. Den nest siste passasjeformen e) er en nøkkelhullsprofil passasje som viser et skift fra freatiske til vadose forhold. Passasjeform f) er en nøkkelhullsprofil som er blitt påvirket av annet bruddplan.



Figur 12. Geologisk struktur og passasjeform. a, b, c, og d, er eksempler på freatisk passasjer med en eller flere ledespalter. e og f, indikerer en passasjeform dannet under vadose forhold. (Lauritzen og Lundberg, 2000, Sharp *et al.*, 1998)

4.4 Grotte mønster

Palmer (1991) deler mønsteret av grottene inn i fire hovedgrupper: a) forgrenet, b) nettverk, c) anastomoserende og d) svampmønster (Figur 13). Mønsteret på grottesystemet gir et godt grunnlag for å tolke opprinnelsen til grottepassasjene, samt i hvilke områder man kan forvente å finne nye passasjer. Mønsteret som dannes er blant annet avhengig av sprekkeintensiteten og porøsiteten til bergarten.



Figur 13. Grotte mønster, a) forgrenet, b) nettverk, c) anastomoserende og d) svampmønster. (Palmer, 1991)

Når det gjelder sammenhengen og mønsteret på de koblede grottepassasjene, deler Lauritzen (2001) grotter i stripekarst i 4 morfologiske grupper:

A: Sub-vertikale freatiske nettverk eller labyrinter, som kjennetegnes av flere horisontale nivåer.

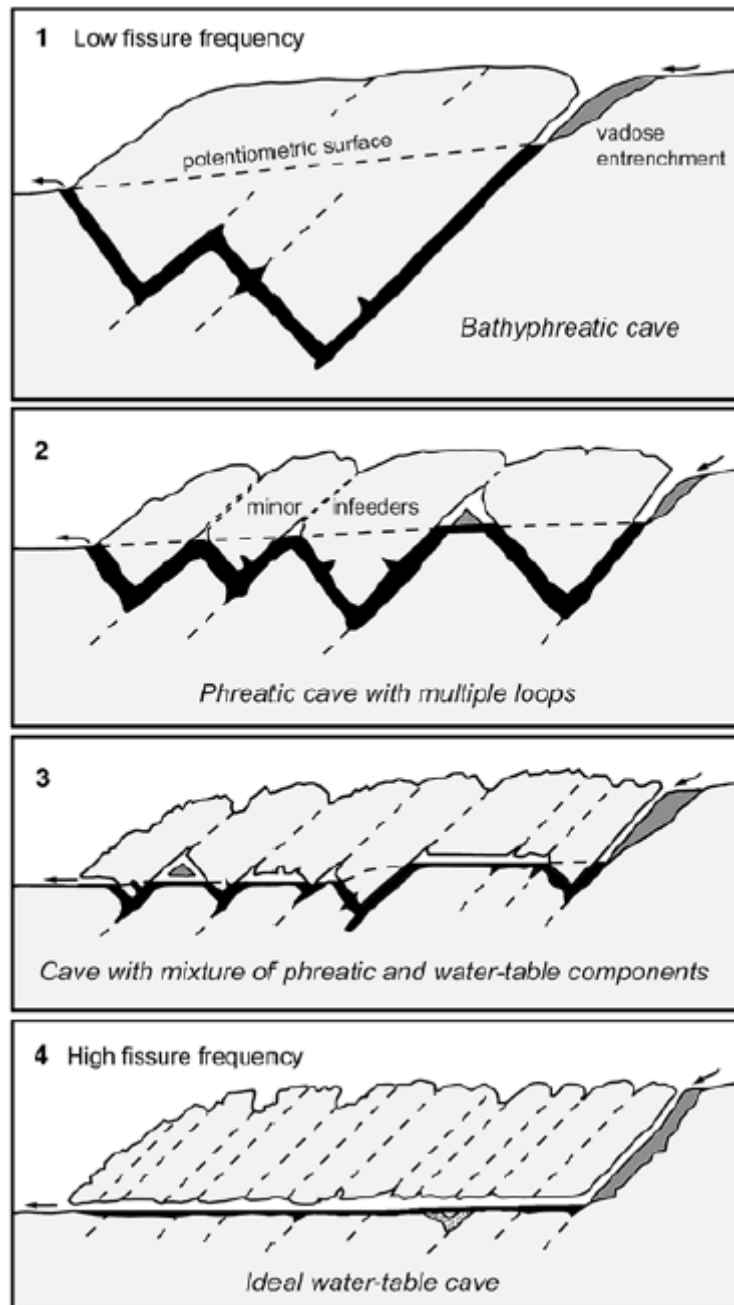
B: Lavvinklet freatiske nettverk eller labyrinter, med passasjer i det horisontale planet med lav gradient.

C: Sløvfegrotter med vadose nedskjæringer (Figur 14), som kjennetegnes av grottepassasjer som skifter fra bratt stigende til bratt synkende gradient.

D: Lineære dreneringssystemer, rettstrekte grottepassasjer med få utgreninger.

4.5 Fords 4 fase modell

Figur 14 viser den kjente 4 fase modellen til Ford (1971), som viser mulige grottepassasjer basert på initial sprekkefrekvens. Fasene er nødvendigvis ikke kronologiske, men generelt sett kan økt sprekkefrekvens gi flere freatiske sløyfer, helt til sprekkefrekvensen blir for høy (punkt 4). Ved en tenkt fase 0 er det ingen sprekker i berggrunnen og man får derfor ingen karstgrotter, ved en tenkt fase 5 vil sprekkefrekvensen være for høy og berggrunnen for permeabel for grottedannelse.



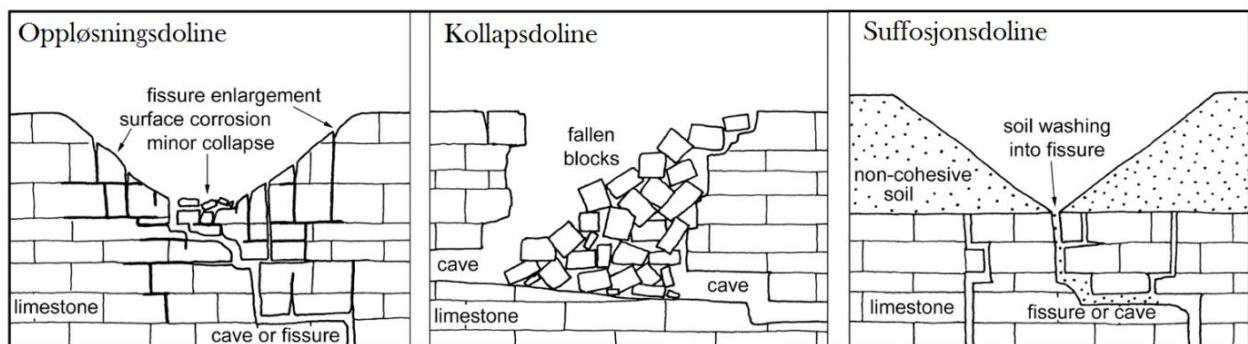
Figur 14. Fords 4 fase modell for utvikling av grottesystemer i åpne sirkulasjonssystemer. Hentet fra: (Ford, 1971,) referert i (Ford og Williams, 2007)

4.6 Paragenese

Paragenese eller antigravitativ korrosjon er en prosess som oppstår når en freatisk passasje er fylt med store deler sedimenter. Oppløsningen vil da kun finne sted i grottetaket og ikke gulvet/vegger, da disse er blokkert/beskyttet av løsmasser. Økning i vannhastighet grunnet mindre tverrsnittareal i passasjen, gjør at vannet blir presset opp i alle tilgjengelige sprekker og fortsetter oppløsningen der (Lauritzen og Lundberg, 2000). Resultatet av dette er at det blir dannet halvør og meandrerende kanaler i taket. Samt av grottetaket vil bli hevet etter hvert som passasjen fylles med sedimenter og grottetaket korroderes/eroderes videre. Da kan man få dannet en paragenetisk canyon med ledespalten nederst i passasjen. Spor etter paragenese i taket er en god indikasjon på at hele passasjen en gang har vært fylt av sedimenter.

4.7 Dolinedannelse

Doline er en lukket forsenkning som er dannet ved at materiale under overflaten er oppløst og fraktet vekk som følge av karstifisering. Doline er en del av den ytre overflaten til karstmassivet kalt eksokarst. Grottene derimot, er en del av den indre overflaten kalt endokarst. Det finnes i hovedsak fem grunntyper av doliner: oppløsningsdoline, suffosjonsdoline, kollapsdoline, subsidensdoline og sprekkedoline. Videre følger en beskrivelse av de ulike dolinetyperne, samt deres dannelsesmekanisme hentet fra Lauritzen (2015) og Kranjc (2013)



Figur 15. De 3 første doline typerne, samt deres dannelsesmekanisme. Modifisert figur hentet fra (Waltham og Fookes, 2003)

Figur 15 viser de tre første hovedtypene av doliner; oppløsningsdoline, kollapsdoline og suffosjonsdoline. Oppløsningsdoliner er den klassiske dolinetyperen og dannes hovedsakelig på grunn av oppløsning. Overflaten synker sakte inn som følge av at materiale under blir oppløst og transportert vekk. Man finner svært lite løsmasser i en oppløsningsdoline, primært så er det

bart fjell som eksponeres i overflaten. Oppløsningsdoliner er mer vanlig i tropiske og humide strøk (høy temperatur og mye fuktighet) og er sjeldne i Norge (Lauritzen, 2015).

Kollapsdoline er som tidligere nevnt dannet ved at taket på en grottepassasje raser inn. Typiske kjennetegn på kollapsdoliner er derfor at de gjerne fører inn i en grotteåpning, samt at sidene på kollapsen er bratte og overhengende. Bunnen er ofte dekket av restene fra det innraste grottetaket, med mindre disse løsmassene har blitt transportert vekk. Kollapsdolinene kan være ekstremt store avhengig av størrelsen på grotten de kolliderer ned i. Eksempelvis er den enorme "Steinugleflåget" kollapsen som fører ned i Plurasystemet i Plurdalen (Figur 16).



Figur 16. Steinugleflåget, kollapsdoline som fører ned i Plurasystemet i Plurdalen (foto forf).

Suffosjonsdoline også kalt løsmassedoline, er en dolineform som dannes ved at et løsmassedekke transporteres vekk under ifra. Maksimal dybde for suffosjonsdolinene er derfor høyden til løsmassedekket som den oppstår ifra. Ved at sedimenter fra bunnen av løsmassedekket forsvinner ned i en sprekke eller lignende, oppstår det en traktformet dolineform. Suffosjonsdolinene kan være både store og små, avhengig av tykkelsen på løsmassedekket, samt hvor mye løsmasser som blir transportert vekk av det underliggende nettverket av karstsprekker (Lauritzen, 2015).

Subsidiensdoline er en dolineform som dannes ved at konsoliderte bergarter undermineres av karsprosesser, men i stedet for å kollapse inn, blir de heller bøyd nedover, slik at de danner en forsenkning (ibid). Konsoliderte bergarter, er bergarter som er dannet ved av løse sedimenter blir utsatt for høy trykk og/eller høy temperatur. Ingen subsidiensdoliner ble registrert i området rundt Reingardslivatnet, dette skyldes trolig liten tilstedeværelse av konsoliderte bergarter.



Figur 17. Sprekkedoline, individuell karstsprekk med en bredde over 0.5 m, og med en definert avsluttet lengde. (Foto forf.)

Sprekkedoline er en dolinetype som er svært vanlig i Skandinavia, samt andre arktiske og alpine karstområder. Sprekkedoline er ganske enkelt en individuell karstsprekke med et linseformet omriss, der åpningen er større enn 0,5 - 1 m og lengden ca. 3-5 ganger bredden (Lauritzen, 2015). Sprekkedolinen må ha et definert omriss altså en lengde som avsluttes, hvis ikke blir det tolkes som en sprekk/grike og kan ikke lengre kalles en doline. Sprekkedolinen er bredere ved åpningen, og smalner innover nedover mot bunnen. Figur 17 viser en typisk sprekkedoline registrert i feltområdet. Ved hjelp av blant annet Landsat satellittbilder har Gabrielsen *et al.* (1981) undersøkt den generelle sprekkeretningen av ulike langstrakte lineamenter og foliasjoner i Nordland. Lineamenter (sprekker) med N-S trend, samt ENE-WSW trend er svært vanlig sprekketrend i Nordland (Gabrielsen *et al.*, 1981, Gabrielsen *et al.*, 2002). Disse sprekkeretningene ser man ofte igjen i både doline trenden og sprekketrenden i grottene.

4.7.1 Dolinedyp

Dolinedypet kan også brukes som et mål på karstifiserings intensiteten ved å se på fordelingen av dolinedypene. Dolinefrekvensen minker tilnærmet eksponentielt med dypet, det vil si at det er flere grunne doliner og færre dype doliner (Lauritzen, 2005). Den eksponentielle ligningen under er brukt for å fordele og analysere dolinedybden (ibid).

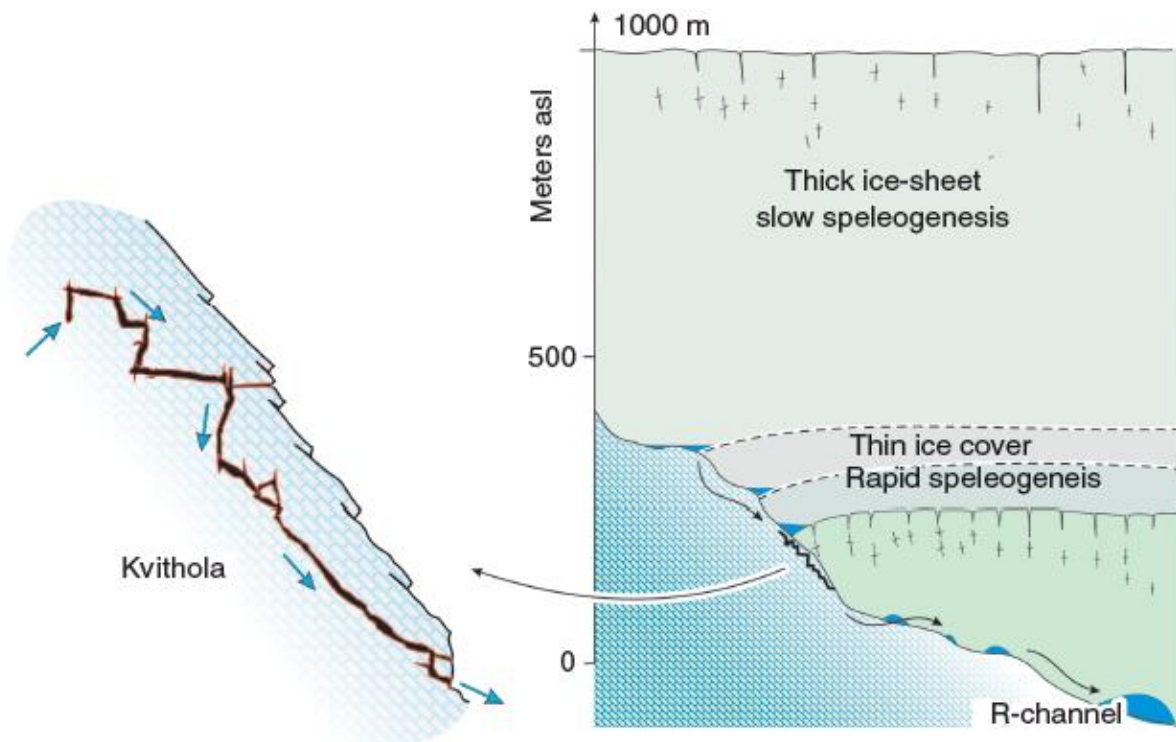
$$N = N_0 e^{-kz}$$

For å sortere dolinene rangerer man dem først etter dybde (minst til størst), deretter tar man total antall doliner – doline nr. og deler på total antall doliner (N/N_0). Tilslutt plotter man $\ln(N/N_0)$ grafisk. K er karstifiseringskonstanten og hentes ut ved regresjon av grafen. Formelen under er brukt for å regne ut halveringsdypet ($Z_{1/2}$), slik at man kan sammenligne data fra andre regioner (Lauritzen, 2005). Halveringsdypet ($Z_{1/2}$) er en dimensjonsløs måleenhet som indikerer når karstifiserings intensiteten halveres, basert på vertikal fordeling av dybden på karstformene (Lauritzen, 2001, Lauritzen, 2005)

$$Z_{1/2} = \ln(2)/k$$

4.8 Glasial karst

Karst dannet under glasiiale forhold er en problemstilling som blant annet artikkelen til Lauritzen og Skoglund (2013) tar for seg. Horn (1947) var derimot en av de første som problematiserte karst dannet under subglasiiale forhold. Tanken bak dannelsen av glasiial karst er at man har tilgjengelig store mengder vann i subglasiiale forhold, samt i laterale smeltevannskanaler i ablasjonssesongen. Alt dette vannet har et enormt potensiale til å løse opp store mengder marmor. På den andre siden tilfører isbreene mye slam og sedimenter som inhiberer oppløsningen og får karstifiseringen til å reduseres. Freatiske grotter som i dag har et utløp langt oppe i en fjellside kan vanskelig forklares ut ifra dagens isfrie forhold. For å få dannet et slikt grottesystem trenger man en isbre i dalen, evt mer fjell. Lauritzen og Skoglund (2013) konkluderer med at det glasiiale miljøet er fordelaktig for videre utvidelse av allerede eksisterende passasjer (*sensu lato*), men at dannelsen av nye protohuler (*sensu stricto*) er ineffektivt. Det vil si at man får i liten grad dannelse av nye grotter under et glasiialt miljø, men om det allerede eksisterer passasjer i berggrunnen, så kan disse bli utvidet.

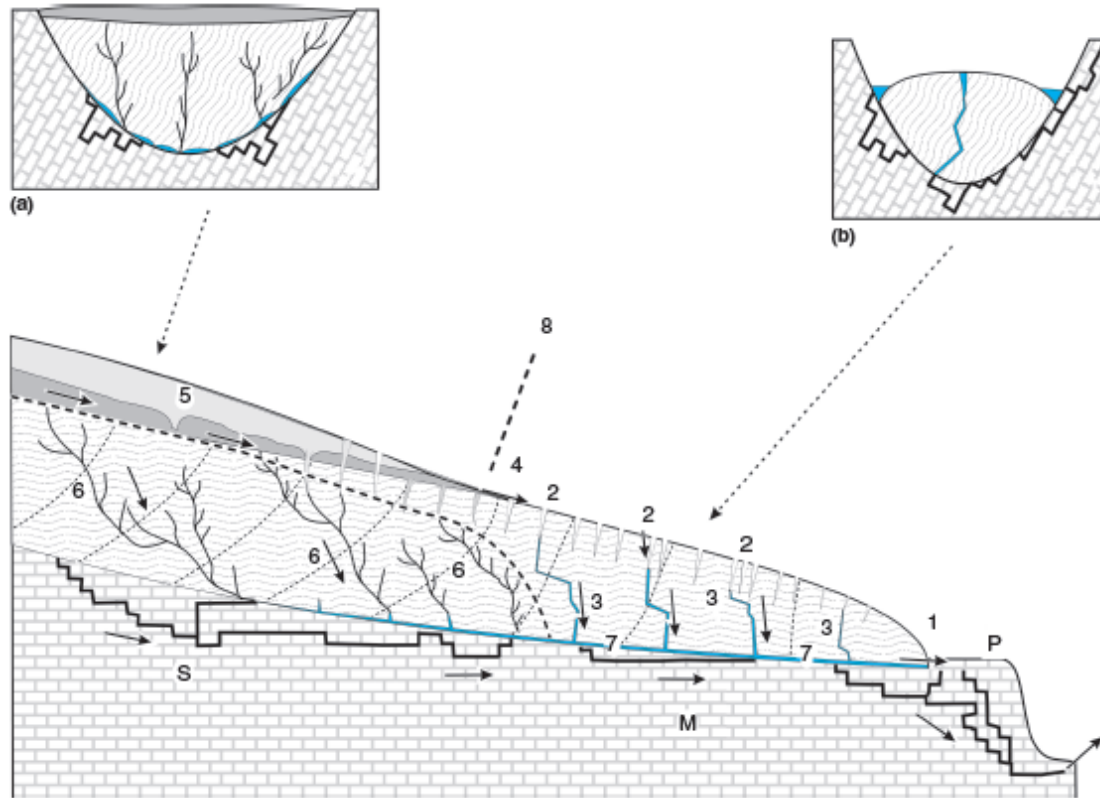


Figur 18. Subglasiial drenering gjennom Kvithola. Modifisert av Lauritzen og Skoglund (2013), basert på Lauritzen (1986)

Figur 18 er hentet fra Lauritzen og Skoglund (2013) og viser hvordan grottesystemet Kvithola får tilgang til smeltevann fra ulike tykkelser av isdekke. Ved tykt isdekke, er tilgangen på vann kun subglasialt og grottedannelsen går sakte. Ved tynnere isdekke får derimot grottesystemet tilgang til smeltevann i de laterale smeltevannskanalene til breen, som også har et høyere $p\text{CO}_2$, slik at smeltevannet er mer aggressivt og løser opp berggrunnen raskere (Lauritzen, 1986). Her fungerer altså grottesystemet som svært stabile (Nye) N-kanaler, som er smeltevannskanaler som er formet i grunnen (Nye, 1965). Vannet drenerer deretter videre inn i (Röthlisberger) R-kanaler som går subglasialt i selve bremassen (Röthlisberger, 1972).

4.9 Subglasial drenering

Subglasial drenering er avgjørende for å få dannet/videreutviklet karstgrotter ved glasiøse forhold. Figur 19 er hentet fra Lauritzen og Skoglund (2013) og viser hvordan karstgrottene i berggrunnen under isen kan inngå i den subglasiøse dreneringen. Ved punkt 1 kommer smeltevannet ut i dagen ved breens front. Punkt 2 indikerer supraglasiøse smeltevann fra overflaten som renner ned i englasiøse moulins (punkt 3). Ved punkt 4 kommer supraglasiøse vann fra snøsmelte over likevekstlinjen til syne, punkt 5 er et akvifer av snø og is, punkt 6 er intergranulær drenering i ismassen, punkt 7 er et smeltevannssystem ved bunnen av isbreen og punkt 8 markerer likevekstlinjen. P markerer proglasiøse sone, ismarginal sone er markert med M og S markerer den subglasiøse sonen. Tverrsnitt a) og b), viser dreneringsforholdene henholdsvis over og under likevekstlinjen. Subglasiøse drenering er årsaken til dannelsen av grottene ved Reingardslivatnet ifølge Horn (1947). Den subglasiøse drenering forekommer hovedsakelig nedenfor isbrens likevekstlinje, ved tilførsel igjennom sprekker på isbrens overflate. (Lauritzen og Skoglund, 2013).



Figur 19. Subglacial drenering igjennom en alpin isbre. hentet fra (Lauritzen og Skoglund, 2013) (basert delvis på: Sharp *et al.*, 1998)

5 METODER

I denne masteroppgaven er det blitt benyttet mange ulike metoder for å bedre forstå og analysere feltområdet en jobber i. Denne økte forståelsen blir videre brukt til diskusjon og å svare på problemstillingene som oppgaven presenterer. Under følger en beskrivelse av hoved metodene som er brukt i denne oppgaven.

5.1 Kartlegging av karstformer på overflaten

Ved å kartlegge karstformer på overflaten får man en oversikt over hvor de ulike karstformene er lokalisert, samt en indikasjon på antall og variasjon. Karstformene er en god indikasjon på både nedbør, klima og temperatur, ettersom dette er vesentlige faktorer for dannelsen av karstlandskap. Datering av karstformer og karstgrotter er med dagens metoder en mulighet, men det krever en del ressurser i form av lab-utstyr og lignende. Man kan for eksempel datere stalagmitter ved hjelp av uran-serie datering. Stalaktittene (i grottetaket) og stalagmittene (på grottegulvet) blir dannet av utfelt kalk fra vannet og danner nedhengende former fra taket og oppstikkende former på grottegulvet. Dannelsen av slik dryppstein krever derimot en tørrlagt grotte for at utfellingen av kalk skal forekomme, er det vann i grotten vil dryppsteinen bli løst opp igjen og transportert vekk. En annen metode som ikke er like ressurskrevende, men som krever god innsikt i kjemiske prosesser, er å måle denudasjonsrater og korrosjonsrater. Da får man et mål på hvor rask nedbrytingen foregår, og hvor mye som har blitt erodert vekk siden eksempelvis siste istidsmaks.

Ved å forstå morfologien til disse karstformene, kan man si noen om når de ble dannet og hvilke faktorer som er vesentlig for deres dannelse. Det finnes en rekke ulike karstformer som kan identifiseres og gjenkjennes. "Karren" er en samlebetegnelse på mindre oppløsningsformer som danner hull, kanaler og andre karakteristiske former (Ford og Williams, 2007, s. 322). Karren blir dannet på samme måte som grottene; ved hjelp av rennende vann og oppløsning. Eksempler er "Rillekarren" som er renneformede etsespor som dannes på overflaten av karstbergarter, rillene ser ut som små bølger langs berget og blir dannet av rennende vann som løser opp berggrunnen (Ford og Williams, 2007, s. 326). Rillekarren er en lett gjenkjennelig karstform og lar seg enkelt registreres og dokumenteres. Sokkelsteiner eller pidestaller er en annen karstform som er lett gjenkjennelig og stikker gjerne ut i et flatt terreng. Sokkelsteinene er flyttblokker som er blitt avsatt av isbreer og er gjerne av en annen bergart enn den dominerende for området. Steinen blir avsatt når isen

smelter tilbake og fungerer som en paraply for underlaget den står på. Dermed vil karstbergartene rundt sokkelsteinen bli løst opp av kjemisk forvitring, mens underlaget og steinen beskyttes mot nedbør og vil dermed stikke opp av terrenget. Grunnen til at ikke sokkelsteinen blir brutt ned like raskt av kjemisk forvitring er at den gjerne er mindre reaktiv/oppløselig og det tar lengre tid før oppløsningen begynner.

5.2 GIS

Er et digitalt kartverktøy som kan brukes til både å konstruere egne kart, samt å utføre komplekse analyser av alt fra terrengmodeller til fjernanalyser. Geografiske informasjonssystemer (GIS) gjør innsamling og behandling av store mengder data enklere. Geografiske informasjonssystemer lager kart som er nøyaktige og som er geografisk riktig utformet. Ved å ha digitale kart kan en redigere kartene slik en selv ønsker og klippe vekk unødvendig informasjon, og legge til kartdata fra andre digitale kart. Tredimensjonale bilder av overflaten, samt grottene kan også modelleres, men blir primært brukt til tolkning og forståelse. Tredimensjonale bilder egner seg dårlig i todimensjonale rapporter. Et annet bruksområde for GIS er at man kan presentere lokalitetene til de kartlagte karstformene, samt de utforskede karstgrottene. Dette gir et enkelt og nøyaktig kart som gir store mengder informasjon om geografisk beliggenhet på kort tid. GIS programmet som er brukt i denne oppgaven er i hovedsak ArcGIS fra Esri, med underprogrammene ArcMap og ArcScene.

5.3 Drone

En drone blir brukt for å ta oversiktsbilder av feltområdet som videre kan brukes til kartlegging og analyse av terrengformer. En drone gir gode oversiktsbilder med høy oppløsning for det konkrete feltområdet. Dronen kan plasseres der en selv ønsker å dokumentere observasjoner i feltområdet og bildene kan brukes til videre analyse. Dronen er et godt hjelpemiddel for å få et raskt overblikk over feltområdet, slik at en kan få en god indikasjon på hvor de interessante områdene ligger. Dronen er avhengig av store åpne områder uten særlig vegetasjon for å få gode bilder, er det for mye trær og busker, vil man få lite informasjon ut fra bildene. Dronebildene tatt i denne oppgaven var vanskelig å koble sammen ettersom vegetasjonen i området var svært likt og programmet (Agisoft Photoscan) klarte ikke å få nok referansepunkter. Bilder fra Norge i 3D ble derfor benyttet til å lage en enkel overflatemodell i Agisoft Photoscan.

5.4 Grottekartlegging

Kartleggingen i denne masteroppgaven baseres i utgangspunktet på kompendiet i grottekartlegging av Lauritzen (2002) utgitt i "Norsk Grotteblad nr.39". Kartlegging av grotter blir gjort med ulike måleinstrumenter. Ved å danne såkalte polygondrag som består av mange enkeltmålinger av formen på grotten, får man tilslutt et komplett grottekart. Polygondragene måles i polarkoordinater hvor posisjonen til punktene innover i grotten er definert av to vinkler og en avstand (kompasskurs, inklinasjonsvinkel og lengde) (Lauritzen, 2002). Før man får et forståelig bilde av grotten blir koordinatene omdannet til et tradisjonelt kartesisk koordinatsystem med x, y og z koordinater. Da får man altså høyde-, bredde- og lengdemål, som brukes som basis for grottekartet. Flere målepunkter innover i grotten bidrar til et mer detaljrikt grottekart. Grottekartene får også en gradering av hvor nøyaktige de er (her er det både en karakterskala og en bokstavskala). Grottekartene i denne oppgaven er av kartleggingsgrad 5C (Lauritzen, 2002). For geomorfologiske undersøkelser kreves det detaljrike kart som er mer nøyaktige enn grottekart laget fra hukommelsen. Grottekartlegging er en tomannsjobb både med tanke på sikkerhet ved eventuelle ulykker, men også av praktiske årsaker. Når man kartlegger tar en person seg av posisjon/tegning og håndholdt PDA, mens den andre leser av målinger og finner nye målestasjoner.

Ved å se på passasjemorfologien i grotten kan en dokumentere hvilke type prosesser som har vært aktive i grotten og hvordan den har blitt utformet. Grottene inneholder mange forskjellige typer karstformer som kan registreres og benyttes til å øke forståelsen for grottene i feltområdet. Lasermålere som holder på å erstatte den tradisjonelle meterstokken, er også et verktøy for mer nøyaktig kartleggingsarbeid. Lasermåleren kan i tillegg til å måle høyde, bredde og lengde, lage en profil av ulike punkter i grottene ved å skanne grotteveggene, et eksempel på en slik lasermåler er DISTOX av Leica. Denne metoden kan være svært nyttig når man kartlegger deler av grotten med kompliserte passasjer. Objekter som blir kartlagt er passasjeform, strømskåler, sedimenter, kontaktsoner, passasjehelning og stup. Ved grottekartlegging finnes en del feilkilder; kompassvinkelen kan bli påvirket av magnetismen til den omliggende berggrunnen, samt verktøy som man har med inn i grotten. Kalibrering av måleinstrumentene er også viktig for å få gode data som igjen kan prosesseres til et grottekart. Den endelige sammenstillingen av grottekartet med terrengmodell/bergrunnskart byr også på utfordringer da den geografiske posisjonen til samtlige elementer må være riktig for å gi mening.

Grottekartleggingen i denne oppgaven ble utført med en håndholdt lasermåler "Leica Disto X" samt en håndholdt PDA/GPS (Trimble Juno 3B) som tar imot måledataene. De to enhetene er koblet sammen via Bluetooth og må være innenfor en viss avstand for å sende og motta data. Med lasermåleren måler man såkalt HVNO punkter, som er først avstanden til høyre, deretter avstanden til venstre, så ned og til slutt avstanden opp. Da får man fire målingspunkter som blir sendt til PDA enheten. Deretter lager man et nytt punkt lengre inn i passasjen på ca. 5 meters avstand. Da skyter man tre skudd for å få en presis måling og man får dannet et nytt punkt i tabellen. Dataene lagres i tabellform med stasjons nummer med de tilhørende målingene. Man skyter også et "scan" av grottepassasjen der det lar seg gjøre, for å få en mer detaljrik kartlegging. Papirlapper blir lagt ned på de ulike stasjonene med nummer og hvem som har kartlagt stasjonen, dette blir gjort for å kunne fortsette fra ulike stasjoner dagen etterpå. Når punktene kommer inn i tabellform på PDA enheten blir de også lagret i tegneprogrammet "Pocketopo". Her tegner man grottepassasjen etter hvert som man beveger seg innover. Her tegnes inn hva som er på grottegulvet, om det finnes strømskåler, sprekker og andre observasjoner som er relevante. Denne tegningen er ganske grov og må bearbeides av et mer avansert tegneprogram når man er tilbake fra feltarbeidet.

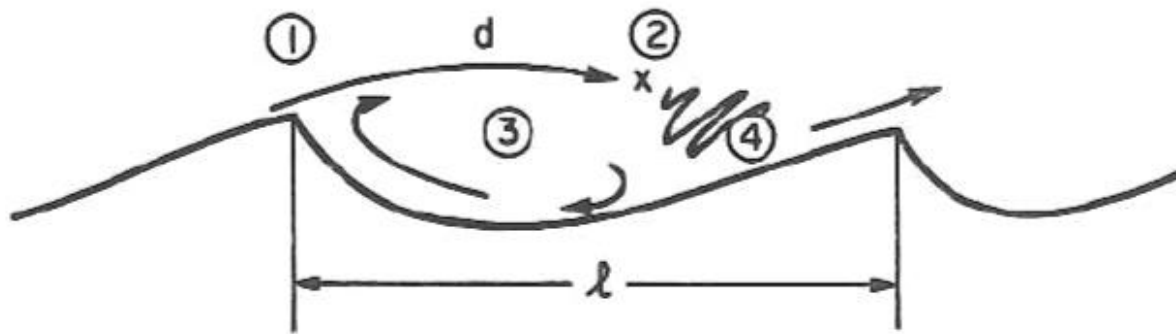
Når man har kartlagt alle passasjer som er mulig å forsere starter konverteringsarbeidet for å gjøre de kartlagte filene tilgjengelig for programmet "Grottolf" som brukes til tolkningsarbeidet, samt fungerer som bakgrunn/målestokk i tegneprogrammet "CorelDRAW". Konverteringsarbeidet kan være svært tidkrevende ettersom det i dette tilfelle var svært mange passasjer (filer) som måtte konverteres. Programmet Grottolf leser tabelldata med bokstav prefiks, mens tabelldataene kommer med tall prefiks. Derfor må alle grottefilene konverteres slik at eksempelvis alle punktene i 40 serien i grotten blir byttet ut med en bokstav, da får man punkt A1, A2, A3 osv. Når alle filene er konvertert ved hjelp av Grottolf, blir de klippet sammen og man får en lang kildekode som leses av i programmet og kan vises visuelt. Da kan grottepassasjen roteres, vinkles og danne polygondrag til tolkning av passasjene. Strekmålingene blir deretter eksportert til tegneprogrammet CorelDRAW der de fungerer som målestokk. Tegnefilene fra Pocketopo blir også importert og bearbeidet en etter en i CorelDRAW. Her blir de plassert på korrekt plass, samt skalert til riktig størrelse ved hjelp av strekbakgrunnen (målestokken) fra Grottolf. Når alle tegningene er koblet sammen, sitter man igjen med et komplett grottekart som videre kan analyseres for å uthente informasjon om morfologi, hydrologi og tidligere forhold i grottene.

5.4.1 Sedimenter i grottene

Ved å undersøke hvilke sedimenter og hvor dype lag en har med ulike sedimenter kan en si mye om hvordan miljøet har vært i grotten. Har vannet strømmet jevnt, har det vært mye eller lite vann, er det spor av døde dyr og planter, hva består sedimentene av, slike spørsmål kan besvares ved å se på sedimentene en finner i grotten. Er det lite sedimenter, så er det også et tegn på hvordan miljøet har vært, kanskje vannhastigheten har vært så høy at vannet har vasket med seg alt av løsmasser. Finner man eksotiske bergarter som av natur ikke hører hjemme i området, så er det et klart tegn på at man gjerne har hatt en isbre i systemet som har fraktet materiale til grotten ved hjelp av smeltevann. Kant rundete steiner er tegn på sterk vannføring og utvasking av finere sedimenter. Finner man dermed fine partikler slik som silt og leir, kan dette være et tegn på lange perioder med stillestående vann, der partiklene i suspensjon har fått tid til å sedimenteres. I denne oppgaven fungerer sedimentologien som en pekepinn sammen med grottens passasjeform på hvordan de hydrologiske forholdene har vært i grotten. Hvilke deler av grotten har vært vannfullt over lengre perioder og hvilke passasjer har vært lengre halvfyllt eller tørrlagt. Spor etter paragenez der oppløsningen har dominert i taket av grottepassasjen grunnet sediment fylt passasje, er også av interesse.

5.4.2 Strømskåler i grottene

Strømskålsanalyse er en metode der man måler lengden på såkalte strømskåler som dannes i grotteveggen og bruker denne lengden til å beregne hva hastigheten på vannet som strømmet gjennom grotten har vært, samt hvilken retning vannet har beveget seg. Strømskåler får man når en turbulent strøm av et løselig middel (eks vann) strømmer over en oppløselig overflate (Curl, 1974). Figur 20 er hentet fra Curl (1974) og viser hvordan vannstrømmen langs grotteveggen påvirker dannelsen av strømskåler. I punkt 1 vil vannstrømmen splittes og man får dannet en sterkere vannstråle (jet) som beveger seg over vann som beveger seg saktere. I punkt 2 vil den sterke vannstrålen også bli turbulent og bevege seg mot punkt 3, før den igjen blir en del av den sterke vannstrålen og treffer punkt 4 (Curl, 1974). I punkt 4 foregår den hurtigste oppløsningen og strømskålene vil derfor over tid bevege seg i samme retning som vannføringen. Lengden (l) på strømskålen er omvendt proporsjonale med vannhastigheten, det vil si at hurtig vannføring danner små strømskåler, mens langsom vannføring danner store strømskåler. I denne masteroppgaven ble strømskålene primært brukt som en indikasjon på vannretning, ettersom den konkrete strømskålsanalysen dekkes av en medstudents masteroppgave.



Figur 20. Dannelse av en strømskål. Punkt 1 vannstrømmen splittes, Punkt 2 jetstrøm blir turbulent, Punkt 3 sirkulasjon, Punkt 4 hurtig oppløsning. (Curl, 1974)

5.5 Innhenting av dybde data fra Reingardslivatnet

Dybdekartet fra Reingardslivatnet ble innhentet ved hjelp av en Zodiac gummi båt og en Garmin GPSmap 721xs kartplotter/ekkolodd. Garmin enheten registrerer dybde samt tilnærmet eksakt posisjon ved hjelp av GPS. Reingardslivatnet ble kartlagt ved å kjøre flere tverrlinjer av vannet, samt et par lengdedrag. Ved endt kartlegging sitter man igjen med en rekke punktmålinger med dybde og kartkoordinater. Punktmålingene blir deretter importert til ArcGIS ved hjelp av programmet "Garmin HomePort" og "Garmin BaseCamp". I ArcGIS blir punktdataene interpolert ved hjelp av en IDW (*Inverse Distance Weighted*) interpolasjon som estimerer dybden til de resterende områdene ved hjelp av funksjon som tar mest hensyn til de omliggende punktene. Det vil si at de faktiske dybdepunktene rundt det interpolerte området har størst innflytelse på hva dybdeverdien blir i de interpolerte områdene. De ulike dybdeverdiene vises i ulike farger og dybdekartet kan brukes til videre tolkning.

Videre følger en kort oppsummering av fremgangsmåten i ArcGIS: Først importerer man dybde dataene i tabellform fra Excel, med ID nr, X verdi, Y verdi og Z (dybde) verdi. Deretter viser man punktene grafisk ved hjelp av *display XY values* funksjonen og eksporterer dette til et nytt lag. Det neste steget er å sette omrisset av Reingardslivatnet til 0 meter, slik at dybde målingene rundt vannet tilsvarer 0 meters dybde. Dette ble gjort ved å konvertere omrisset til vannet fra linje til punkter og gi dem dybdeverdi = 0. Deretter ble det kjørt en interpolasjon av et kombinert lag bestående av dybde målingene fra vannet, samt punktene fra omrisset. Siste punktet var å legge på dybdekoter og vise dybdeverdien i tallform på de ulike koter. Dette ble gjort av en egen kontur funksjon i programmet som dannet koter fra det interpolerte raster kartet (dybdekartet), der man kunne dele opp i ulike kategorier.

Ekvidistansen for dybdekontene ble satt til 5 meters intervall ettersom dette gav best resultat med tanke på lesbarhet. Tilslutt ble UTM koordinater, målestokk, nord pil og tegnforklaring (legend), plassert på dybdekartet

5.6 Doline registrering

Doliner som er ulike typer lukkede forsenkninger i karstterrenget, ble også registrert som en del av overflate kartleggingen. Dolinene ble målt ved hjelp av en meterstokk, her ble lengde, bredde og dybde notert ned. Orienteringen til dolinene ble også registrert ved hjelp av et kompass, samt deres posisjon ved hjelp av en håndholdt GPS. Hvilken type doline man registrerte ble også tolket og notert ned. Registreringen av dolinene blir videre brukt til å observere om det er noen sammenheng mellom dolinenes posisjon i terrenget og grottenes posisjon i berggrunnen under. Samt å tolke om det er noen sammenheng mellom dybden på de ulike dolinene, for å finne et eventuelt generasjonsmønster.

6 RESULTATER

Totalt ble det kartlagt 7761 meter med grottepassasje av kartleggingsgruppen under feltperioden i august 2015. Samtlige deltakere i kartleggingen nevnes i (Figur 25) og bestod av både masterstudenter, veiledere og frivillige. De endelige grottekartene vises i appendiks B - E, samt i originalt A3 format på vedlagt CD. Tverrsnittprofilene i grottekartene følger samme orientering som kartleggingen (mot øst), og i enkelte tilfeller (ved kryssende passasjer) mot nord. Grottene som ble ferdig kartlagt var Larshullet og Lapphullet, hovedfokuset blir derfor naturligvis på disse to grottene. Videre følger en beskrivelse av nevnte grotter, samt figurer med utsnitt av seksjoner fra de kartlagte grottene. De norske navnene på de ulike partiene i grottene er enten fra Horn (1947), de engelske navnene er hentet fra tidligere grottekart av *Cambridge University Caving Club (Wells, 1957)*. Mot slutten presenteres resultater fra innhenting av dybdedata fra Reingardslivatnet, doline registreringen, registrering av oppløsningshull ved Reingardslivatnet, samt andre figurer produsert under arbeidet.

6.1 Larshullet: UTM 33 W 0463693 7367977

Larshullets grotteinngang ligger 390 moh., altså ca. 30 meter høyere enn dagens høyde på Reingardslivatnet. Larshullet er oppkalt etter Lars Bjørnnes som oppdaget hulen i 1870 årene (Horn, 1947). Statistikk hentet fra *GROTTOLF* programmet til Lauritzen (2008) etter man har lagt inn alle kartleggingsdataene, viser at Larshullet har nå en oppmålt lengde på ca. 4701 meter og en vertikal høydeforskjell på ca. 335 m. Larshullet har et estimert samlet areal på ca. 18950 m² og et totalt volum på ca. 38101 m³. Grotten har en relativt bratt gradient på ca. 12° og inneholder to vertikale sjakter (*Appendiks D*). Videre beskrives grotten fra inngangen i vest, til de nederste partiene i øst. Grotten deles opp i seksjoner for å lettere beskrive og forstå de ulike seksjonene. Det endelige grottekartet vises i *Appendiks B. Grottekart av Larshullet*, samt et tverrsnitt av Larshullet vises i *Appendiks D. Grottekart av Larshullet (tverrsnitt)*.

6.1.1 Fra inngang til dagåpning

Inngangen til Larshullet er ca. 0.5 x 1 meter i diameter og er relativt vanskelig å få øye på med mindre man vet hvor grotten befinner seg. Både Larshullet og Lapphullet er sperret med jerngitter og jerndør med hengelås, ettersom grottene ble vernet i 1967 i samsvar med da tidens lov om naturvern. Inngangspartiet til Larshullet er preget av blokkrikt materiale som er kantet/kantrundet (Figur 26). Materialet stammer sannsynligvis fra innrast materiale fra tak og vegger i forbindelse med frostprosesser som grotteinngangene spesielt er utsatt for.

Orienteringen til inngangen er mot øst, og etter ca. 20 meter tar grotten en 90° sving mot sør, før hovedpassasjen fortsetter i en skarp 90° sving mot øst. Passasjen mot øst fører ut mot overflaten og er nå blokkert eller sammenrast, denne passasjen inneholder også en del finere materiale i form av sand. Hovedpassasjen deler seg videre i to etasjer, hvor den nedre delen har form som en smal canyon og er av vados opprinnelse (tverrsnitt a og b, Figur 31). Den øverste etasjen er en sirkulær freatisk passasje og inneholder svært lite materiale, består for det meste av bart fjell. De to etasjene går videre over i en større hovedpassasje hvor man finner en del blokkrikt materiale, men også en rullesteinsavsetning. Strømskålene i dette området indikerer vannstrømning mot øst, altså er disse strømskålene dannet av vann som strømmet videre innover og nedover i grotten. Herifra går det en smal passasje mot nord som har en bratt gradient som fører til overflaten. Denne smale utgangen er trang og inneholder også kantet blokkrikt materiale som stammer fra nedrasning. I hovedpassasjen starter et komplisert nettverk av ganger og trange passeringspunkter ved den første sjakten.

6.1.2 Labyrint ved første sjakt

Den første sjakten er ca. 30 meter dyp og er dannet ilangs en av flere svakhetssoner/sprekk- eller forkastningssoner som har orientering 20° . Disse passasjene går på tvers av hovedpassasjens østlige retning og opptrer flere ganger nedover i grotten (Figur 26). Generelle hovedtrekk for passasjene i labyrinten er at de ofte er brede ca. 5 – 10 meter, men samtidig er det noen steder svært lavt under taket (tverrsnitt c, Figur 31). Passasjene krysser hverandre, samt går over og under hverandre og danner et tredimensjonalt nettverk eller labyrint. Dette partiet er et av de mest komplekse i Larshullet, ettersom de resterende passasjene i grotten stort sett følger en østlig retning. Passasjene i labyrinten inneholder for det meste kantet materiale, men man finner også områder med finere avsetninger i form av sand. Enkelte partier med rullesteinsavsetninger fins også i dette området (tverrsnitt d, Figur 31). Passasjene lengst sør i labyrinten inneholder også en del dryppstein, med hvit fargede stalagmitter som har en diameter på ca. 10 cm og en høyde på ca. 20 -30 cm.

6.1.3 Storkirken og Fossehallen

Storkirken er det første elementet i grotten som skiller seg ut med sin enorme størrelse (tverrsnitt e, Figur 31, Figur 27). Her er det ca. 25 meter takhøyde og det dobbelte i bredden, trenden er nord/sør, men hovedpassasjen fortsetter videre mot øst. *Storkirken* (Figur 21) er preget av store mengder nedrast kantet materiale. Her er det blokker i størrelsen 0,5 til 5 meters størrelse, samt en enorm hengende blokk kalt *Alteret* som er nærmere 10 meter bred. Blokkene i passasjen i *Storkirken* er plassert i de nordlige og sørlige delene, samt som en haug

i midten av passasjen. Blokkene er for det meste av marmor men også glimmerskifer og stammer sannsynligvis fra taket. De bærer ikke preg av transport. I *Storkirken* drypper det litt fra taket, hovedsakelig i de mindre delene. Vest for *Storkirken* er en lav passasje kalt *Fossehallen*, der gulvet består av en sandavsetning som ender i en liten foss som kommer fra taket av grottepassasjen. Området rundt *Fossehallen* er preget av finmateriale i form av sand, samt en leiravsetning bestående av blå metallisk leire. Denne leiravsetningen ligger i en parallell passasje til hovedpassasjen som leder vestover (mot inngangen) fra *Storkirken*. Denne gangen inneholder også store mengder sand og veldig lite blokker. Nedover fra *Storkirken* kommer man inn en passasje kalt *Tunnelen*.



Figur 21. Storkirken sett fra nord, med den nedraste blokken *Alteret* opplyst av personen på bilde (Foto forf.)

6.1.4 Tunnelen

Tunnelen fikk sitt navn fra Horn (1947) sin passende beskrivelse av passasjen som en jernbanetunnel (Figur 22). *Tunnelen* er primært sirkulær (typisk freatisk passasjeform), men med en liten vados bekkenedskjæring fra en elv som også renner gjennom grotten i dag (tverrsnitt f, Figur 31). Passasjen er ca. 10 - 15 meter bred og med ca. 8 meters takhøyde. *Tunnelen* inneholder litt blokkrikt materiale, men er for det meste reinspylt, spesielt vegger og grottegulvet langs veggene. Den vados bekkenedskjæringen danner en liten canyon som inneholder store mengder transportert materiale. Enkelte store nedraste blokker ligger også i grottepassasjen og er markert på grottekartet. Ved enden av *Tunnelen* ned mot *Splitten*, er det



Figur 22. Tunellen, Passasjen er ca. 10 - 15 meter bred og med ca. 8 meters takhøyde (Foto forf.)

også en stor rullestein avsetning som inneholder flere hundre rullestein. Enkelte av rullesteinene er eksotiske, det vil si at de ikke kommer fra bergarten som grotten er dannet i, men fra en lokalitet utenfor grottesystemet. Rullesteinene er med andre ord blitt fraktet inn i grotten av rennende vann. *Tunnelen* deler seg i to passasjer ved *Splitten* (Figur 28).

6.1.5 Splitten

Splitten også kalt *Delet* av Horn (1947), inneholder mye kollapsmateriale fra 0,5 til 5 meters størrelse. Området er kaotisk og er preget store mengder løsmateriale. *Splitten* vises i Figur 23, bildet til venstre er passasjen videre mot *Nordgangen* og bildet til høyre viser passasjen mot *Sørgangen*. Det finnes også en del finere sediment i form av sand, men store deler av passasjen er også her spylt ren. *Splitten* deler hovedpassasjen i to deler, passasjen lengst nord leder ned i *Nordgangen*, og passasjen lengst sør leder ned i *Sørgangen*. Begge passasjene har videre en østlig retning. Passasjen i *Splitten* er litt mindre enn *Storkirken* og har en tilnærmet kvadratisk form og inneholder mye samme type blokkrikt materiale. Ved *Splitten* drypper det også litt fra grottetaket, på samme måte som ved *Storkirken*. Etter at hovedpassasjen deler seg ved *Splitten*, går de ikke sammen igjen i den kartlagte delen av Larshullet. Unntaket er noen mindre sideganger som krysser hverandre ca. 100 meter øst for *Splitten*.



Figur 23. Splitten, Nordgangen til venstre og Sørgangen til høyre. (Foto forf.)

6.1.6 Sørgangen

Sørgangen inneholder store mengder fint sediment i form av sand (Figur 28 og Figur 29).

Passasjens bredde er ca. 5 meter, men det er ofte lavt under taket, enkelte steder ca. 1 meter.

Passasjeformen tyder på en freatisk opprinnelse, ettersom passasjen er tilnærmet linseformet og det ikke er spor etter noen form for vadose nedskjæringer (tverrsnitt h, Figur 31).

Sørgangen minner noen steder om en langstrakt sandstrand, med unntak av enkelte spylte områder, samt områder ved begynnelsen og ca. midtveis, som inneholder store blokker (tverrsnitt m, Figur 31). Disse blokkene er kantede og ca. 2 – 5 meter i lengste akse, blokkene er ikke preget av transport og stammer sannsynligvis fra taket. Det totale lengden av *Sørgangen* ca. 800 meter. Taket i passasjen inneholder noen steder spor av paragenese i form av mindre sammenhengende halvør ca. 30 cm i diameter (Figur 24). Dette er et godt tegn på at passasjen en gang har vært fylt av sedimenter, slik at oppløsningen kun foregår i taket.

Taket består her av en tynn glimmerskifer horisont som kan påvirke hvordan oppløsningen foregår. Det er vanskelig å se om dette er paragenese eller om det skyldes glimmerskiferlaget i taket. *Sørgangen* er en relativt rettstrekt grottepassasje som inneholder svært få sideganger, den er til gjengjeld ganske lang (>800 m). 100 meter før enden er det en liten dam som dannes ved vandrdåper fra en tverrsprekk (tverrsnitt n, Figur 31). *Sørgangen* ender i en sandfylling som blokkerer hele passasjen, bortsett fra en trang passasje fortsetter mot sør, deretter videre mot øst. *Sørgangen* forsetter her ca. 20 meter, før den fører til en bratt passasje som er fylt med sand. *Sørgangen* har derfor store muligheter for å bli enda lengre ved videre utforskning.



Figur 24. Paragenese i taket, tegn på at hele passasjen har vært full av sedimenter (Foto forf.)

6.1.7 Nordgangen

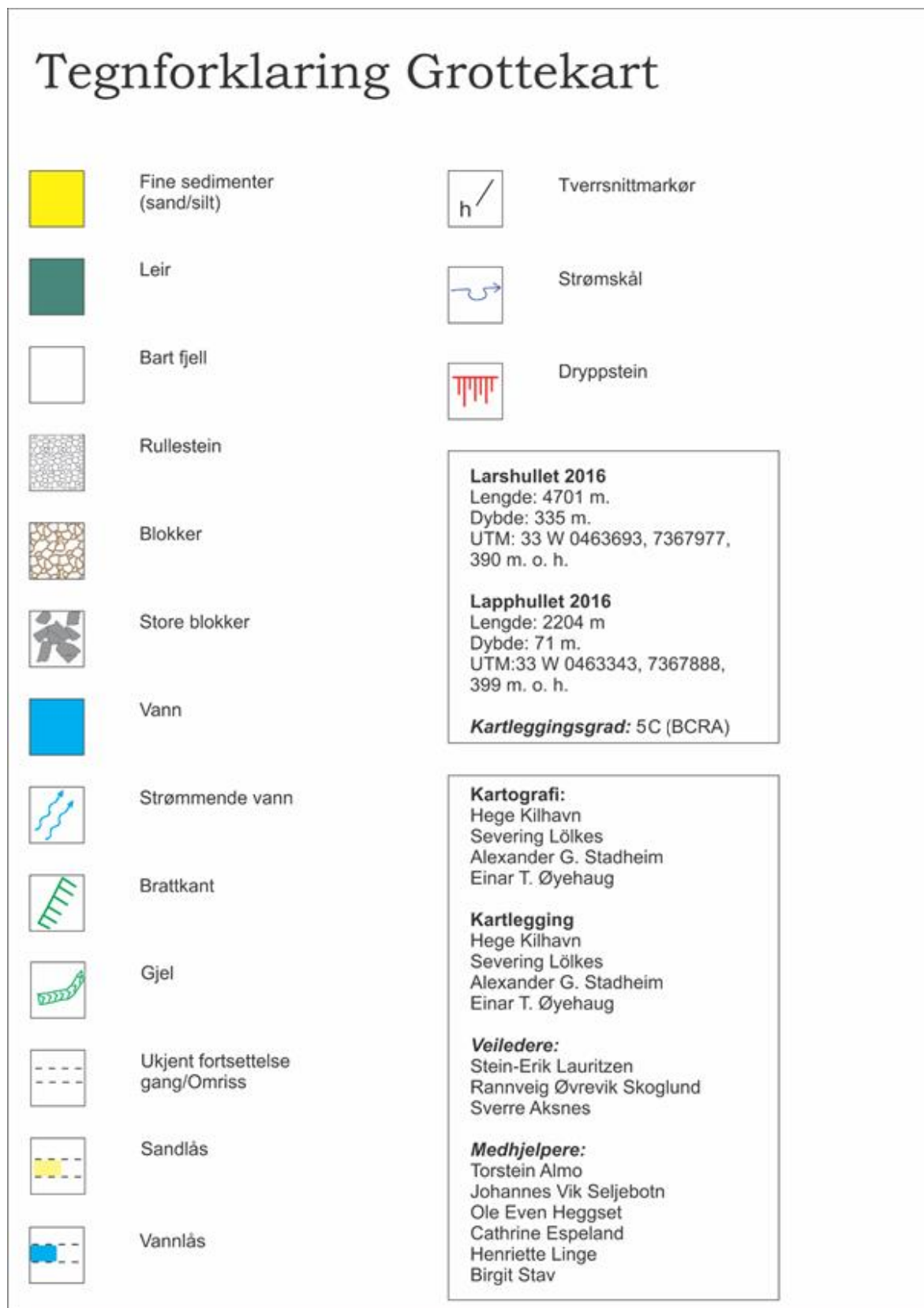
Starten på *Nordgangen* er på lik linje med *Splitten* preget av store mengder med blokkrikt kollapsmateriale som gjør det vanskelig å forsere passasjen (Figur 28 og tverrsnitt g, Figur 31). Blokkene er også dekket av et fint leir/siltig materiale. Passasjen i dette området er svært stor ca. 7 m i diameter, men smalner ned til en diameter på ca. 4 m. Passasjen har de fleste steder en tilnærmet sirkulær passasjeform. Etter ca. 150 meter kommer man til et område med en rekke tverrgående passasjer, samt en vertikal brattkant med en høydeforskjell på ca. 7 meter. Dette området er komplisert med passasjer både over og parallelt med hovedpassasjen, her kommer også den rennende elven tilbake etter den forsvant med *Splitten*. Etter brattkanten kommer man ned i en bekk med en del kantrundet materiale, før passasjen fortsetter sørover ca. 10 m, deretter østover videre nedover i *Nordgangen*. Passasjen videre er preget av blokkrikt materiale, samt områder med sand og silt avsetninger. Store deler av tiden har man også den rennende elven ved grotteveggen. Neste store forsering er en ny avsats på ca. 7 – 8 meter, med rennende vann kryssende over avsatsen (tverrsnitt i, Figur 31). Dette partiet kalles for *Fossen* og kan være vanskelig å forsere ved høy vannføring.

Bunnen på *Fossen* inneholder kantrundet til rundete blokker som strekker seg ca. 10 meter videre innover i passasjen. Området fra *Fossen* til *Krystallgangen* inneholder mest blokkrikt materiale, samt en del områder med sand. Passasjen er tilnærmet elliptisk, typisk freatisk og har en bredde på ca. 3 meter, med tilsvarende høyde under taket. Videre skjer det en ny deling av passasjen, hvor den nordligste delen leder inn i *Krystallgangen*, og den sørlige delen dropper ned ca. 2 meter, før den fortsetter videre. *Krystallgangen* er en gang med store mengder utkrystallisert materiale av ulik opprinnelse. De fleste krystallene har en gul eller hvit farge. De ulike krystallene er blitt prøvetatt av en medstudent og skal undersøkes videre på laboratorium. *Krystallgangen* ender i en smal passasje, hvor taket går ned i svært fine sedimenter som er blitt tolket i felt til leir. Den sørlige passasjen i *Nordgangen* går inn i enda et freatisk rør med noe kantet blokkrikt materiale, men store deler av passasjen er rensplyt (tverrsnitt j, og k, Figur 31). Passasjen heller videre nedover og man kommer til et område med sand på grottegulvet, samt en del kantet blokkrikt materiale. Denne passasjen fører til *Sjakt nr.2*.

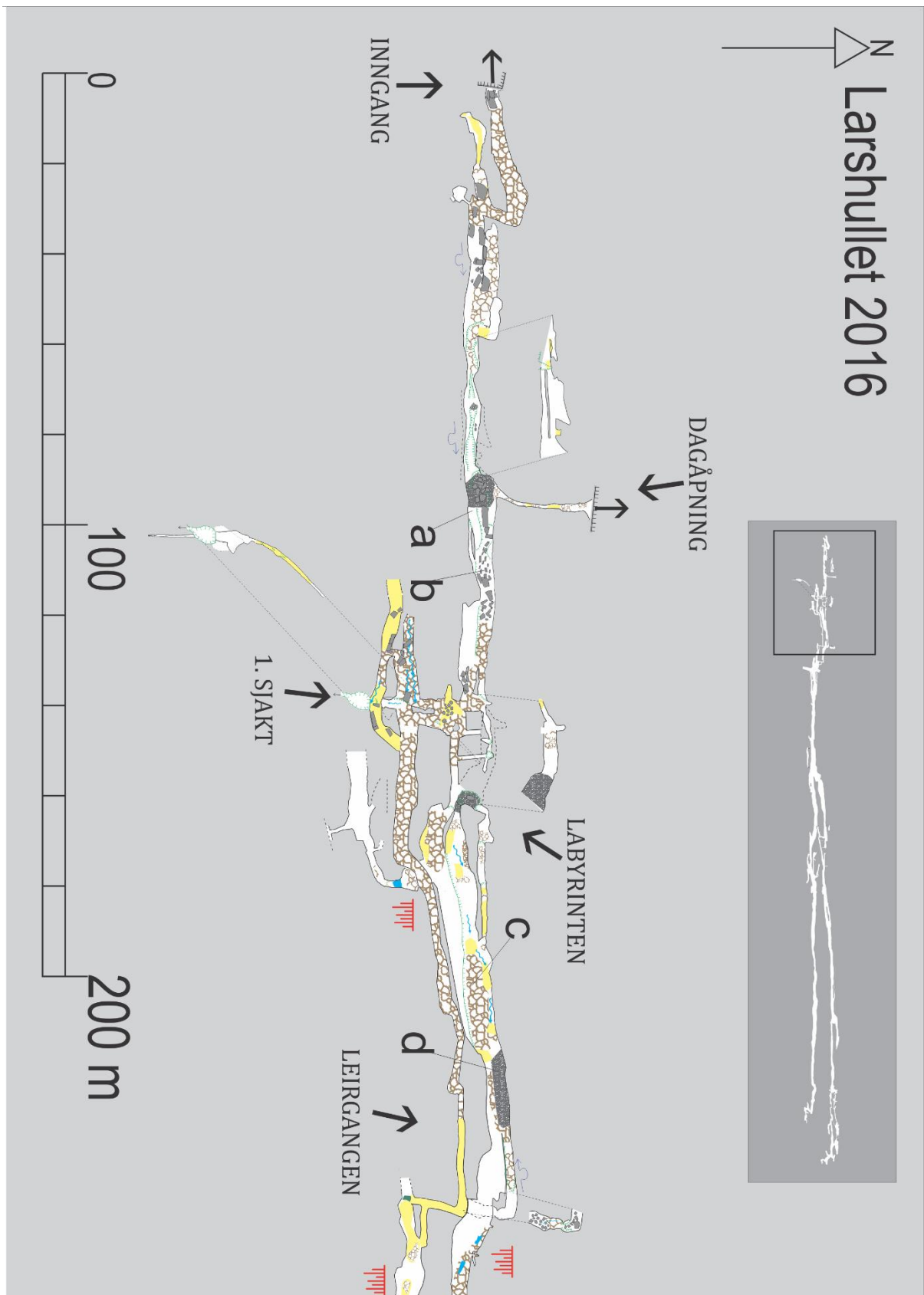
6.1.8 Nordgangen Corbel

Sjakt nr. 2 er ca. 20 meter bred og med en vertikal høydeforskjell på ca. 30 meter. Sjakten har også en overhengende kant. Toppen av *Sjakt nr.2* ligger ca. 150 moh. Sjakten ble ikke forsert av Horn (1947), men derimot av Jean Corbel i 1957, som kartla denne nederste passasjen av *Larshullet* (Corbel, 1957). *Nordgangen Corbel* består av et nettverk av grottepassasjer med rennende vann i store deler av passasjen. Det spesielle med *Nordgangen Corbel* er at den inneholder en rekke passasjer med vannfylte gjel (tverrsnitt l, Figur 31) . Passasjene i *Nordgangen Corbel* ligger ca. 100 moh. dette er ca. 50 meter over dagens dalbunn. De vannfylte gjelene er vadose nedskjæringer som er et godt eksempel på aktiv karstifisering, samt mulig fluvial abrasjon. Forholdene i *Nordgangen Corbel* skiller seg altså fra resten av grotten, der det i dag foregår lite oppløsning av passasjene. *Nordgangen Corbel* inneholder passasjer både med kantet blokkrike avsetninger, samt passasjer med finere materiale i form av sand (Figur 30). Passasjene er enkelte steder svært lave med en høyde på ca. 1 meter.

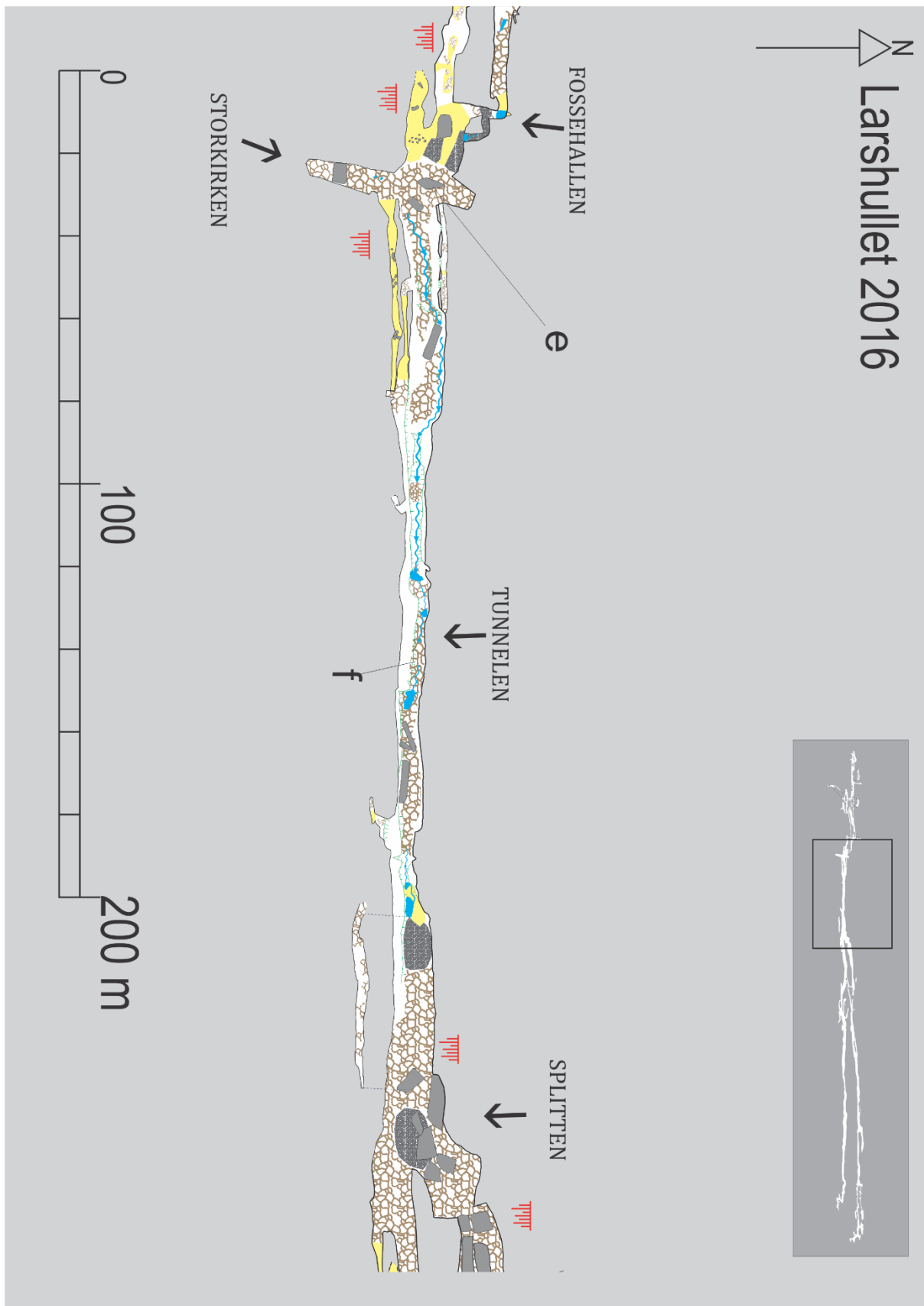
Videre følger en tegnforklaring for alle grottene (Figur 25) samt utsnitt av de kartlagte seksjonene fra *Larshullet* (Figur 26 - Figur 30).



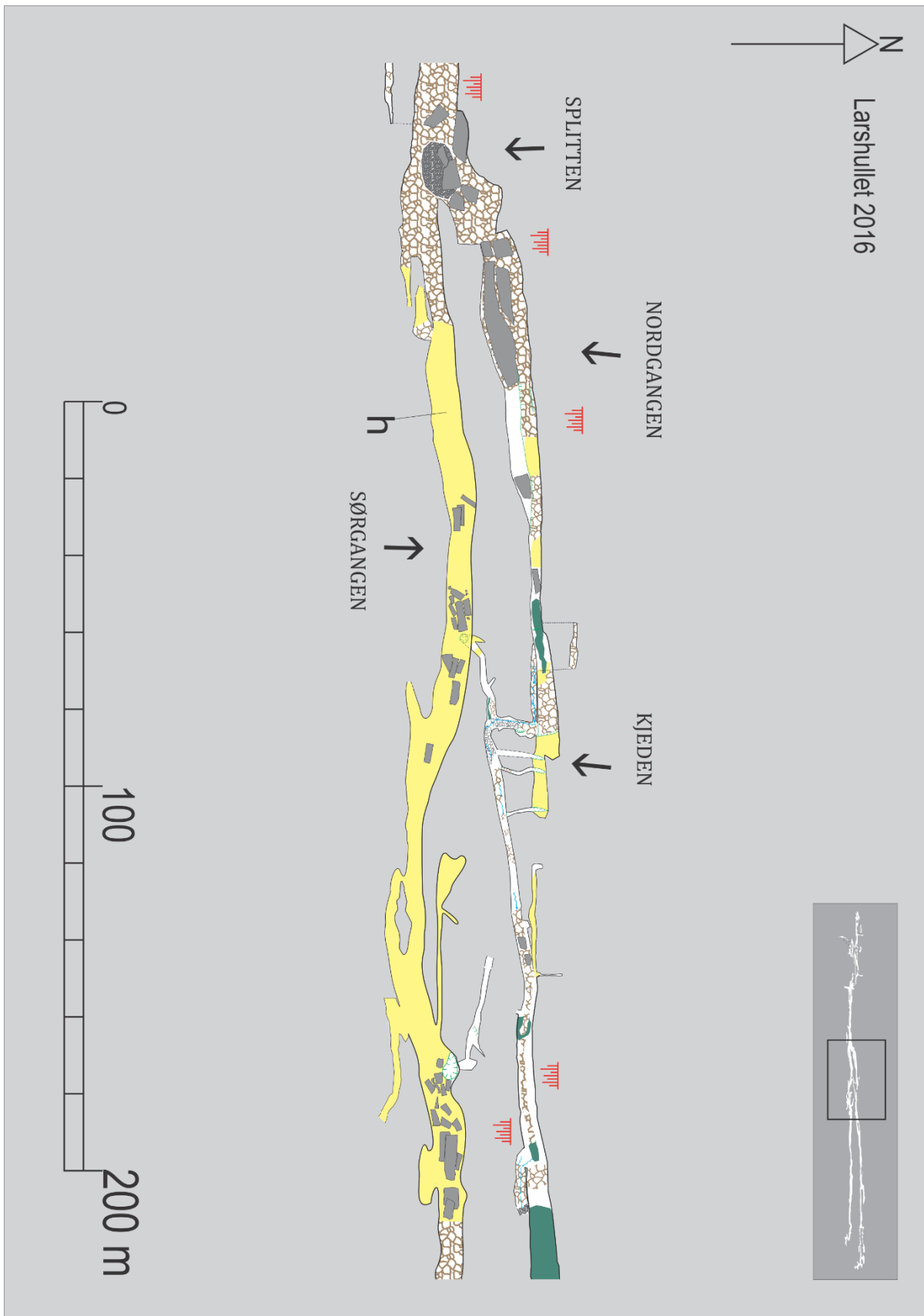
Figur 25. Tegnforklaring til grottekart, faktaboks, ansvarlig for kartografi og kartlegging.



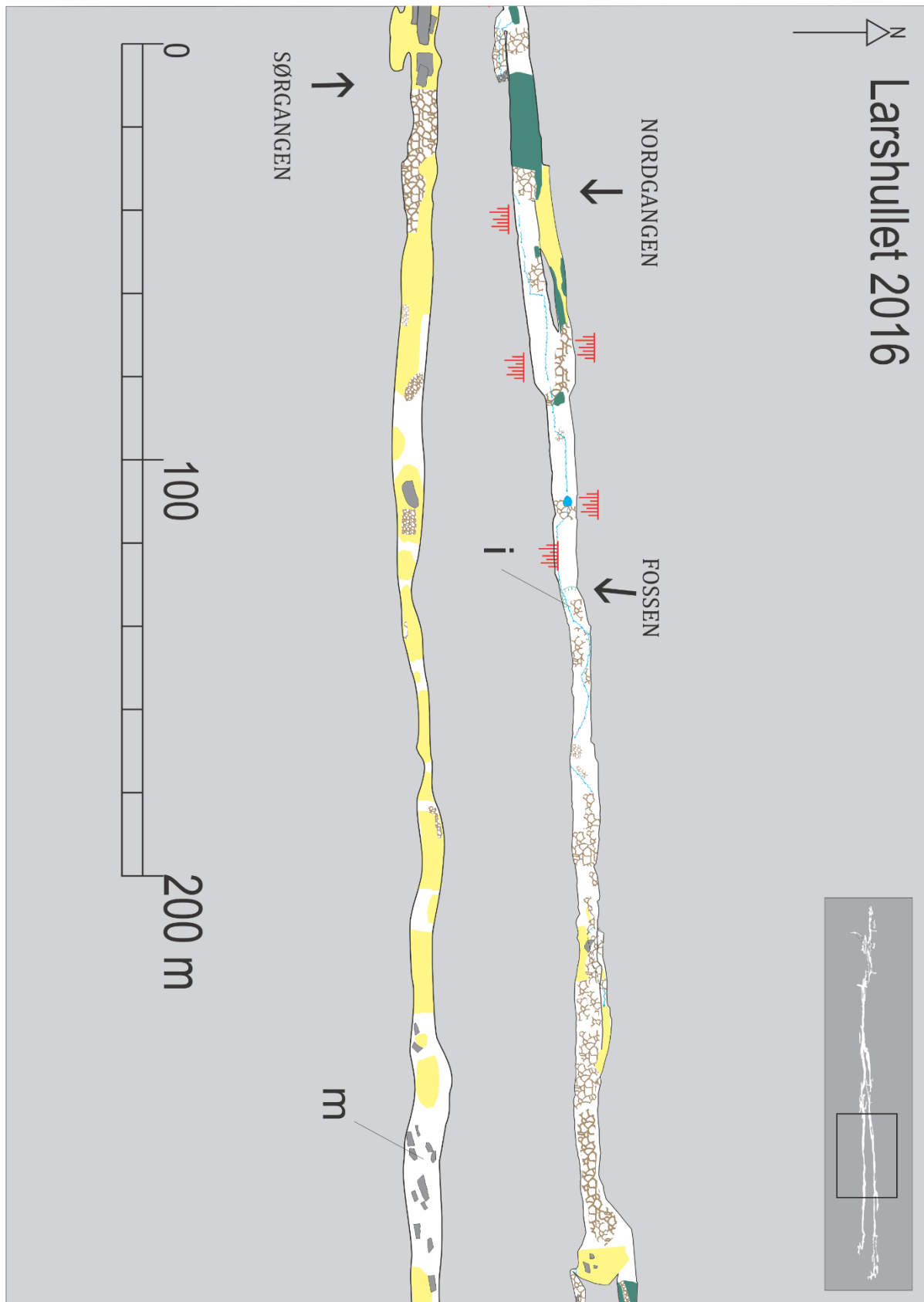
Figur 26. Larshullet seksjon 1. Viser Inngang, Dagåpning, 1.sjakt, Labyrinten og Leirgangen.



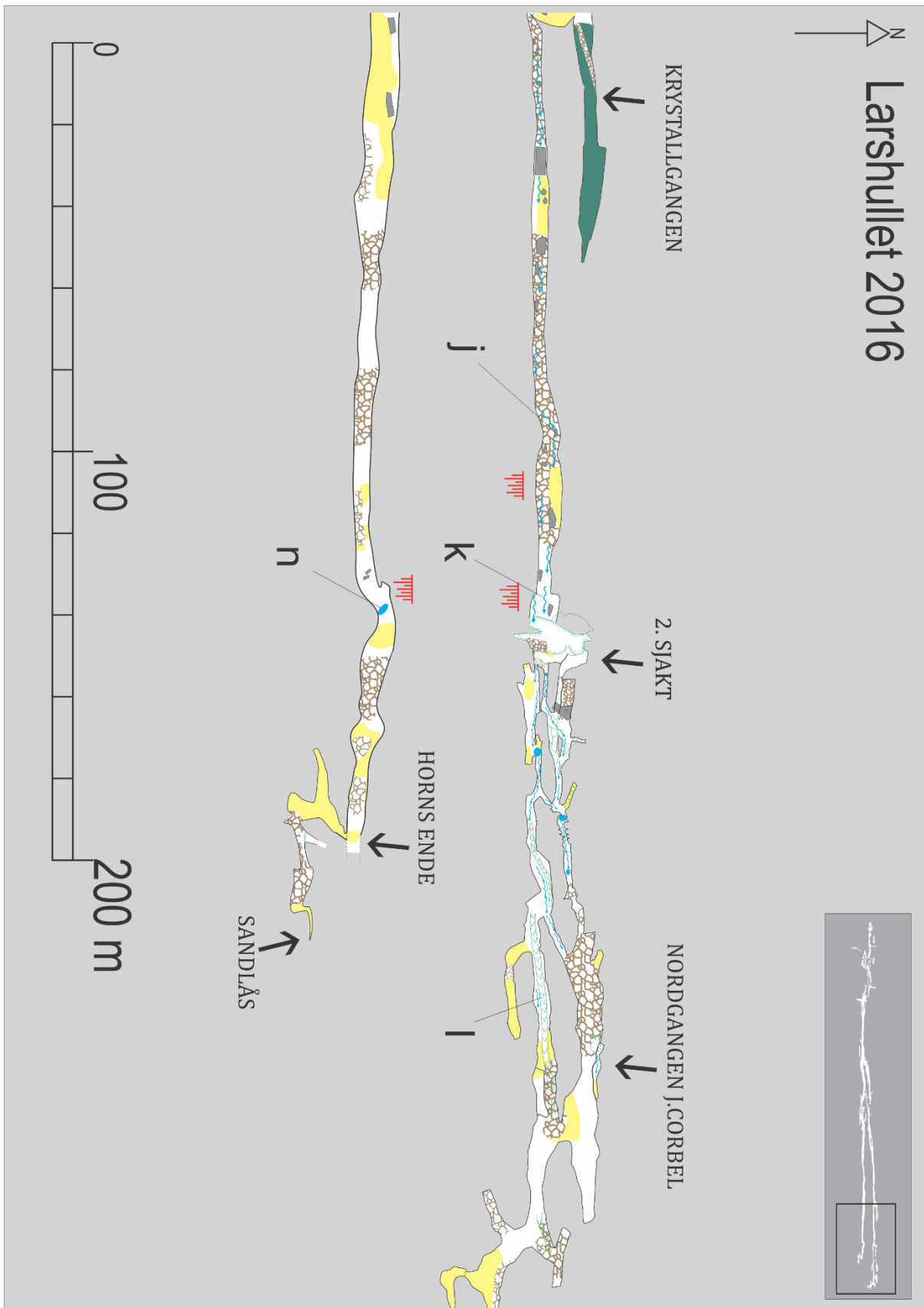
Figur 27. Larshullet seksjon 2. Viser Fossehallen, Storkirken, Tunnelen og Splitten.



Figur 28. Larshullet seksjon 3. Viser Splitten, Nordgangen, Sørgangen og Kjeden.

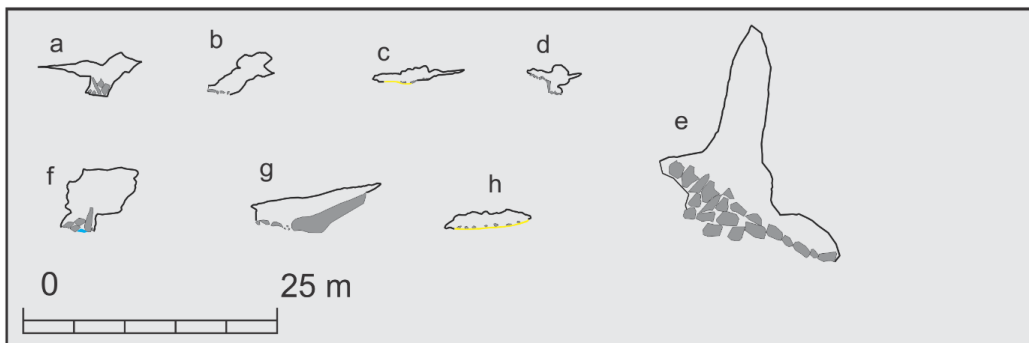


Figur 29. Larshullet seksjon 4. Viser fortsettelsen av Nordgangen, Sørgangen og Fossen.

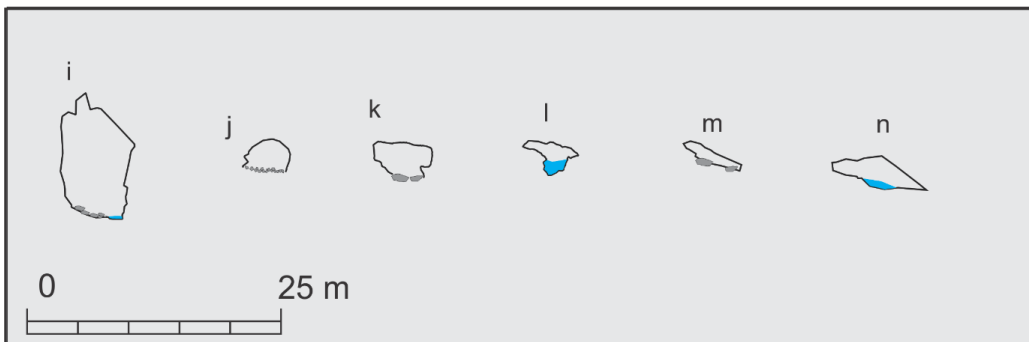


Figur 30. Larshullet seksjon 5. Viser Krystallgangen, 2. Sjakt, Nordgangen J. Corbel, Horns ende og sandlåsen i Sørgangen.

Tverrsnitt Larshullet del 1



Tverrsnitt Larshullet del 2



Figur 31. Tverrsnitt for Larshullet (fra a – n), tverrsnittene har likt orientering som kartleggingsrute, mot øst.

6.2 Tolkning Larshullet

Larshullet er i hovedsak dominert av store sirkulære/elliptiske passasjer tolket til å være dannet under freatiske forhold. Enkelte partier er derimot preget av vadose nedskjæringer, dette gjelder i hovedsak inngangspartiene, deler av *Tunnelen*, samt *Nordgangen Corbel*. Enkelte av partiene er også preget av store mengder kollapsmateriale, spesielt *Storkirken*, og *Splitten*. Finere sedimenter som sand/silt dominerer derimot i *Sørgangen*, samt enkelte partier i *Nordgangen*. Partiene med finere sedimenter indikerer perioder med sakteflytende vannføring. Partiene med leir sedimenter (*Leirgangen*, *Krystallgangen*) krever stillestående vann for å bli avsatt. Dette indikerer en fase med oppdemming og liten påvirkning ved drenering. Passasjene i *Larshullet* er for det meste orientert i en øst/vest retning og følger strøkretningen til den foldete marmoren ned mot Røvassdalen. *Larshullet* blir karakterisert som et lineært dreneringssystem, med rette passasjer og få forgreininger. Forgreiningene er for det meste styrt av de nord/sør gående tverrsprekkene som forekommer med ujevne mellomrom. De fleste passasjene er orientert i en retning, med avbrudd enkelte vertikale partier (*Sjakt.1 og 2*, *Fossen*). *Larshullet* har få knekkpunkter, *2.sjakt* er primært det eneste området hvor man ser et tydelige knekkpunkt, med deretter slakt hellende passasjer i *Nordgangen Corbel*.

6.3 Lapphullet Posisjon UTM 33 W 0463343 7367888

Lapphullet ligger 399 moh. og ble først beskrevet av O. A. Corneliussen i *Det nordlige Norges Geologi* av Dahll *et al.* (1891) etter at Corneliussen besøkte grotten i 1874. Lapphullet er nå kartlagt til ca. 2204 m, med en total høydeforskjell på ca. 71 m. Lapphullet har et estimert samlet areal på ca. 6566 m², og et volum på ca. 10545 m³. Den generelle hovedtrenden på helningen av passasjene i Lapphullet er på ca. 10.5°. Det endelige grottekartet av Lapphullet med tverrsnitt av passasjeformene vises i *Appendiks C. Grottekart av Lapphullet*, samt et tverrsnitt av grotten vises i *Appendiks E. Grottekart av Lapphullet (tverrsnitt)*. Videre følger en beskrivelse av de ulike seksjonene i Lapphullet med bilder av enkelte passasjer. Ved enden av beskrivelsen er grottekartet av Lapphullet delt i to seksjoner for å få med flere detaljer (Figur 34 og Figur 35).

6.3.1 Inngangsparti

Inngangspartiet til *Lapphullet* (Figur 34) har en østlig orientering og har en tilnærmet nøkkelhullprofil med vadose nedskjæringer (tverrsnitt a, Figur 36). Takhøyden ved inngangen er ca. 2. meter og passasjen blir fort komplisert med hulrom i to etasjer, samt ganger på kryss og tvers. De øverste etasjene inneholder svært lite sedimenter, bortsett fra litt kantet blokkmateriale på grottegulvet. De nedre etasjene derimot, inneholder ofte store mengder med både kantrundete blokker, samt finere materiale i form av sand (tverrsnitt b, Figur 36). Det er flere passasjer som leder videre ned i grotten, en sidegang går herfra mot nord og har en smal åpning. Denne sidegangen går deretter ned to avsatter på ca. 3 meters høyde, før den leder til en høy og bred hovedpassasje. I hele dette inngangspartiet, samt store deler av grotten, stikker det ut glimmerskifer horisonter som har blitt foldet sammen med marmoren. Disse glimmerskifer lagene stikker ned fra taket, noe som snevrer inn den ellers brede marmor passasjer. Nede i hovedpassasjen åpner passasjen seg opp og ligner svært på *Tunellen* i *Larshullet* bortsett fra at denne gangen ikke er like rett, men skifter ofte retning. I hovedpassasjen er det mye nedrast blokkrikt materiale på grottegulvet, samt sidepassasjer som inneholder store mengder sedimenter i form av sand. Strømskålene i dette området peker videre innover (øst), men det er også en passasje som leder mot en annen dagåpning som er sperret av gitter. Strømskålene i denne passasje peker vestover, noe som indikerer at det siste hydrologiske regime førte vannet motsatt vei enn dagens drenering.

6.3.2 100 meters punkt, Gunnar Horn

Rett før 100 meters punktet til Gunnar Horn, går man forbi et kryss som leder til *Kollapsgangen* som beskrives i neste avsnitt, denne gangen leder vestover. Fortsetter man

heller østover, inneholder hovedpassasjen en del bekkenedskjæringer, samt store mengder med løst kollapsmateriale. Litt sør for dette området er det også en seksjon med sidepassasjer med sand på grottegulvet (tverrsnitt d, Figur 36). Disse sidepassasjene leder etter hvert tilbake til hovedpassasjen. Enkelte av blokkene i hovedpassasjen er svært store ca. 3 meter lengste akse, 2 meter bred og 0.5 m høy (tverrsnitt e, Figur 36). Disse kantede blokkene virker uforstyrret og har ingen spor av slitasje/flytting. Hovedpassasjen leder mot et kryss hvor den sørlige gangen er blokkert av nedrast materiale, mens den nordlige gangen leder mot Gunnar Horns 200 meters punkt. I dette krysset er det også åpning opp i passasjen kalt *Drainpipe* som beskrives under et senere avsnitt.

6.3.3 Kollapsgangen

Kollapsgangen er som navnet tilsier en passasje som er fylt med blokkrikt, kantet kollapsmateriale. Denne passasjen leder mot en eventuell dagåpning ved inngangen, men det blir etterhvert så lavt under taker at man ikke kan forsere passasjens fulle lengde.

Kollapsgangen er ca. 100 meter lang og har en bredde på 5 – 10 meter. Den fulle høyden av passasjen er svært vanskelig å estimere ettersom man ikke ser grottegulvet, grottegulvet består av blokker som har rast ned fra taket. *Kollapsgangen* leder sannsynligvis mot en annen del av grottesystemet kalt *Nordre Lapphullet* som har sin inngang ca. 50 meter nordvest for inngangen til *Lapphullet*. *Nordre Lapphullet* ble ikke besøkt eller kartlagt under feltarbeidet i 2015.

6.3.4 200 meters punkt, Gunnar Horn

Rett etter Gunnar Horns 200 meters punkt, snevrer passasjen inn og passasjeformen endres (Figur 32). Passasjen inneholder tydelige trykkledningsprofiler i taket, med bredere vadose nedskjæringer mot grottegulvet. Passasjen har ikke et perfekt nøkkelhulls profil ettersom den nederste delen av passasjen er bredere enn den øverste, den kan derfor tenkes at det i stedet er flere generasjoner av trykkledninger som vises i dette bildet. En annen forklaring er at den øverste freatiske passasjen er dannet som følge av paragenese. Ledespalten eller initialsprekken ser også ut som om den befinner seg i den nederste delen av passasjen, og at store deler av oppløsningen har skjedd på opp siden av ledespalten. Strømskålene i dette området peker østover, altså samme vei som bildet er tatt, det indikerer at det siste hydrologiske regime som dannet disse strømskålene ledet vannet videre innover i grotten. Hovedpassasjen fortsetter ca. 30 meter til et nytt skille som deler grotten i en øvre del (*High-level route*) og en lavere liggende passasje (*Low-level route*).



Figur 32. 200 meters punkt (GH.) Passasjeformen er freatisk med halvrør i taket. Passasjen har tydelige strømskåler i tak og på vegger (foto forf.)

6.3.5 Low-level route

Low-level route er en lavere liggende passasje som inneholder store mengder kollapsmateriale ned mot *Gjelet* som utgjør *Lapphullets* ende (tverrsnitt f, Figur 36). Denne lavere liggende passasjen starter med et stort rom med en diameter på ca. 10 meter. I denne delen er det små parallelle sideganger på sørsiden som svinger inn og ut av den kollapsede hovedpassasjen. *Low-level route* går sammen med *High-level route* etter ca. 100 meter. Gulvet i denne koblede passasjen inneholder stedvis fint materiale i form av sand og silt, samt rennende vann og dammer i visse områder. *Low-level route* munner ut under en stor nedrast blokk ca. 5 x 5 x 5 meter i størrelse. Ut av en liten åpning i den nordlige veggen kommer det en bekk, som renner videre nedover i grotten.

6.3.6 High-level route

High-level route er ikke så dramatisk med nedraste blokker, slik som den lavere liggende passasjen, men er for det meste fri for kollapsmateriale (tverrsnitt h, Figur 36). Øverst i *High-level route* er det en ganske trang passasje kalt *Skvisen*, før passasjen igjen åpner seg opp til en takhøyde på 2 – 5 meter. Passasjen inneholder for det meste lite sedimenter, men har parti

med sandige avsetninger. Området der den høyere- og lavere-liggende passasjen møtes, er et stort kollapsområdet som inneholder store nedraste blokker (tverrsnitt j og k, Figur 36). Her finnes også en rullestein avsetning (tverrsnitt i, Figur 36). Fra dette området går det også en trykklednings passasje kalt *Wilf's passage*, som leder oppover nordøst. Denne passasjen inneholdt is da *Cambridge University Caving Club* kartla og navnga passasjen. Passasjen inneholdt ingen is under kartleggingen i august 2015, men blir etter hvert for trang til å passere. Is forekommer antakelig på vinterhalvåret da det var mye trekk i denne passasjen.

6.3.7 Rodent passage

Rodent passage er en passasje som leder sørlig oppover i området hvor *High-level* og *Low-level route* møtes. Denne passasjen er ganske bratt ca. 25° og har en typisk trykkledningsprofil som ender i en trang sandfylt gang. *Rodent passage* har sitt navn fra de mange små skjelettene av ulike gnagere som man finner i denne gangen. Skjelettene kan være et tegn på at man her er nær overflaten. *Rodent passage* inneholder en del blokkrikt materiale, men også området med sedimenter i form av sand. Passasjen har flere bratte avsatter som leder oppover, samt to tverrganger med øst/vest trend som krysser passasjen.

6.3.8 Gjelet (nedre del)

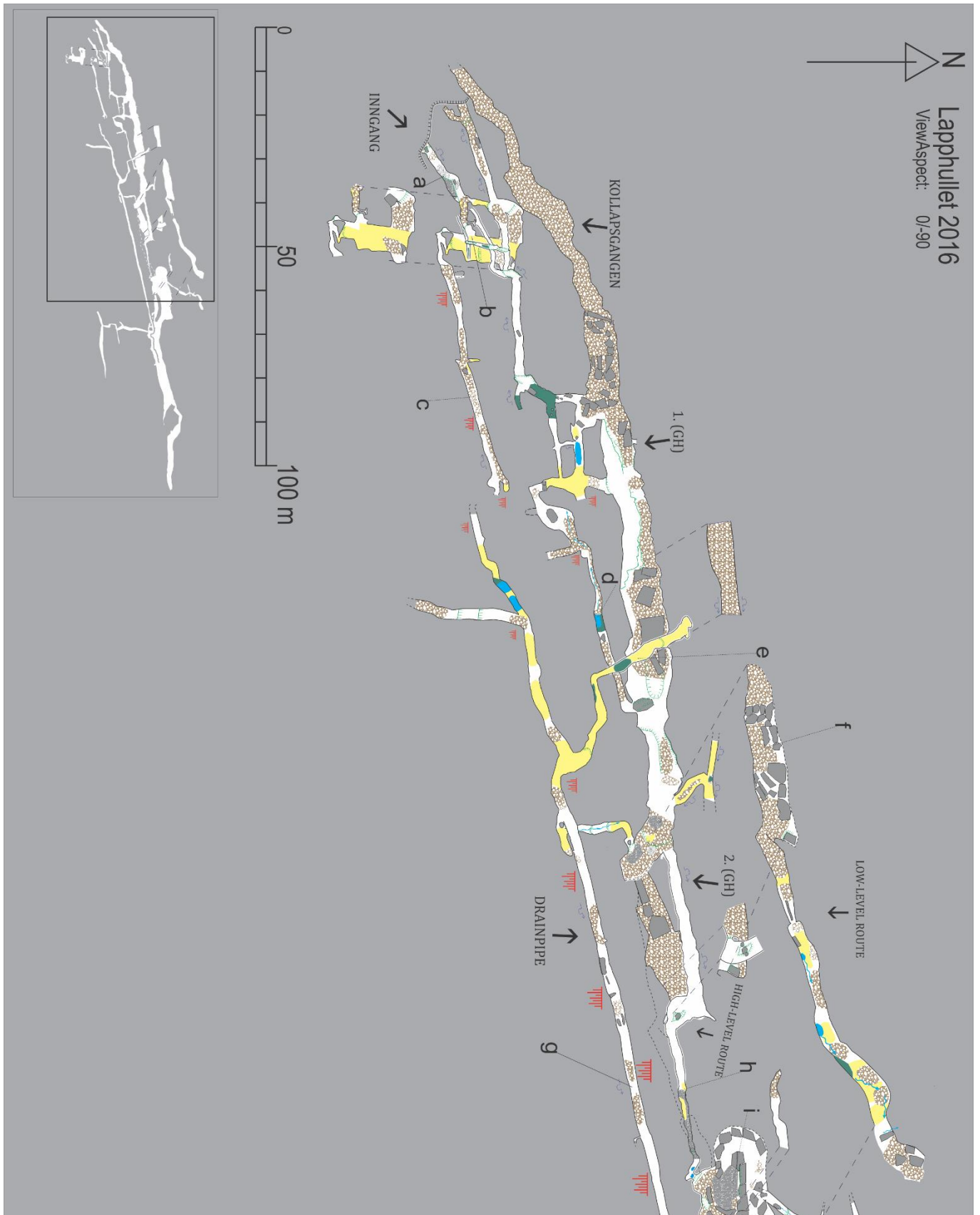
Gjelet er navnet som er blitt gitt til området før enden på *Lapphullet* (Figur 35). Området i starten på *Gjelet* vises i Figur 33 og er en relativt stor passasje ved vertikale vegger, samt store nedraste blokker på grottegulvet (tverrsnitt l, Figur 36). Selve passasjeformen er vanskelig å tolke ettersom gulvet ikke er synlig, ut i fra tak og vegger derimot ser det ut som om dette en gang har vært en trykkledning som har vært totalt vannfylt. *Gjelet* har en lengde på ca. 120 meter, takhøyden er mellom 5 – 10 meter og bredden ofte opp mot 20 meter. Passasjen blir snevret inn midtveis ettersom store mengder kollapsmateriale fyller igjen passasjen. *Gjelet* har enkelte steder rennende vann langs grottegulvet, her finner man også en del finere sedimenter i form av sand og silt. Passasjen ender i en sandlås/vannlås hvor passasjen delvis er fylt med både sand og vann. Vannstanden her varierer med nedbør og kan mulig passeres på vintertids, da vannstanden er lavere. Oppstrøms for denne sandlåsen er det en rullesteinsavsetning (tverrsnitt m, Figur 36). Denne rullesteinsavsetningen kan være et tegn en sortering i strømningsretningen pga. avtakende vannhastighet.



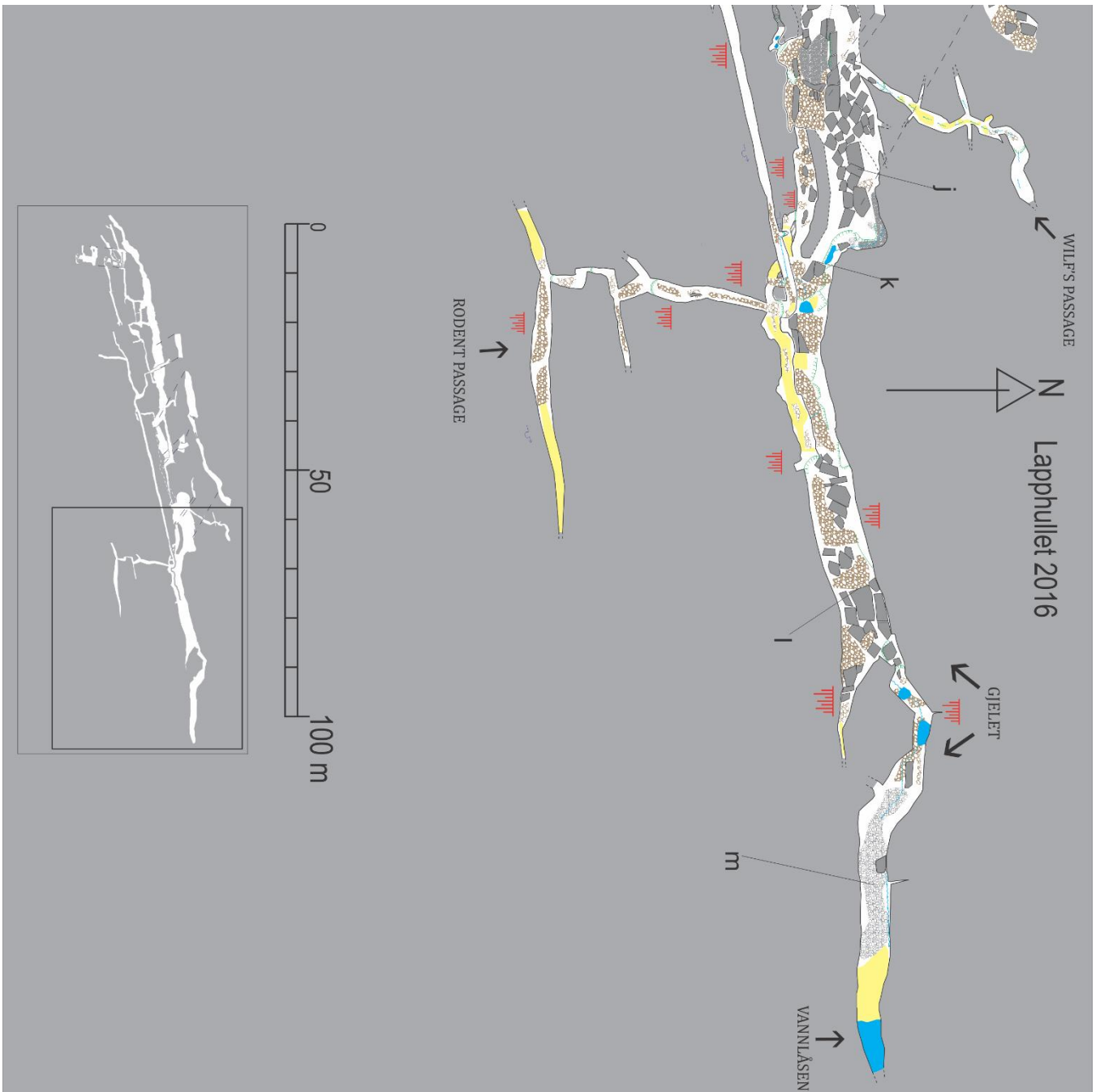
Figur 33. Gjelet, området ved enden av Lapphullet. Inneholder store nedraste blokker og har tilnærmet vertikale vegger. Mulig bredere linseformet profil langs taket. (Foto forf.)

6.3.9 Drainpipe

Drainpipe er en sirkulær passasje (freatisk trykkledning) som strekker seg parallelt med hovedpassasjen i *Lapphullet* (tverrsnitt g, Figur 36). Passasjen er enkelte steder relativt trang, men de fleste tverrsnittene har en diameter under 3 meter. *Drainpipe* skiller seg ut fra resten av grottepassasjen ved at den er svært rett og lang (ca. 150 m) i østlig retning. Det er lite sedimenter bortsett fra enkelte områder med ca. 30 cm tykke avsetninger av sand, silt og leir. Marleiker som er kalkkonkresjoner, er funnet både i sedimentene og på grotteveggen, i området litt sørvest for *200 meters merke til Gunnar Horn*. Kalkkonkresjoner er kalkutfellingene som klumper seg sammen og dannes ved overmetning ved oppvarming (Dionne og Cailleux, 1972). Vestover deler passasjen seg og i den vestlige delen er det en liten vannlås og svært lavt under taket ca. 70 cm, men vanddybden er under 50 cm. Forserer man denne, kommer man til en enda smalere passasje som inneholder store mengder dryppstein og er derfor ikke forsert. I øst munner *Drainpipe* ut i krysset der hvor sidepassasjen går opp til *Rodent passage*. Strømskålene i *Drainpipe* viser at vannet gikk østover. Passasjen inneholder i dag ingen rennende vann, bortsett helt i starten ved *200 meters merke til Gunnar Horn*.

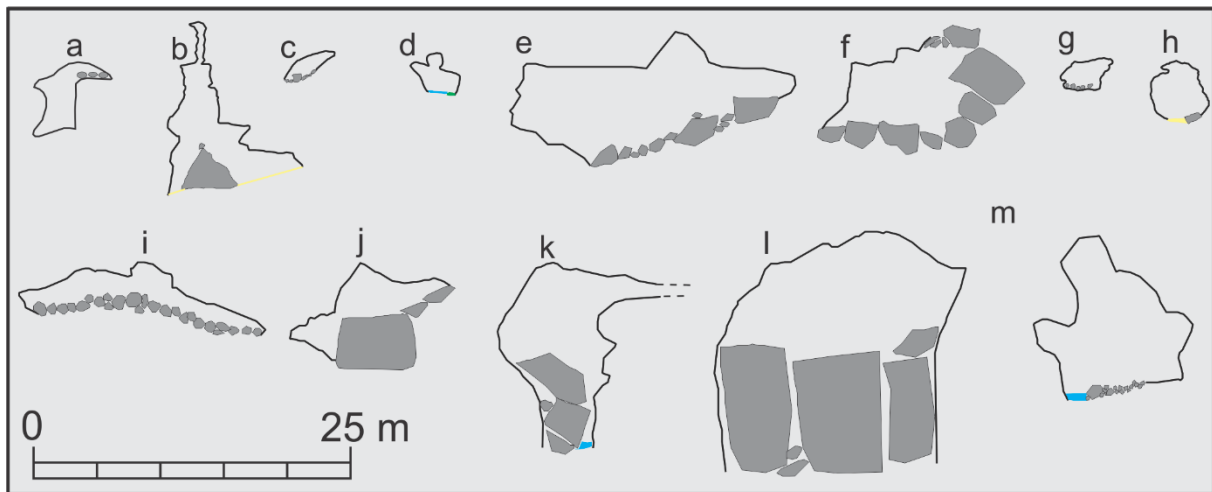


Figur 34. Lapphullet seksjon 1. Viser Inngang, Kollapsgangen, 1.(G.H), 2.(G.H), Drainpipe, High-level og Low-level route



Figur 35. Lapphullet seksjon 2. Viser Rodent passage, Wilf's passage, Gjelet og Vannlåsen.

Tverrsnitt Lapphullet



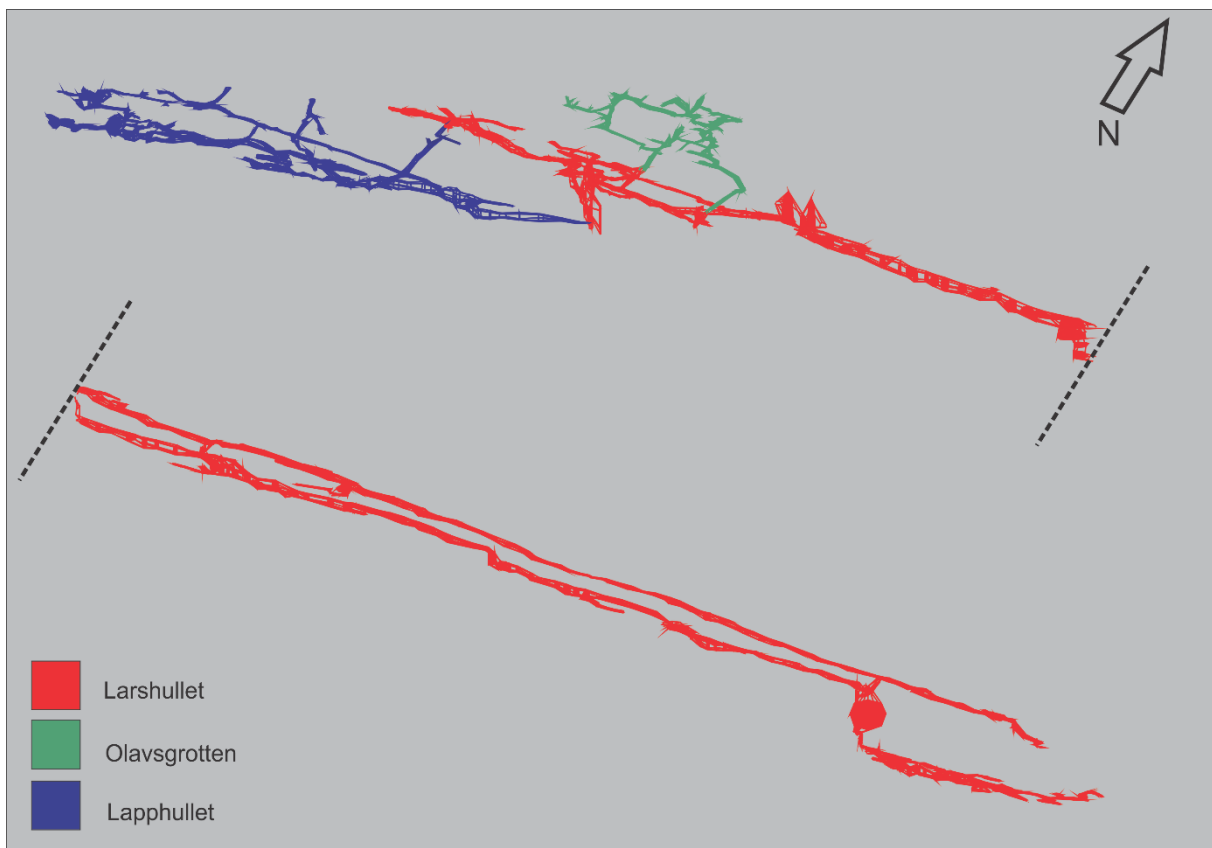
Figur 36. Tverrsnitt Lapphullet. a – m, tverrsnittene er sett mot øst (kartleggingsretning).

6.4 Tolkning Lapphullet

Lapphullet er mer komplisert enn *Larshullet* når det gjelder passasjenettverk. *Lapphullet* har passasjer i flere horisontale plan (*Drainpipe*, *Low-level route*, *High-level route*), og flere forgreinede passasjer. *Lapphullet* kan derfor tolkes til å være et sub-vertikalt freatisk nettverk, men modifisert av enkelte vadose nedskjæringer. Passasjene med mindre tverrsnitt slik som *Drainpipe*, *Rodent passage* og *Wilf's passage* er i hovedsak sirkulære/elliptiske freatiske passasjer. De større passasjene slik som *Kollapsgang*, *Low-level route* og *gjelet*, inneholder store mengder med kollapsmateriale som gjør det vanskelig å tolke den faktiske passasjen. Generelt sett så er det på lik linje med *Larshullet*, få passasjer i *Lapphullet* som har vadose tverrsnitt, unntak er inngangspartiet, samt enkelte partier i *Gjelet*. Når det gjelder sedimenter, så inneholder *Lapphullet* flere områder med kantet kollapsmateriale og færre områder med finere sedimenter som sand/silt. *Lapphullet* har derimot enkelte mindre partier med sandige avsetninger, samt området med leiravsetninger. *Lapphullet* har heller ingen tydelige knekkpunkter. Dryppstein i *Lapphullet* har også en med gulaktig mørkere farge, enn de mer hvit fargede Stalaktittene i *Larshullet*. Dette kan indikere at dryppsteinen i *Larshullet* er yngre enn dem man observerer i *Lapphullet*.

6.5 Tolkning hele grottesystemet

Det er ikke observert en hydrologiske kobling mellom de ulike grottene ved Reingardslivatnet. Ser man derimot på Figur 37 er det tydelig av grottesystemet utnytter de samme sprekkesystemene som går igjennom bergmassen. Grottesystemet er rotert i figuren slik at man ser passasjene skrått ovenfra. *Lapphullet* i blått virker å ha passasjer (*Rodent passage* og *Gjelet*) som leder henholdsvis til områder rett nedenfor inngangen, samt til *1.Sjakt* i *Larshullet*. *Olavsgrotten* markert med grønt ligger nord for *Larshullet* (rødt), og har passasjer orientert ned mot *Labyrinten* og *Leirgangen* i *Larshullet*. Grottene ved Reingardslivatnet er derfor svært trolig ett grottesystem, men de kan være utviklet ved ulike stadier. Eksempelvis ved blokkering av eksisterende passasjer eller en heving\senkning av erosjonsbasis utenfor grottene.

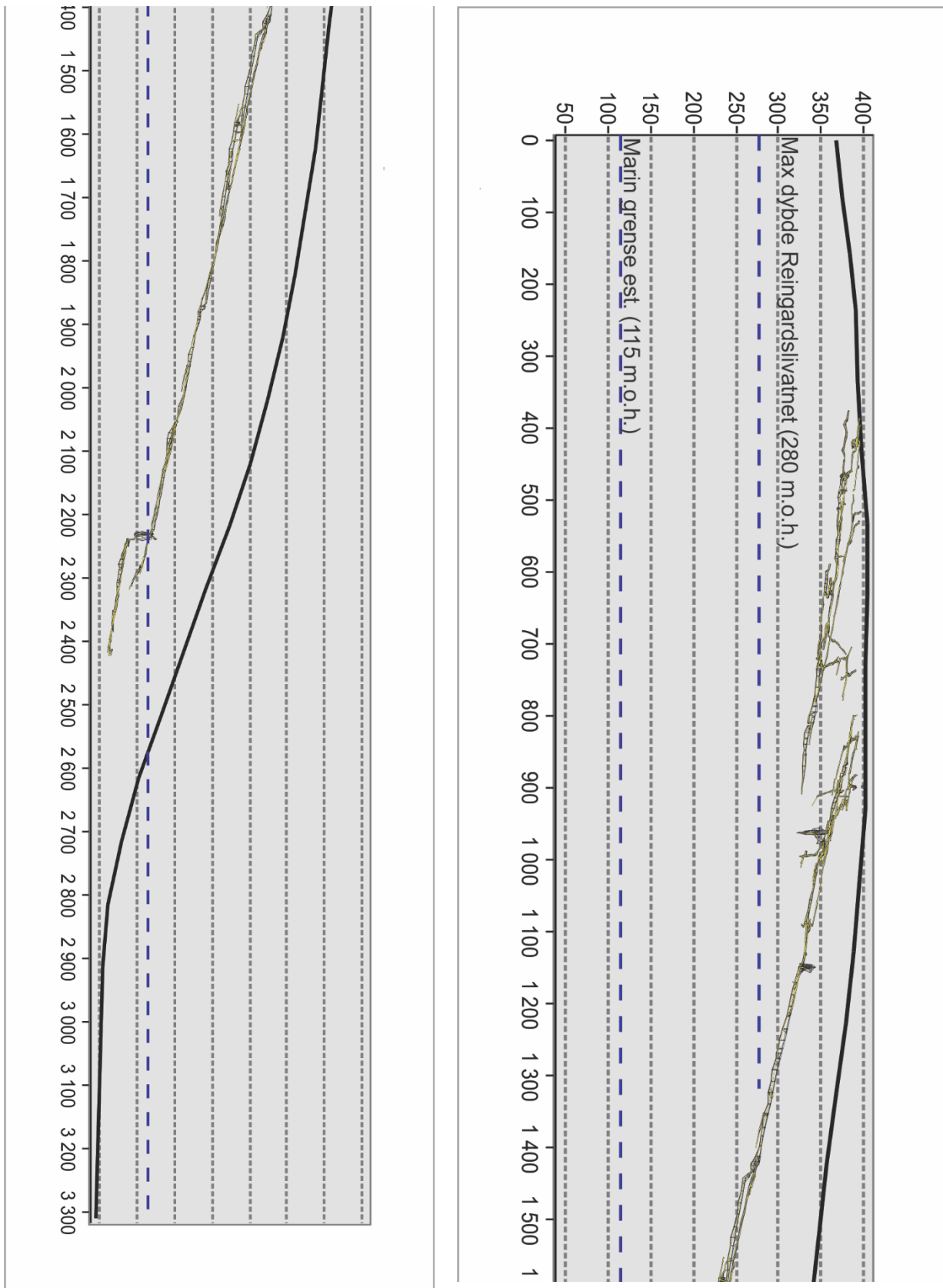


Figur 37. Sammenstilling av Grottesystemet. 3D modell fra Grottoff, modifisert i CorelDRAW. Sett fra sør, ca.50° vinkel.

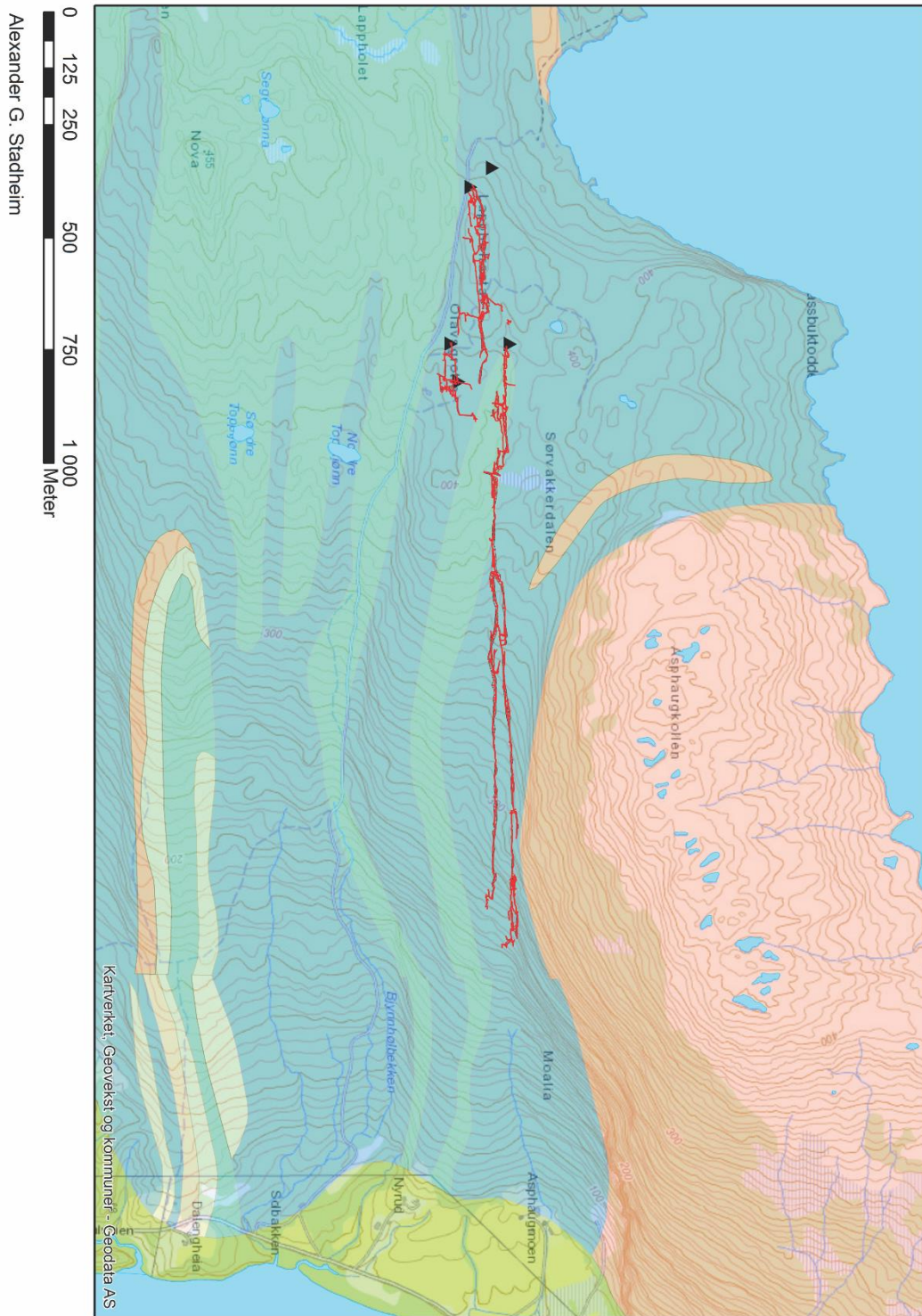
Figur 38 er et tverrsnitt av grottesystemet kombinert med et øst-vest tverrsnitt fra Reingardslivatnet ned mot Røvassdalen. Grottesystemet er plassert oppå tverrsnittet av terrenget ved å plassere inngangen til Lapphullet i riktig avstand fra et punkt i Reingardslivatnet og korrekt høyde i terrenget. Max dybde på Reingardslivatnet er også

indikert med en blå stiplede linje, samt marin grense hentet fra NGU (2016). Figuren viser hvordan grottesystemet ligger relativt grunt i bergmassen med en avstand til overflaten som flere steder er mindre enn 100 m. Marin grense i området er estimert til å være ca. 115 moh. og dette samsvarer relativt godt med 2. *sjakt* i *Larshullet* som leder ned i de vadose passasjene i *Nordgangen Corbel*. Dette kan tolkes som at disse vadose nedskjæringene i *Nordgangen Corbel* kan være dannet etter siste isavsmelting da marin grense var mye høyere enn det den er i dag. Sammen med landhevning og igjen senkning av marin grense kan disse nedre delene av *Larshullet* være modifisert av strømmende vann i luftfylte passasjer. Vannet som dannet disse passasjene kan både komme fra vannmasser i Reingardslivatnet eller en isrest på overflaten ved Reingardslivatnet. Blake og Olsen (1999) har også funnet og datert skjell i marine sedimenter ved Bjørnå 60 moh. ca. 1 km sør for kilden til grottesystemet ved Nyrud, nede i Røvassdalen. De marine sedimentene er datert til ca. 9000 år før nåtid. Med andre ord kan de vadose nedskjæringene i *Nordgangen Corbel* være dannet i løpet av de siste 9000 årene eller i tidligere isfrie perioder med tilsvarende lavt erosjonsbasis.

Figur 39 viser hvordan grottesystemet ligger i terrenget og bergmassen (se Figur 6). Omrisset av grottesystemet er georeferert i ArcGIS ved hjelp av GPS koordinatene til dagåpningene på grottene (markert som svarte trekkanter). Grottesystemet er orientert i en øst-vest trend ned mot en liten bekk ved Moalia (180 moh.). Moalia ligger derimot alt for høyt til å være kilden for dagens grottesystem. Som trolig er ved kilden litt vest for gården Nyrud (60 moh.). Figuren viser også at grottesystemet ligger for det meste i kalkspatmarmorlaget, men går enkelte steder igjennom lag av dolomittmarmor. Grottesystemet har også en tydelig begrensning i nordøst hvor berggrunnen består av diverse glimmerskiferlag som ikke kan løses opp.



Figur 38. Tversnitt av grottesystemet i terrenget. Max dybde Reingardslivatnet 280 moh. Marin grense est. 115 moh.



Figur 39. Omriss av grottene georeferert i ArcGIS ved hjelp av GPS koordinatene til dagåpningene (ekvidistanse 5 m).

6.6 Dybdekart av Reingardslivatnet

Reingardslivatnet ligger 361 moh. ved foten av Reingardslifjellet, vest for Røvassdalen. Vannet har et areal på ca. 2.4 km^2 , estimert volum på ca. 42 millioner m^3 , lengde på ca. 4.2 km og en maks bredde på 1.2 km. Utformingen av vannet sees i Figur 40 fra sør og Figur 41 ovenfra. Ut ifra de nevnte figurene, ser man at Reingardslivatnet er svært smal i de vestlige partiene av vannet, her er det flere små bekker som i dag drenerer vann inn i Reingardslivatnet. Vannet smalner også i de østlige partiene, mot den østlige dreneringen ned i Røvassdalen. Reingardslivatnet drenes altså i dag i en østlig retning, og det er ingen synlig drenering mot grottene i sør. Det bredeste partiet har en nord-sør orientering, maks lengde har en øst-vest orientering.

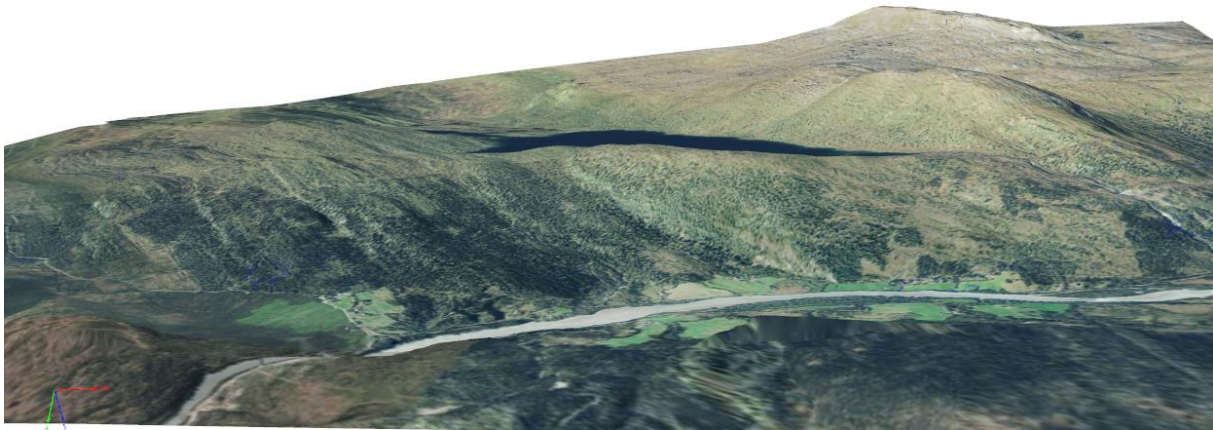


Figur 40. Foto av Reingardslivatnet, vannet ligger på 361 moh. og har et samlet areal på ca. 2.4 km^2 (foto forf.)

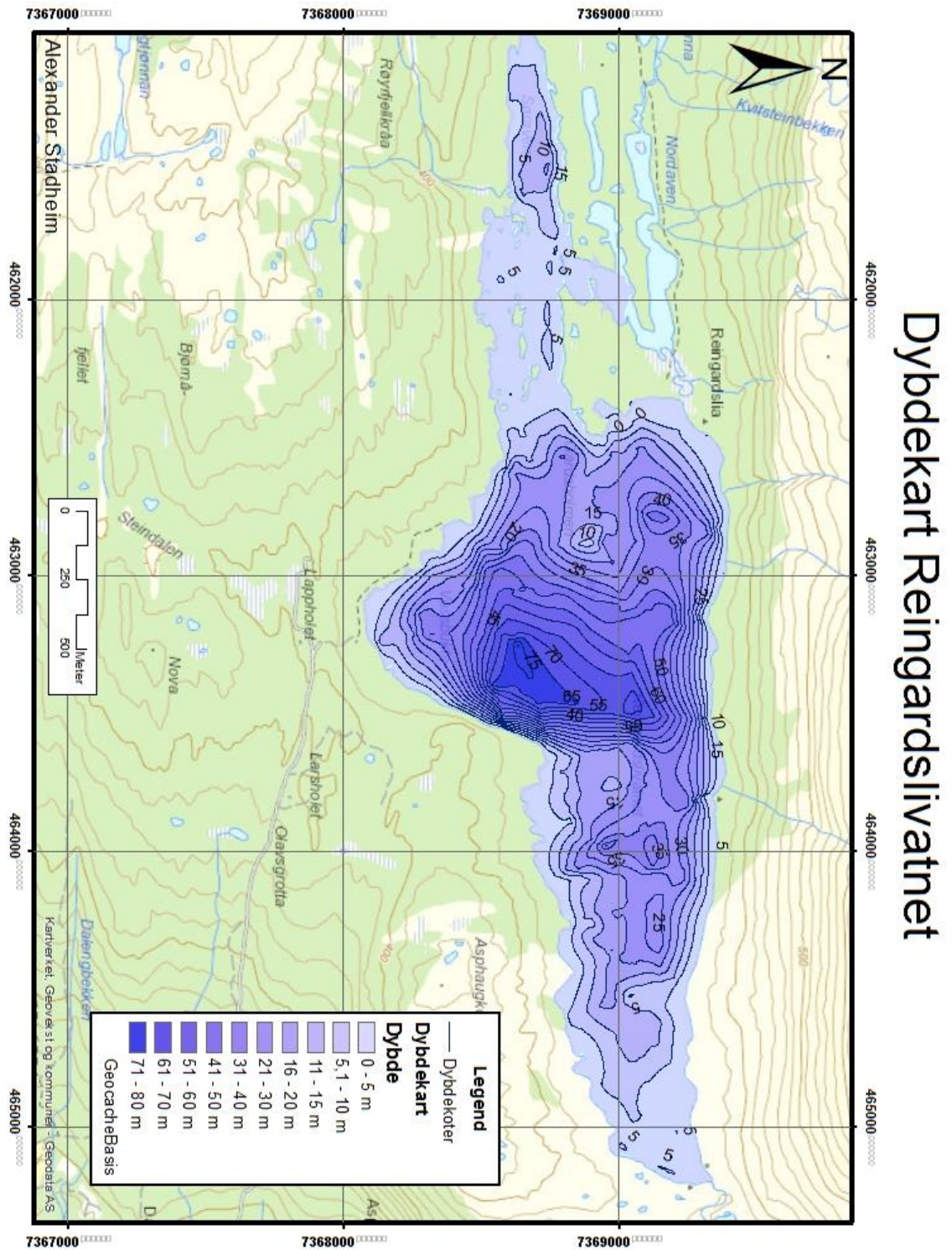


Figur 41. Reingardslivatnet ovenfra. Oversiktsbilde hentet fra 3D modell som er laget med Agisoft PhotoScan ved hjelp av bilder fra Norge i 3D. (Norkart, 2016)

Ut ifra i Figur 40 ser man også at det er relativt mye vegetasjon rundt vannet. Vegetasjonen er for det meste ulike løvtrær, samt innslag av ofte enkelt stående grantrær. Reingardslivatnet sett fra sør-øst vises i Figur 42. Figuren viser hvordan selve vannbassenget er utformet i terrenget. Ved en eventuell økning i vannstanden vil vannet trolig dreneres i både den østlige og vestlige retning, med mindre disse tersklene har vært høyere tidligere. Grottene som ligger sør for vannet, vil trolig ikke få vann fra Reingardslivatnet slik som vannbassenget er utformet i dag. Da må forsenkningen som Reingardslivatnet ligger i, vært høyere i øst og vest. Terskelen for drenering mot øst er 361 moh., og terskelen mot vest er derimot ca. 390 moh. (samme høyde som *Nordre Lapphullet*).



Figur 42. Reingardslivatnet siden. Figuren viser vannet fra sør-østlig retning og gir et inntrykk av hvordan vannbassenget ligger i terrenget (Norkart, 2016).



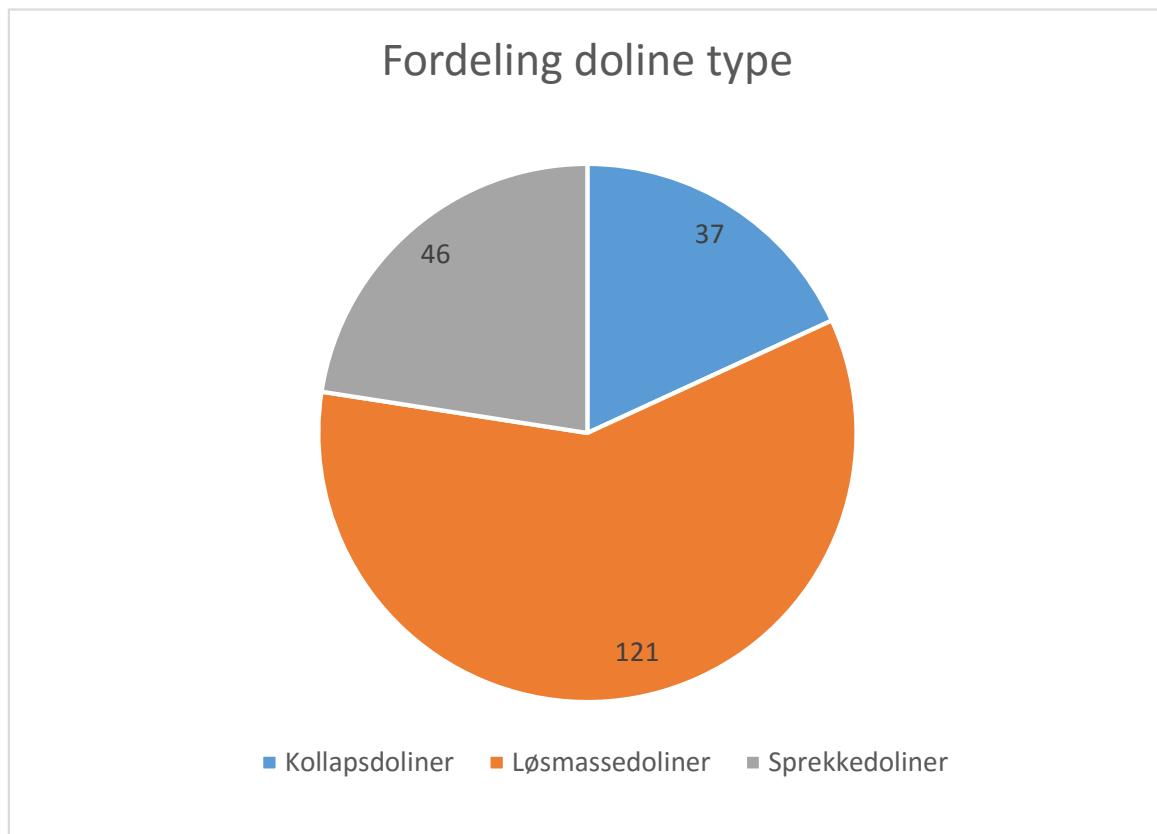
Figur 43. Dybdekart Reingardslivatnet. Størst dybde er i den sørlige midtre delen av vannet, her er dybden mellom 70 og 80 meter. De grønne partiene ligger i de vestlige og østlige delene av vannet (ekvidistanse kartdata 20 m, dybdekart 5 m) (Figur forf. Kartdata fra Kartverket).

Ut ifra dybdekartet (Figur 43) ser man at det dypeste partiet av vannet ligger i den sørlige midtre delen av vannet. Her er finner man den største dybden på 80 meter, i et område hvor dybden ligger mellom 70 – 80 meter. Dette dype partiet av vannet ligger i bunnen av en bratt skråning som fortsetter opp på land. Denne skråningen står ca. 30 meter over Reingardslivatnet som ligger på 361 moh. Berggrunns kartet (Figur 6) viser også at det dypeste partiet ligger i områder med marmor. De grunnere partiene av Reingardslivatnet ligger i området hvor berggrunnen er dominert av glimmerskifer. Berggrunnskartet er ikke troverdig da det gjelder bunnen av Reingardslivatnet ettersom disse bergartsgrensene er estimert og ikke observert. Ved breerosjon vil de lagdelte glimmerskifer bergartene eroderes lettere enn den krystallinske marmoren. Den vestlige delen av Reingardslivatnet består av et ca. 1 km langstrakt grunt parti med en dybde mellom 0 - 5 meter. Bunnen ved den sørlige stranden er preget av partier med sand, organisk materiale og bart fjell. Vest for Reingardslivatnet er flere mindre vann og elver, noe som kan indikere en tidligere større utbredelsen av Reingardslivatnet. Ved dybdekartlegging var disse områdene utilgjengelige da vannstanden var for lav. Den østlige delen av Reingardslivatnet har en dybde som går fra ca. 30 meter opp mot partier med 5 meters dybde. I dette området ligger det også en del grunne partier som stikker opp fra bunnen. Berggrunnen i de nordlige partiene av Reingardslivatnet består av glimmerskifer, samt et lite bånd av marmor mot vest, hvor en kilde fra Reingardsligrotten kommer ut av fjellveggen. Rundt hele vannet er det mindre bekker som drenerer vann ned mot Reingardslivatnet, både på overflaten, samt i berggrunnen.

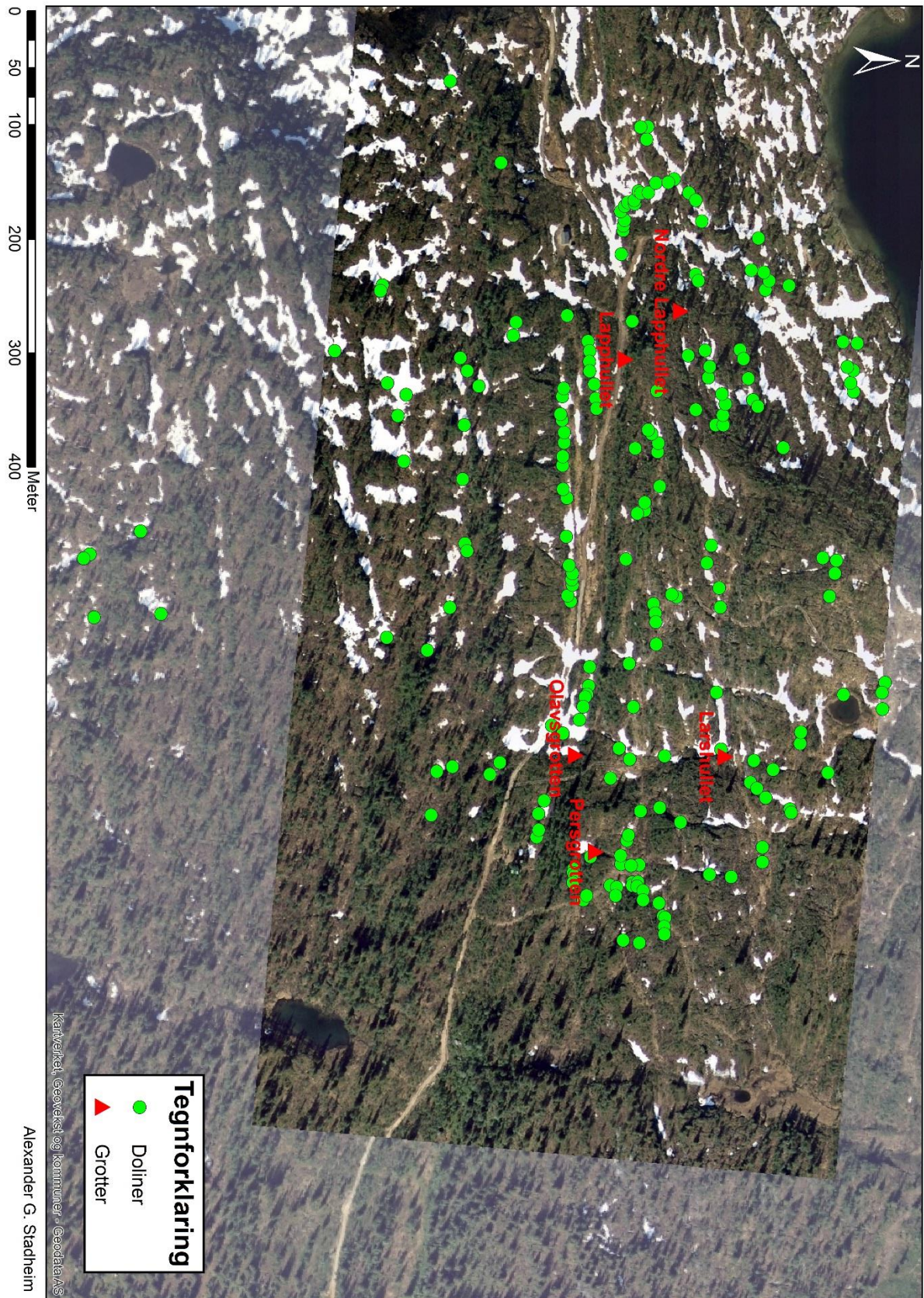
6.7 Doliner

Totalt ble det registrert 204 doliner ved sørsiden av Reingardslivatnet, i området over dagåpningene til grottene (Figur 45). Resultatet av fordelingen av de ulike doline typene vises i Figur 44. Det ble registrert 37 kollapsdolinere, 46 sprekkedolinere og 121 løsmassedolinere (suffosjonsdolinere). Det ble ikke registrert noen oppløsningsdolinere eller subsidensdolinere. At det er et klart flertall av løsmassedolinere skyldes at det er et løsmassedekke over store deler av feltområdet. Fjell i dagen ser man sjelden med unntaket i skråninger og ved vannkanten av Reingardslivatnet. Dybden på disse 121 løsmassedolinene er begrenset av tykkelsen på løsmassedekket. De 46 sprekkedolinene befant seg i områder hvor det var en del fjell i dagen som inneholdt ca. 1 – 2 meter dype avgrensede sprekker. Kollapsdolinene befant seg stort sett i områder med grotteinn ganger, samt mindre forsengkninger med kollapsmateriale i bunn. Oppløsningsdolinere er svært sjeldne i Norge fordi de krever lang tid under stabile forhold for å utvikles.

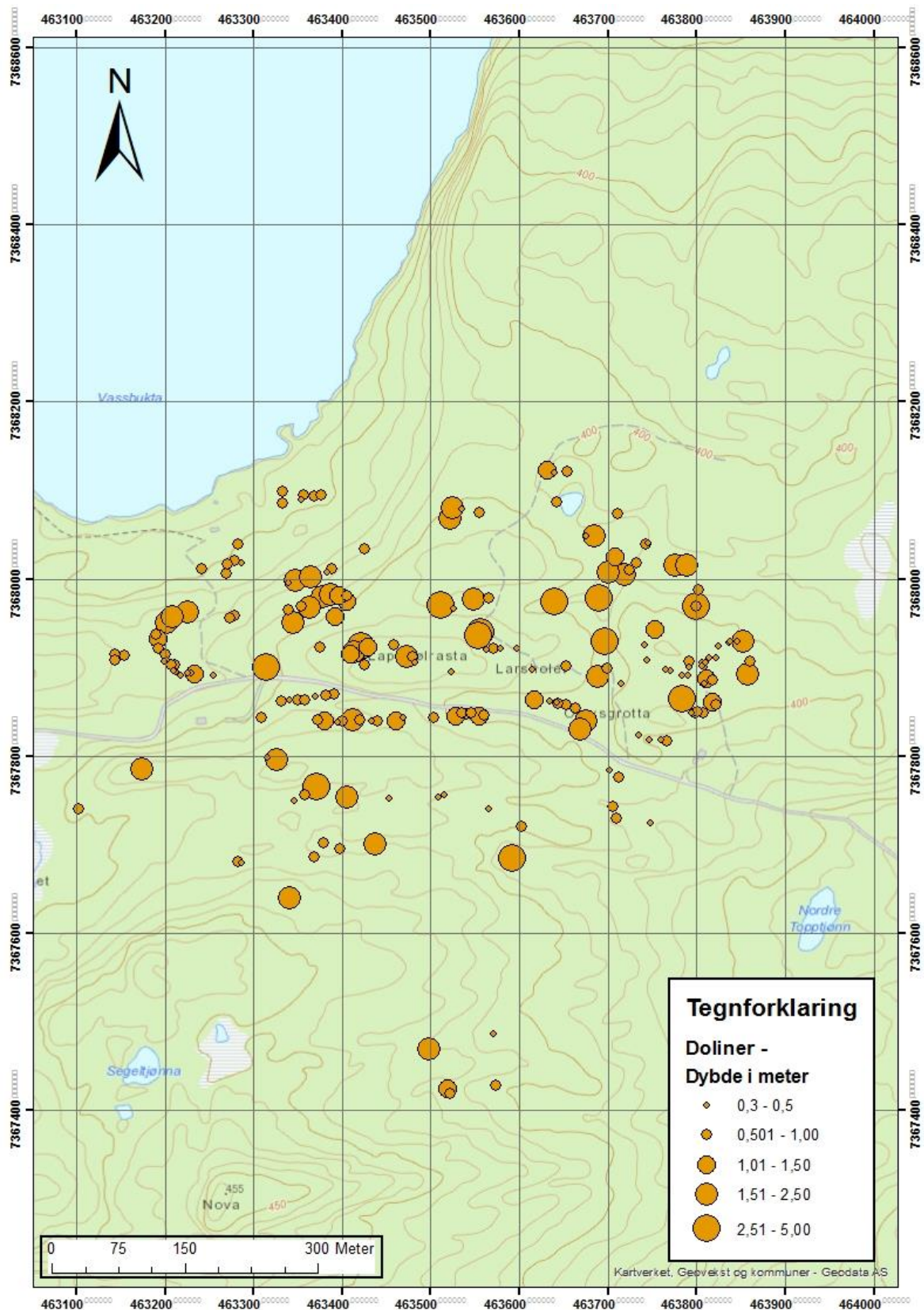
Figur 45 viser posisjonen til dolinene, samt dagåpningene til de ulike grottene. Ut ifra figuren ser man at dolinene vises tydelig som forsengkninger med snø i bunn. Dolinene ligger ofte på rekke og opptrer som flere mindre forsengkninger avbrutt av tykkere løsmasser. Det er ingen tydelig indikasjoner på at det er flere dolinere rundt dagåpningene til grottene, men enkelte av dolinene er plassert i en rett linje foran åpningene. Dette kan tyde på at enkelte av dolinene kanskje er tidligere grottepassasjer hvor taket er plukket/erodert av isbre. Figur 46 er en oversikt av den geografiske fordelingen av dolinedypene. Det er et klart flertall av mindre dolinere (dybde <1 m), men man finner også enkelte dolinere i gruppen 2,5 – 5 meters dyp. Det ser ikke ut til at doline dypene har en tydelig geografisk sortering, men man kan også her se noen dolinere som ligger på rekke. Dolinene som ligger på rekke utgjør hovedsakelig øst/vest lineamenter i kartet, slik som grotte passasjene. Men selv om dolinene ligger på rekke, har de nødvendigvis ikke samme trend (N/S eller E/W). Enkelte av dolinene har en trend som går på tvers av orienteringen til den rekken med dolinere som den selv er en del av.



Figur 44. Fordeling doline type. 37 kollapsdoliner (18,1%), 121 løsmassedoliner (59,3%) og 46 sprekkedoliner (22,5%).

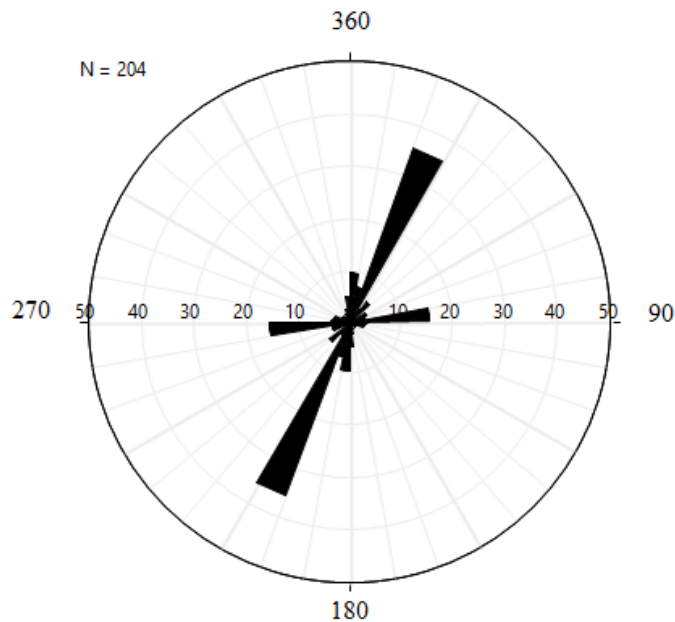


Figur 45. Doline posisjon. Figuren viser posisjonen til de ulike dolinene samt dagåpningene til grottene.



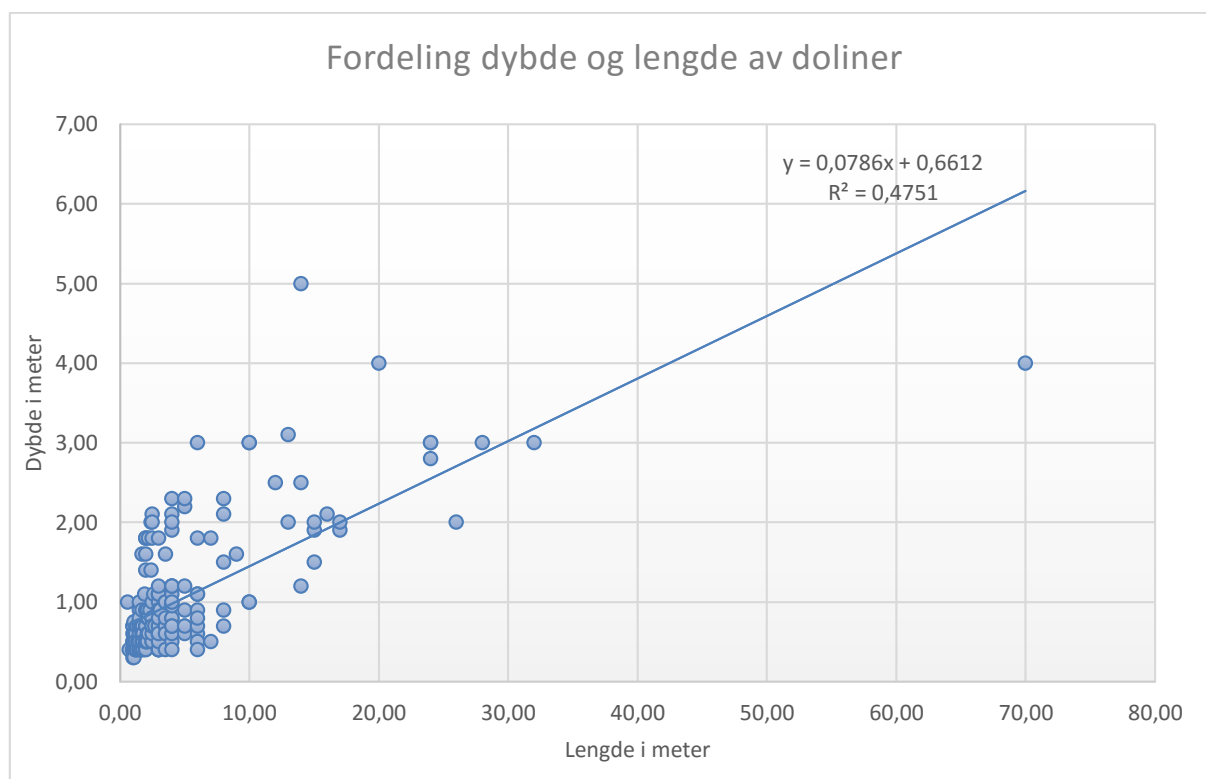
Figur 46. Doline dybde. Økende dybde er markert med større sirkel. 204 doliner ble registrert i området over dagåpningene til grottene (ekvidistanse 5 m).

Dolinene i feltområdet hadde som oftest en smal elliptisk form. Orienteringen til den lengste akse til dolinene er dominert av en nord/sør trend og vises i Figur 47. Det er 72 av dolinene som har en øst/vest trend, og 132 av dolinene har en nord/sør trend. Ut ifra figuren ser man at det er et stort flertall av dolinene som har en 20° trend. Den nest hyppigste trenden er 80°.



Figur 47. Rosediagram. Viser retnings trenden til dolinene ved Reingardslivatnet.

De fleste bredde målingene ligger mellom 0 – 10 meter. Lengden på dolinene derimot varierer i større grad, og 7 av dolinene strekker seg lengre enn 20 meter. Den lengste dolinen som er registrert er 70 meter lang og har en trend på 80°. Etersom disse dolinene skiller seg svært mye ut fra de resterende dolinene, kan de ha en annen forklaring for hvordan de ble dannet. Figur 48 er en grafisk fremstilling av forholdet mellom dolinedybde og dolinelengde. Det store flertallet av dolinene er grunne og under 10 meter i lengde. Fordelingen er ikke særlig lineær (R^2 0,47), men generelt sett er de lengste dolinene også de dypeste.



Figur 48. Grafisk framstilling av dolinedata for dybde og lengde. Dolinene er relativt grunne, (med noen unntak). Lengden på dolinene varierer i større grad med den lengste på 70 meter.

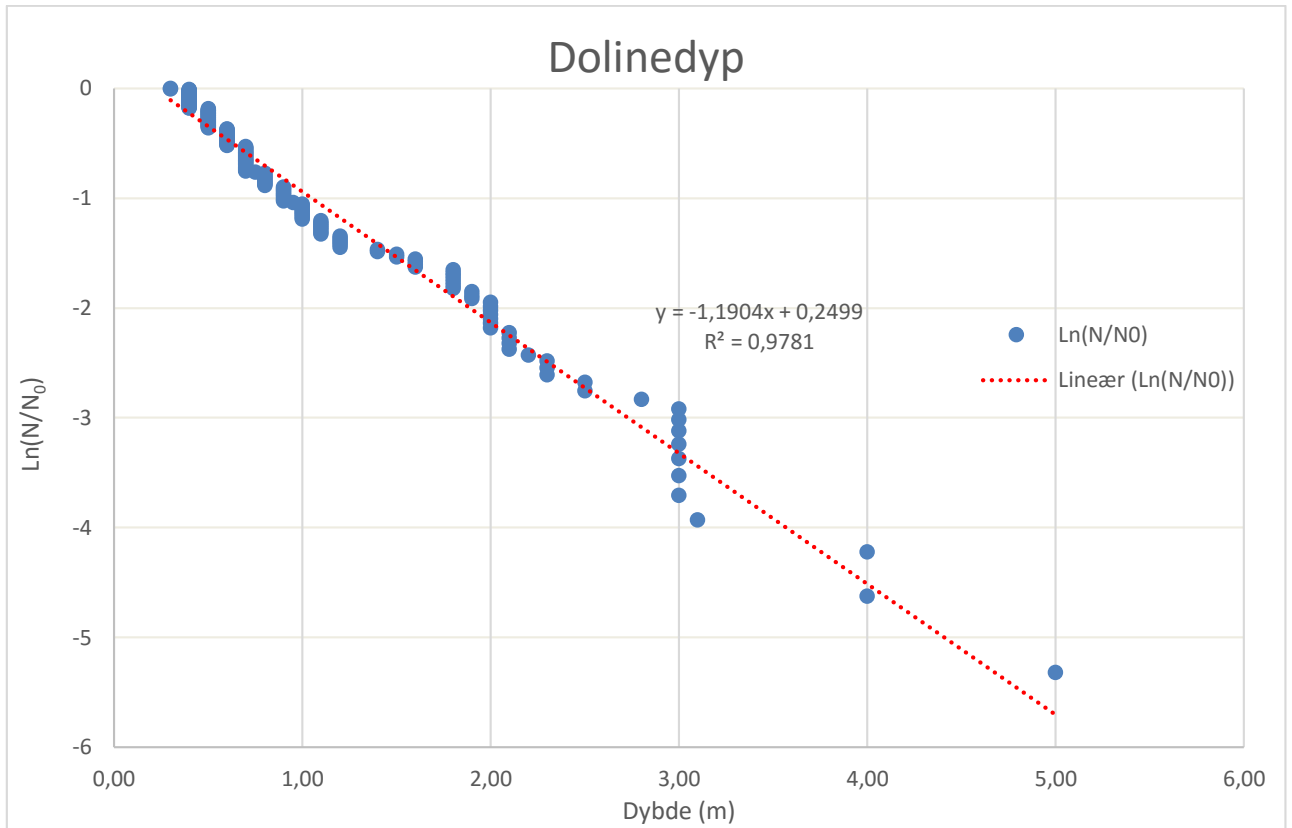
6.7.1 Dolinedyp

Fordelingen av dolinedypene sammenlignes med en lineær synkende linje i Figur 49, De sentrale talldataene er presenter i tabellen under.

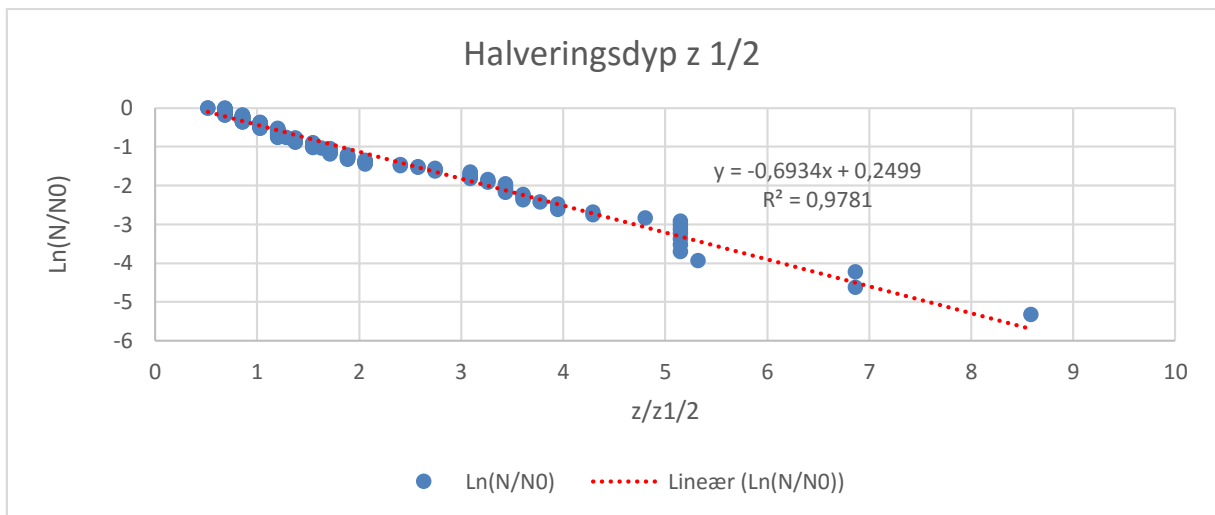
Dolinedyp (m)	K	R ²	Z _{1/2}
0 - 5	1,19	0,9781	0,58

Dolinedypet ligger mellom 0 – 5 m, karstifiseringskonstanten er 1,19 (gradienten til regresjonslinjen), R² er 0,9781 (usikkerheten) og halveringsdypet (Z_{1/2}) er 0,58 m.

Halveringsdypet er også plottet grafisk i Figur 50. Et halveringsdyp på 0,58 m vil si at ved den dybden er karstifiseringen halvert sammenlignet med overflaten, og vil halveres for hver 0,58 m. Det er altså færre doliner jo dypere de er (mindre karstifisering).



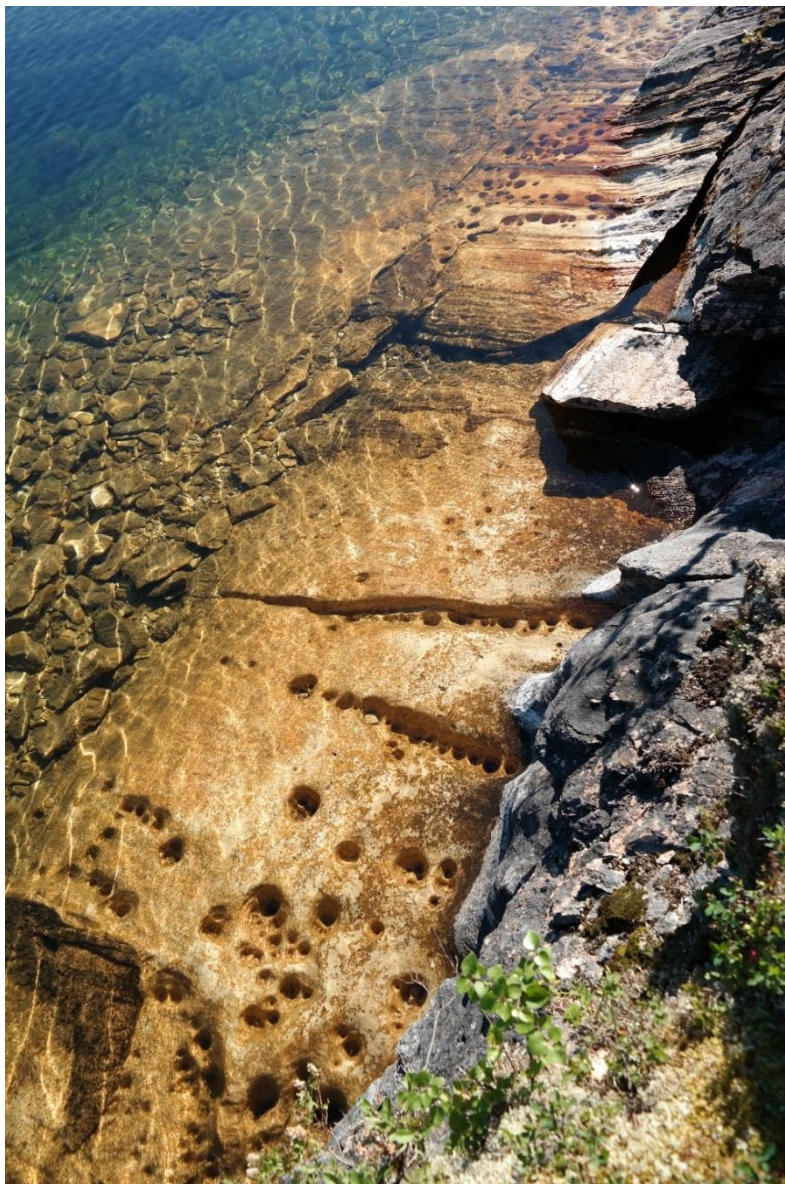
Figur 49. Fordeling av dolinedyp.



Figur 50. Halveringsdyp ($Z_{1/2}$)

6.8 Oppløsningshull

I de sørlige delene av Reingardslivatnet er det dokumentert en rekke mindre groper i marmoren som stikker ned i vannet. Disse gropene finner man både over og under vannoverflaten. Gropene ser man på Figur 51, samt Figur 52. Gropene starter i vannkanten og slutter ca. 1 - 2 meter ut i vannet. Gropene ligger ofte på rekke, eller samlet i en klynge med flere små groper ved/inni en større grop. Horn (1947) har tidligere tolket disse gropene til å være oppløsningsgropper også kjent som «*solution pits*». Ved starten av noen av gropene finner man også rennekarren som er dype furer i berget dannet ved oppløsning under et organisk dekke.

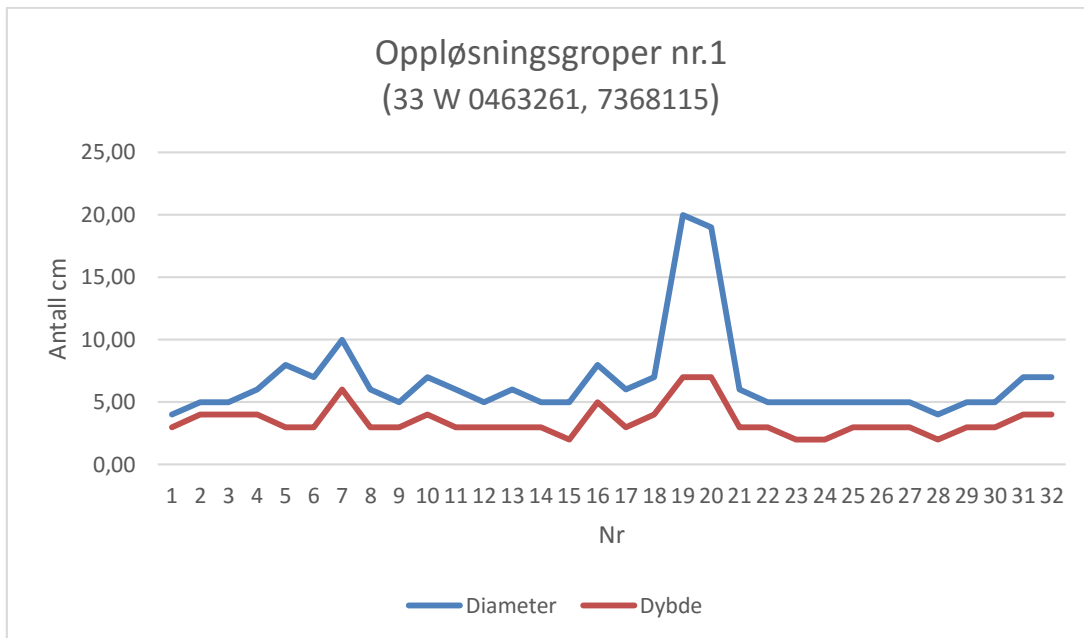


Figur 51. Oppløsningsgropper ved Reingardslivatnets sørlige områder (foto forf.)

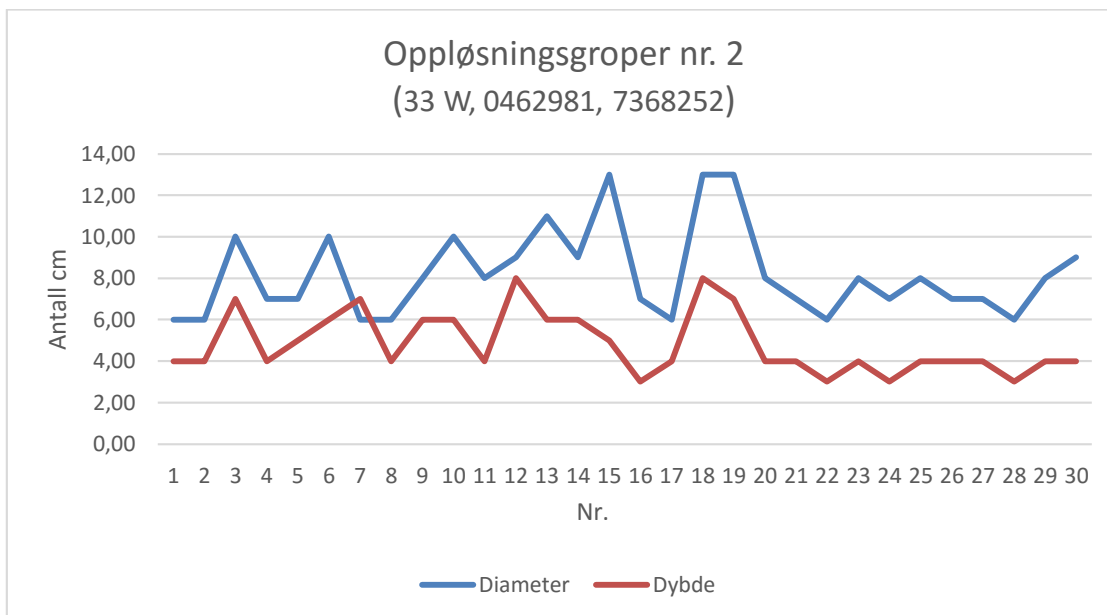


Figur 52. Nærbilde av oppløsningsgropene i den sørlige delen av Reingardslivatnet. Gropene på bildet har en diameter mellom 4 – 15 cm (foto forf.)

Oppløsningsgropene ble registrert og dokumentert på to ulike lokaliteter, men de opptrådte flere plasser langs vannets sørlige grense. Diameter og dybde ble registrert på de to lokalitetene. Den første lokaliteten vises i Figur 53. Ut ifra figuren ser man at gropene har en dybde mellom 3 – 7 cm, og en diameter mellom 4 og 20 cm. Dybden og diameteren er proporsjonale ved denne lokaliteten, slik at gropene med stor diameter også er de dypeste, 32 utvalgte gropene ble registrert ved denne lokaliteten. Den største registrerte diameteren er 20 cm, dette er også den dypeste gropen på 7 cm. Den andre lokaliteten vises grafisk i Figur 54, ut ifra figuren ser man at dybden og diameteren ikke er like proporsjonale. Her er det også en grop hvor dybden er større enn diameteren. Gropene på denne lokaliteten har en dybde mellom 3 – 8 cm, og en diameter mellom 6 og 13 cm. De fleste gropene på de to lokalitetene inneholdt en form for organisk materiale. Organisk materiale inneholder ofte organiske syrer som fører til økt oppløsning. Plasseringen av de ulike gropene virker relativt tilfeldig ettersom marmoren i dette området er relativt homogen. Gropene som ligger på rekke derimot virker som om de har en retning bestemt av innsigende vann fra sprekker og rennekarren i vannkanten.

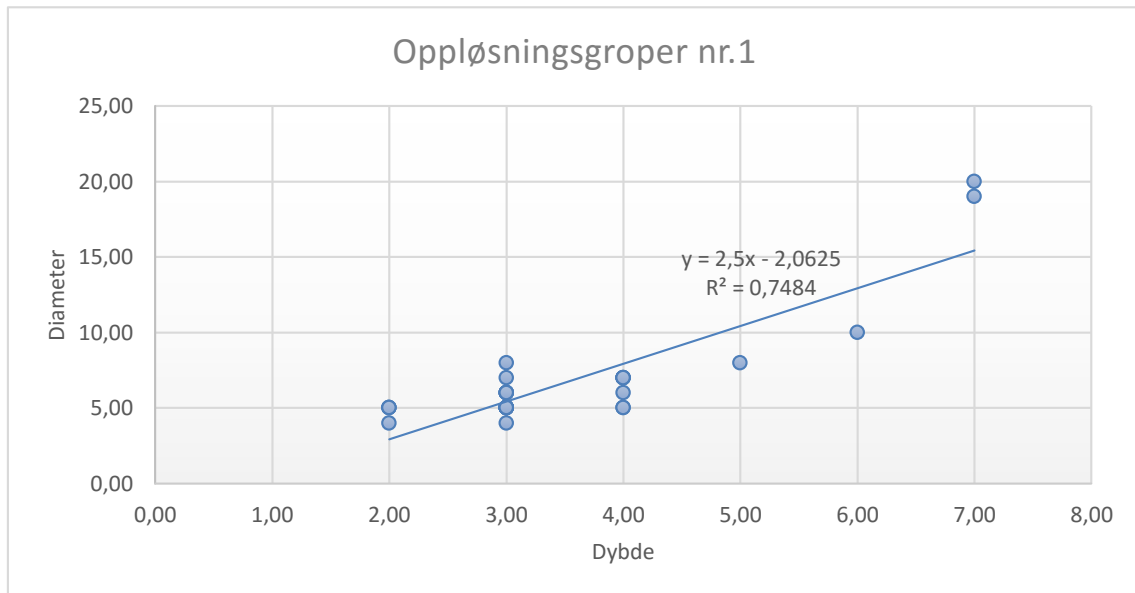


Figur 53. Oppløsningsgroper nr.1 ved 33 W 0463261, 7368115. Groperne her har en dybde mellom 3 – 8 cm, og en diameter mellom 4 og 20 cm.

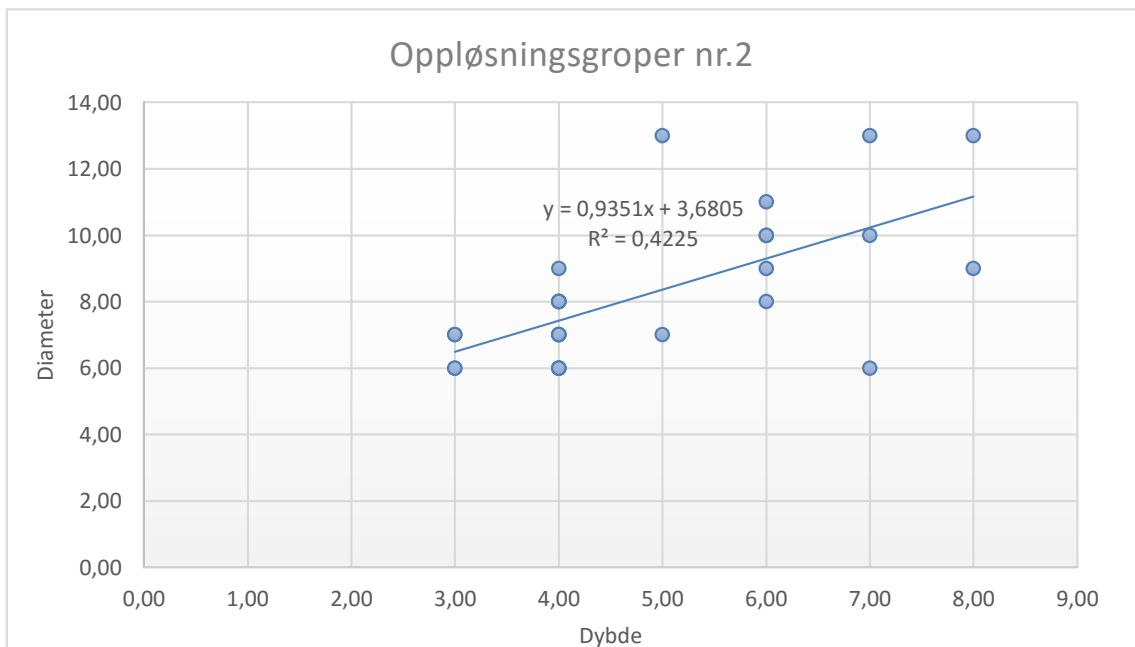


Figur 54. Oppløsningsgroper nr.2 ved 33 W, 0462981, 7368252. Groperne her har en dybde mellom 3 – 8 cm, og en diameter mellom 6 og 13 cm.

I følge Lundberg (2013) skyldes dannelsen av oppløsningsgroper i lakustrine omgivelser et skiftende vann-nivå. På denne måten får oppløsningshullene en stadig tilførsel av fersk aggressivt vann, og oppløste produkter blir vasket ut. Dybde plottet mot diameter gir et relativt godt lineært forhold (R^2 0,74) for oppløsningsgroper nr.1 (Figur 55), men for oppløsningsgroper nr.2 (Figur 56) er det lineære forholdet svært dårlig (R^2 0,42)



Figur 55. Plott av dybde mot diameter for oppløsningsgroper nr.1.



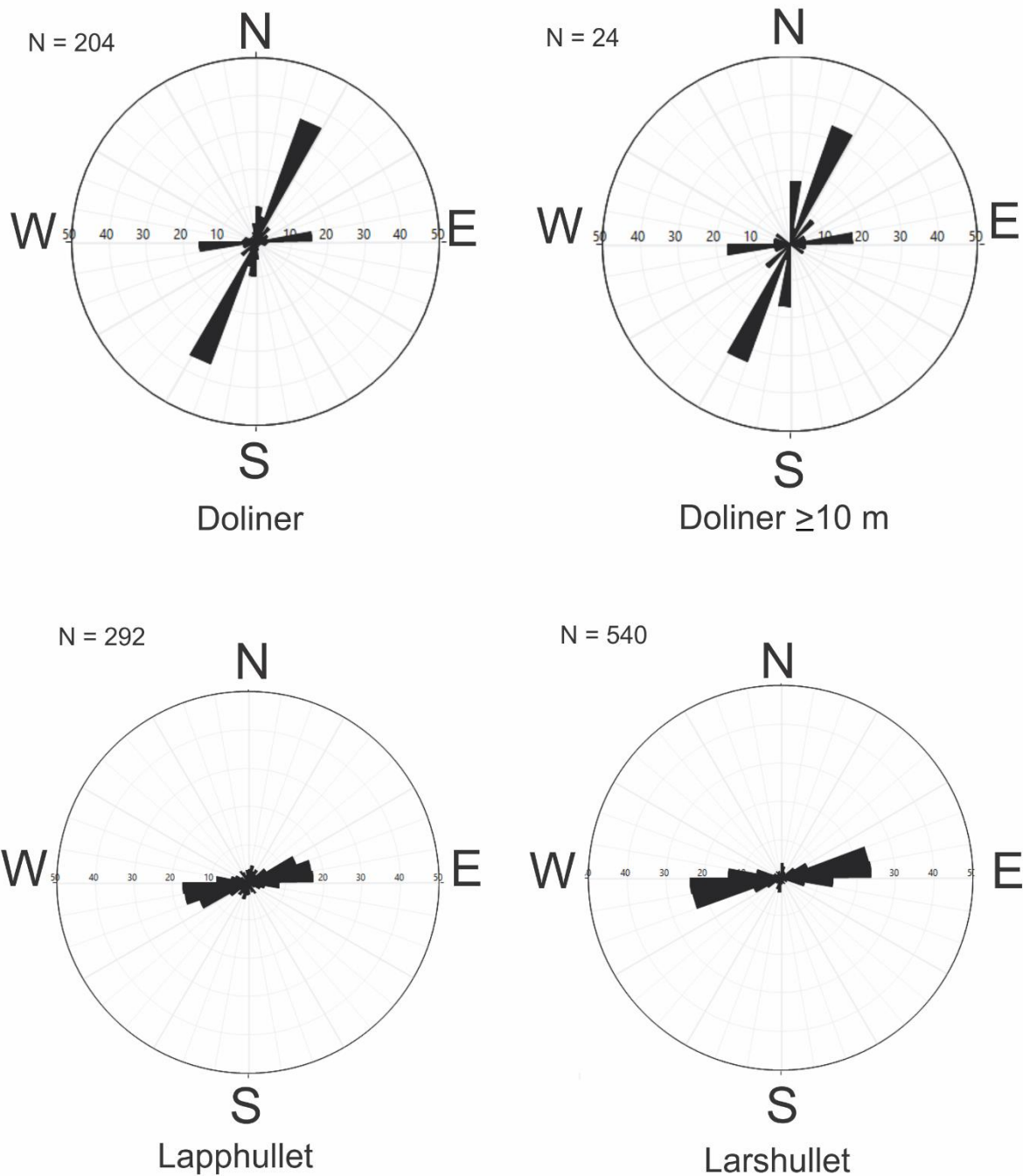
Figur 56. Plott av dybde mot diameter for oppløsningsgroper nr.2

7 DISKUSJON

7.1 Forholdet mellom dolinepopulasjonen på overflaten og karstgrottene i berggrunnen under

Dolinepopulasjonen på overflaten er svært utbredt over et stort areal, men har ikke et stort relieff. Dolineene har en halveringsdybde ($Z_{1/2}$) på 0,58 m og er direkte sammenlignbare med resultatene fra Florida med likt halveringsdyp 0,58 m, samt de yngste dolineene i Plurdalen, hvor ($Z_{1/2}$) er 0,52 m (Lauritzen, 2005, Espeland, 2015). Dolineene i Florida er på lik linje med dolineene ved Reingardslivatnet lite utviklet og relativt grunne. At dolineene er lite utviklet er knyttet til hvor lenge og hvor intenst karstifiseringen i området har vært (Lauritzen, 2005). At de ikke er særlig dype indikerer derfor at de er av relativt ung alder, typisk postglasial (under 10 000 år). Espeland (2015) konkluderer også med at de grunneste dolineene i Plurdalen, med halveringsdyp på henholdsvis 0,52 m, kanskje er små nok til å bli dannet postglasialt. Hadde disse dolineene eksistert under et glasialt regime, ville de ha blitt erodert vekk av en isbre i bevegelse (Ford, 1987). Grottesystemet i berggrunnen har derimot blitt bevart under de erosive ismassene på overflaten.

Figur 57 viser hvordan sprekketrenden er fordelt mellom dolineene og grottesystemet. Den første sprekkerosen markert med *doliner*, viser trenden for samtlige av dolineene. Den andre sprekkerosen markert med *doliner* ≥ 10 m viser hvordan trenden er for dolineene som er 10 meter eller større. Tanken bak denne utvelgelsen er at dolineene som er over 10 meter i lengde, kanskje heller er gamle grottepassasjer der taket har blitt plukket vekk av en isbre i bevegelse. De to neste sprekkerosene er fra henholdsvis Lapphullet og Larshullet. Her har orienteringen på den målte avstanden mellom de ulike stasjonene i grotten blitt valgt ut, det er kun de kartlegging-skuddene som er over 3 meter lange som er tatt med. Dette ble gjort for å få en tydeligere sprekkeros, samt for ikke å få med alle de småskuddene som gjerne ble brukt som støtteskudd i kartleggingen. Den generelle trenden til hele grottesystemet er en øst/vest trend, dette kommer tydelig frem i sprekkerosen. Det som ikke kommer like godt frem er tverrsprekkene som har en nord/sør trend. Disse tverrsprekkene ble ofte registrert som HVNO skudd eller et profil skudd, og kommer derfor ikke med på sprekkerosen.



Figur 57. Rosediagram for: samtlige doliner, doliner ≥ 10 m, Lapphullet og Larshullet. (fra programmet Stereonet, (Allmendinger *et al.*, 2016))

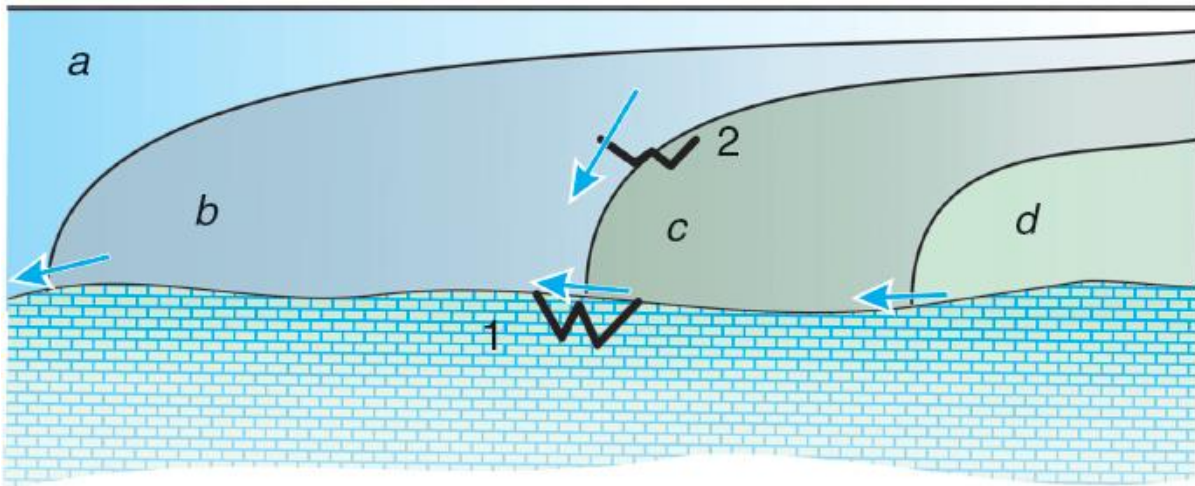
Sammenligner man de to rosedigrammene fra dolinene med rosedigrammene fra Lapphullet og Larshullet, finner man få likheter. Dolinene er dominert av en nord/sør trend, og grottene er dominert av en øst/vest trend. Selv doline utvelgelsen på >10 meter viser liten sammenheng med grottesystemet. Som tidligere nevnt viser ikke rosedigrammene tydelig de tverrgående nord/sør sprekkene i grottene. Disse sprekkene opptrer med ujevne mellomrom i grottesystemet, men i det store bildet er grottesystemet dominert av en øst/vest trend (følger strøkretning). Ut ifra disse funnene kan man konkludere med at på overflaten så er det nord/sør sprekketrenden som dominerer og i berggrunnen under så er det øst/vest sprekketrenden som dominerer. Der nord/sør sprekkene kommer ned i grottesystemet er passasjen derimot svært utvidet, eksempelvis *Storkirken*. Ved disse tverrsprekkene har nytt fersk aggressivt vann blitt tilført og det har oppstått blandingskorrosjon, som igjen øker oppløsningen (Bögli, 1964, Gabrovsek og Dreybodt, 2000). Nord/sør tverrsprekkene på overflaten påvirker derfor grottesystemet under direkte, selv om det ikke dominerer den generelle retningen på grottesystemet som er øst/vest. På overflaten derimot er det lite spor av øst/vest sprekketrenden i dolinene.

De kartlagte dolinene på overflaten forteller derfor lite om hvilke passasjetrender som er dominerende i grottesystemet under. Men de utgjør en vesentlig funksjon ved å bringe ferskt aggressivt vann ned i tverrsprekkene til grottesystemet. Dolinene som ligger på rekke Figur 45 kan derimot indikere at det ligger grottepassasjer i berggrunnen under, ettersom lineamentene på disse rekkene har lik trend som grottepassasjene. Denne tolkning er derimot ikke bekreftet av funn ved feltkartlegging. Formen på Reingardslivatnet ser også ut til å være styrt av de to dominerende sprekkeretningene i området med det største dypet orientert 20° og den lengste aksene på vannet med trend på 80°.

7.2 Samspillet mellom karstforekomstene ved Reingardslivatnet og den skiftende isbreutbredelsen på overflaten.

Grottesystemet i berggrunnen ved Reingardslivatnet har som tidligere nevnt blitt påvirket av en rekke glasieringer. Det samme gjelder for overflaten der karstformer i form av doliner og oppløsningshull har blitt registrert. Forholdene på overflaten under en glasiering er derimot svært annerledes, enn det den kan være nede i berggrunnen. Dette ser man spor etter ved Reingardslivatnet. Generelt så blir de små formene som oppløsningshull og små doliner erodert vekk av den skurende isen (Cooper og Mylroie, 2015). Store former derimot blir gjerne bevart ved fastfrysing eller dekket av løsmasser. De grunne karstformene ved Reingardslivatnet er derfor blitt tolket til å være postglasiale former, som tidligere nevnt. I følge Ford (1987) kan en isbre påvirke karstifiseringen på en rekke måter, en isbre kan virke både ødeleggende, bremsende, bevarende eller stimulerende til karstdannelse. Ved Reingardslivatnet finner man igjen mange av de nevnte forholdene.

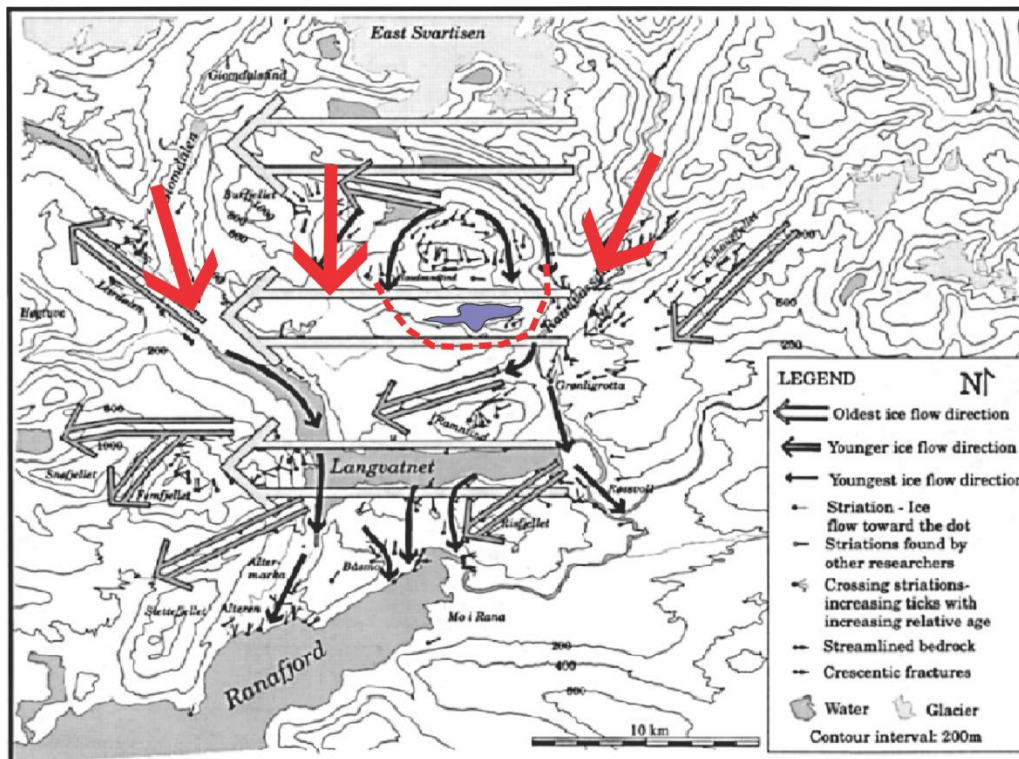
Karstgrottene i berggrunnen ved Reingardslivatnet har blitt bevart igjennom minimum de siste 700 000 år (Lauritzen *et al.*, 1990). Dette gjelder primært for Lapphullet, da dette er den eneste grotten i systemet hvor man har dateringer. Grottene er både fylt med sedimenter og spylt rene av smeltevann fra isbre. Grunnlag for dette er de store mengdene med sedimenter i begge grottene, spor etter mulig paragenese i Larshullet (Figur 24), samt funn av kalkkonkresjoner både på grottevegg og i løsmassene i et kammer i den vestlige delen av *Drainpipe* i Lapphullet. Både Larshullet og Lapphullet har seksjoner som inneholder store mengder sedimenter, men også mindre seksjoner hvor alle løsmassene er vekke. Dagens drenering igjennom grottesystemet er ikke nok til å fjerne sedimentene fra grottepassasjene. Situasjonen på overflaten må derfor ha sett annerledes ut for å få dette til. Hvordan grottesystemer blir påvirket av ulike tykkelser av isbre er svært relevant for å forstå forholdene ved Reingardslivatnet. Figur 58 viser hvordan et isdekke både kan være stimulerende og hemmende.



Figur 58. «Bilvask». Kontinental isdekke (a), nær isfront (b), isfront ved grottene (c) og en tilbaketrukket isbre (d) påvirker grottene. (hentet fra: (Lauritzen, 2010, Ford og Williams, 2007)

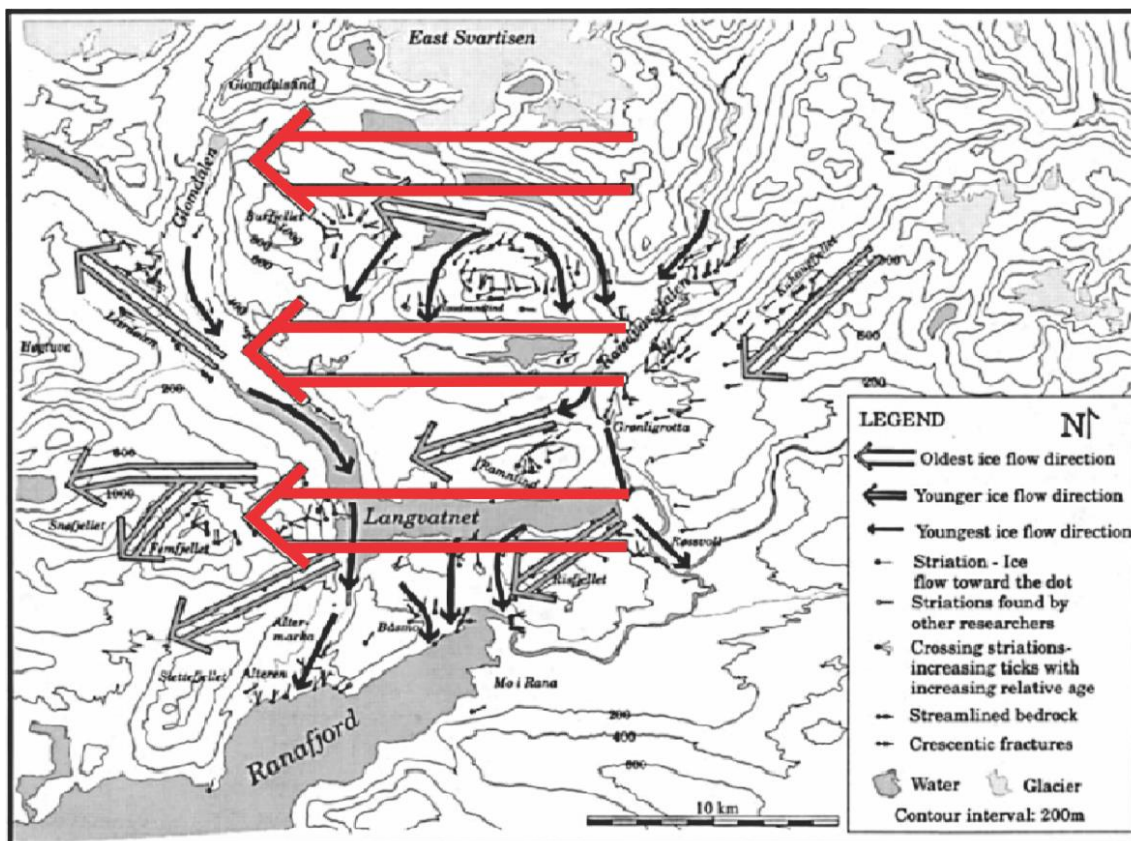
«Bilvask» analogien til Lauritzen og Skoglund (2013) er et eksempel på hvordan de stasjonære grottene blir påvirket av en skiftende isbreutbredelse. Her tenker man at grottene er en stasjonær bil og at isbreen er en bevegende vaskeanordning. Figur 58 viser hvordan et kontinental isdekke (a), nær isfront (b), isfront ved grottene (c) og en tilbaketrukket isbre (d) påvirker grottene. Grotte 1 er nede i dalbunnen og grotte 2 er oppe i dalsiden. Grotte 2 er den grotteposisjonen som passer best med grottesystemet ved Reingardslivatnet. Ved situasjon (a) er det kontinentale isdekket helt ute ved kontinentalskråningen slik som det var under LGM (Figur 8). I denne situasjonen er gradienten på det overliggende isdekke lavt, og vannstrømmen vil være svært lav (hvis isen er over trykksmeltepunktet). I situasjon (b) vil begge grottene ligge i ablasjonsområdet til isbreen ved eksempelvis et brefremstøt under yngre dryas (12.800 – 11.700 kal. år BP). Her vil store mengder sakteflytende smeltevann være tilgjengelig i ablasjonssesongen. Ved situasjon (d) er det kun Grotte 1 som får tilførsel av smeltevann med sannsynligvis store mengder breslam som reduserer oppløsning (Lauritzen og Skoglund, 2013). Maks tilførsel av aggressivt vann og høyest mulig hydrologisk gradient får man i situasjon (c). Her vil det være størst oppløsning, eneste problemet er at denne situasjonen er over på svært kort tid. En slik situasjon ved Reingardslivatnet er som tidligere nevnt over på 500 år (Blake og Olsen, 1999).

Det er situasjon b og c som er den mest sannsynlig pådriveren for dannelsen/videre utvidelsen av grottene ved Reingardslivatnet. Denne situasjonen får man i hovedsak ved en sørliggående ismasse fra Svartisen som leder smeltevann lateralt mot Reingardslivatnet. Her vil vanntrykket i bunnen av isbreen i Røvassdalen være lavere enn ved sidene (Benn og Evans, 2010, s. 58). Ettersom isbreen drenerer vannet subglasialt videre mot Langvatnet/Ranfjorden. Ved en vestlig bevegende isdekke ville dreneringen igjennom grottesystemet vært vestover og fulgt overflatehelningen til isdekke. De fleste strømskålene i både Larshullet og Lapphullet indikerer derimot en østlige dreneringen ned mot Røvassdalen. Den mest plausible situasjonen for gjennomstrømning av vann igjennom grottesystemet er derfor tolket til å være en sørlig isbre bevegelse. Figur 59 viser hvordan denne sørlige isbre bevegelsen har foregått. Denne sørlige dreneringen må som tidligere nevnt funnet sted ved flere anledninger for å få dannet grottesystemet ved Reingardslivatnet.



Figur 59. Sørlig isbevegelse fra Svartisen (røde og mindre svarte piler). Figur modifisert fra (Blake og Olsen, 1999)

I situasjonen i Figur 59 ligger det en brearm fra Svartisen både Glomdalen i vest og Røvassdalen i øst. Selve utgravingen og erosjonen av Reingardslivatnet har man ikke tallfestet, men har trolig foregått i løpet av flere istider. Brebevegelsen som dannet selve bassenget til Reingardslivatnet må trolig være av en eldre vestlig/sørvestlig retningen, ettersom det var under disse periodene hele feltområdet var dekket av is (Figur 60). Selve formen på Reingardslivatnet virker å være preget av en svakhetszone som har en 20° trend, ved det dypeste punktet i bassenget (Figur 43).

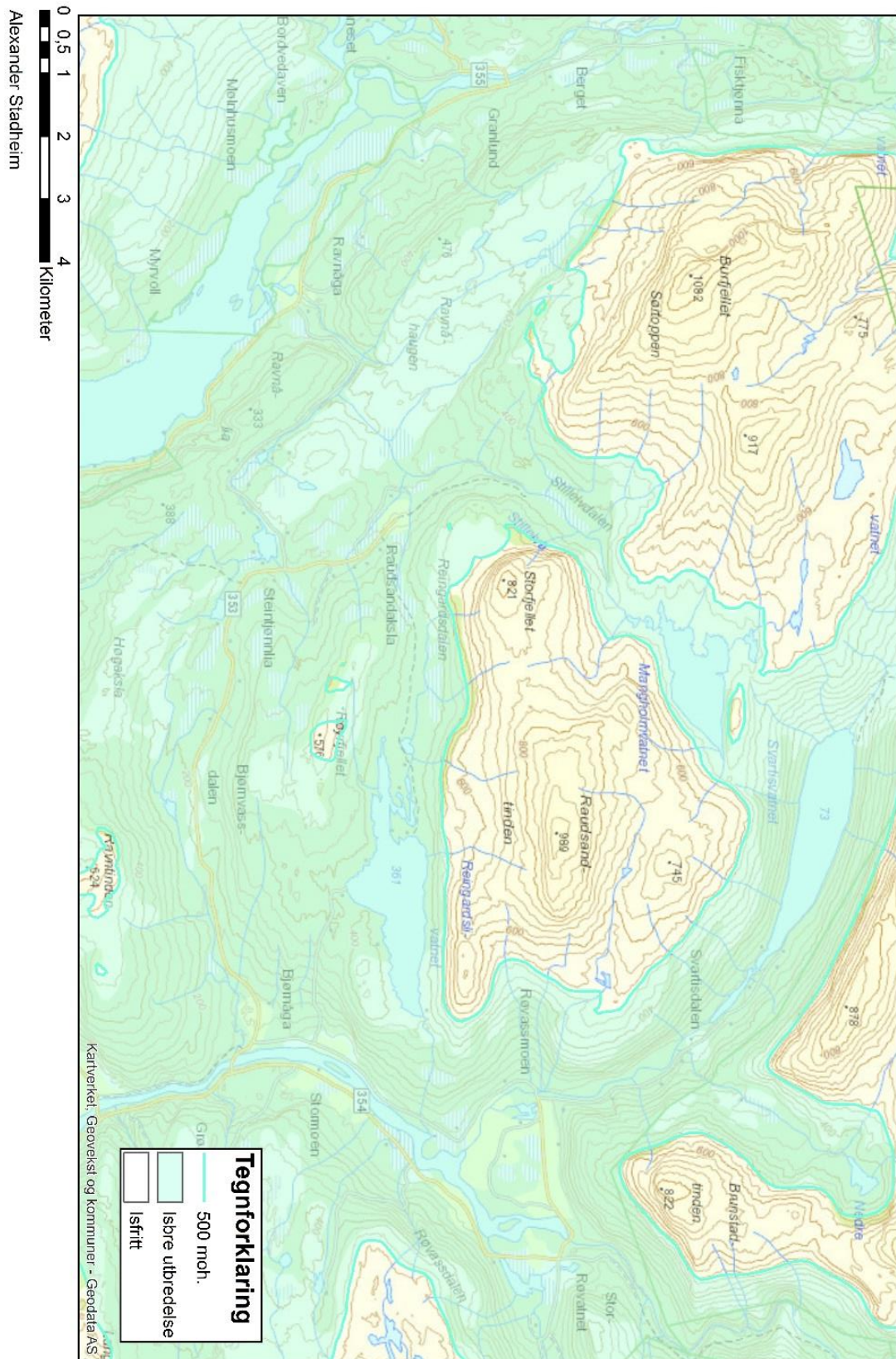


Figur 60. Østlig isbre bevegelse. Dannelse av Reingardslivatnet, figur modifisert fra (Blake og Olsen, 1999)

7.2.1 Oppdemming av Reingardslivatnet grunnet isbre.

Oppdemming av Reingardslivatnet som følge av isbremasser i Røvassdalen, Glomdalen og Stillelvdalen (dalen mellom Burfjellet og Raudsandtinden) er som tidligere nevnt et mulig scenario. Figur 61 viser hvordan et 500 meters tykk isbrearm i de tre nevnte dalene ville sett ut. Figuren er basert på tall fra Blake og Olsen (1999) og skildrer maks isbreutbredelse av Svartisen etter skille fra det kontinentale isdekket for ca. 9500 år siden. Figuren viser at i denne situasjonen ville Reingardslivatnet vært dekt av et ca. 150 meters tykt isdekke. Isbevegelsen er fra et tykkere isdekket i form av Svartisen i nord, ned mot en front ved Ranafjorden. Fjelltopper i feltområdet over 500 moh. hadde i den situasjon vært nunataker slik som eksempelvis Raudsandtinden (989 moh.) og Burfjellet (1082 moh.).

Problemet med denne situasjonen er om ismassene har lagt stabilt lengde nok i dalbunnen eller om denne situasjonen er relativt hurtig, med tanke på tilbakesmelting av både Svartisen og innlandsisen. Grottesystemet ved Reingardslivatnet har utviklet seg over lang tid, og man må ha relativt stabile forhold for å få kontinuerlig vanngjennomstrømning. Ettersom flesteparten av passasjene i grottesystemet er freatiske trykkledningspassasjer, trenger man store vannmengder over lang tid. Ved en 500 meters tykt isbre i både Røvassdalen og Glomdalen får man tilførsel av store vannmengder i laterale smeltevannskanaler i ablasjonssesongen, samt tilførsel av smeltevann fra is på trykksmeltepunktet. Denne situasjonen med 500 meters tykt isbre er derimot over på relativt kort tid, og kan ikke alene forklare dannelsen av grottesystemet. Ifølge Blake og Olsen (1999) hadde Svartisen allerede trukket seg tilbake til tilnærmet dagens front for ca. 9000 år siden. Dette vinduet på 500 år er ikke tilstrekkelig for å få en slik grottedannelse ved Reingardslivatnet.

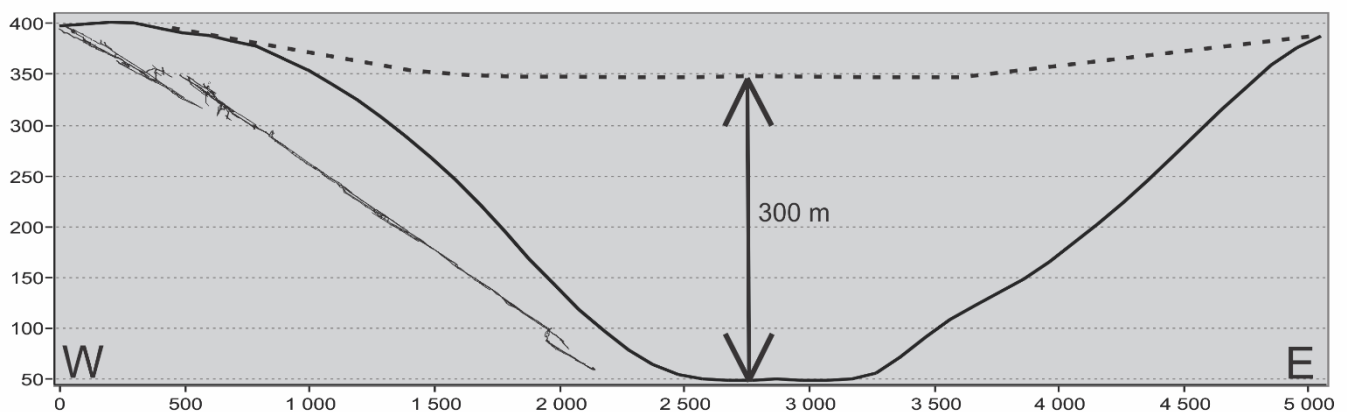


Figur 61. Isbreutbredelse. Figuren viser et tenkt 500 meters tykt isdekke i de tre dalene, basert på tall fra Blake og Olsen (1999) (ekvidistanse 20 m)

Situasjonen med et 500 meters tykt isdekke i dalene kan derimot ha opptrådd ved flere anledninger i forbindelse med deglasiasjon av tidligere kontinentale isdekker.

Stalagmittplaten som ble datert av Lauritzen *et al.* (1990) inneholdt spor av 3 varme perioder med vekst og 2 kalde perioder med lav vekst. Dette indikerer at grottesystemet har eksistert både i glasiøle og interglasiøle perioder. Kammeret som stalagmittplaten befinner seg i var også tilnærmet ferdig utformet når stalagmittplaten ble dannet. Med andre ord har det skjedd lite oppløsning av selve passasjen etter at stalagmittplaten ble dannet. Dette kammeret nederst i Lapphullet må derfor ha vært lite påvirket av senere vannfylte forhold. Horn (1947)

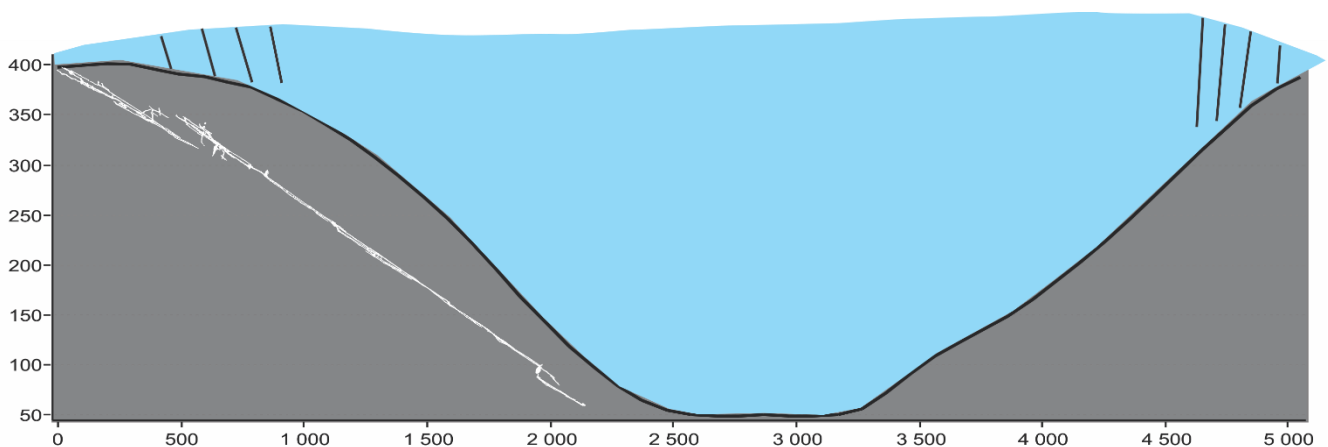
konkluderte med at grottene var dannet under den siste istiden weichsel, men dateringen viser at dannelsen har skjedd over flere istider. Fra Larshullet derimot har man ingen dateringer og det er vanskelig å estimere en alder. Hele grottesystemet virker å være hydrologisk koblet i dag, men det er ikke sikkert det alltid har vært slik. Enden på Larshullet ligger ca. 5 meter over dagens dalbunn (Figur 38). Som tidligere nevnt finner man vadose nedskjæringer i *Nordgangen Corbel* i Larshullet som korrelerer med estimert marin grense i Røvassdalen (NGU, 2016). De vadose nedskjæringerne kan tolkes til å være dannet etter siste isavsmelting (ca. 9000 kal. år BP). Dalbunnen var da fri for ismasser og havet trakk seg tilbake som følge av landhevning (isostasi). Mye kan tyde på at Larshullet er blitt utviklet mot en lavere dalbunn enn Lapphullet, som kun har en vertikal høydeforskjell på ca. 70 m. Total høydeforskjell mellom inngangen på grottesystemet og utgangen på Larshullet er ca. 300 meter (Figur 62).



Figur 62. Tverrsnitt av Røvassdalen ved Reingardslivatnet. Et forenklet omriss av grottesystemet vises i rødt, helningen er her sterkt overdrevet og er i virkeligheten ca. 12 grader.

Tall på breerosjon fra Hallet *et al.* (1996) gir en erosjonsrate på 0,1 mm per år for tempererte dalbreer på krystallinsk berggrunn og 1,0 mm per år for tempererte dalbreer på svakere berggrunn. Marmor er en krystallinsk bergart, men er relativt bløt og har en hardhet på 4 på Moh's hardhetsskala (Ford og Williams, 2007, s. 23). Med en erosjonsrate på 1,0 mm per år ville det tatt ca. 300 000 år med konstant bre i dalen for å senke dalbunnen i Røvassdalen med 300 meter. Med en erosjonsrate på 0,1 mm per år derimot, ville det tatt ca. 3 millioner år for samme resultat. Det reelle tallet er gjerne et sted mellom 300 000 år og 3 millioner år, ettersom istidene er blitt avbrutt av interglasialer, og isdekket har variert i tykkelse, som gir ulike erosjonsrate. Øvrevik (2002) beregnet alderen til Røvassdalen til et sted mellom 1,3 millioner og 360 000 år, basert på en gjennomsnittlig erosjonsrate på 0,15 – 0,55 mm/år.

Lapphullet er minimalt påvirket de siste 700 000 år, om Larshullet er utviklet etter Lapphullet eller i samme tidsrom er vanskelig å svare på, med mindre man får nye dateringer fra Larshullet. Men ettersom Larshullet virker å være dannet ned mot en lavere dalbunn, så må denne dalbunnen ha vært erodert ned for at vannet skal renne igjennom hele Larshullet. Larshullet kan derfor ha en yngre alder enn Lapphullet. Figur 63 viser hvordan en tidligere brearm i Røvassdalen kan ha tilført grottesystemet lateralt smeltevann. Denne situasjonen må ha gjentatt seg flere ganger for å få dannet grottesystemet. Ved tilførsel av lateralt smeltevann er også oppløsningen av marmoren mye raskere, grunnet høyere initial verdi av $p\text{CO}_2$ (Lauritzen og Skoglund, 2013). Hadde derimot grottesystemet vært et lukket subglasialt system (som det tidligere kan ha vært), ville oppløsningen skjedd mye saktere på grunn av lite tilgjengelig CO_2 .



Figur 63. Brearm i Røvassdalen. Ca. 500 meters tykk brearm i Røvassdalen basert på (Lauritzen *et al.*, 1990, Blake og Olsen, 1999).

7.3 Sammenhengen mellom Reingardslivatnet og karstgrottene i berggrunnen

Reingardslivatnet og karstgrottene har ikke en observerbar hydrologisk kobling i dagens situasjon. Dette skyldes at vannspeilet til Reingardslivatnet i dag ligger på 361 moh. og den nærmeste laveste grotteinngangen (*Nordre Lapphullet*) har en dagåpning som ligger 390 moh. At det finnes en hydrologisk kobling mellom vannet og grottene under vannspeilet er det heller ingen tegn på. For å få vanngjennomstrømning fra Reingardslivatnet og gjennom grottesystemet, må derfor situasjonen på overflaten vært annerledes. Vannstanden til Reingardslivatnet kan ha variert og kanskje vært høyere i tidligere perioder. Det er derimot ingen observerte tegn på et slikt tidligere vann-nivå i feltområdet, med tanke på utflatingsområder rundt vannet. For å få vanngjennomstrømning i grottesystemet må vannspeilet til Reingardslivatnet minimum vært 29 meter høyere enn dagens vann-nivå. Dette scenarioet er ikke utenkelig, det eneste problemet er at dagens utforming av terrenget rundt vannet ikke tillater en slik heving av vann-nivået. Dreneringen mot Røvassdalen i øst ligger henholdsvis på 361 moh. og det høyeste punktet for elven i vest som i dag renner inn i Reingardslivatnet, ligger på 390 moh. Det vil si at hvis man skulle hatt en heving av vannspeilet på 29 meter, må enten de to tersklene vært høyere eller må man ha en oppdemmende brearm i området, for at Reingardslivatnet skulle drenert sørover inn i grottesystemet.

At de to tersklene har lagt høyere er ikke utenkelig da landskapet har hatt lang tid på å endre seg. I løpet av denne tidsperioden er Røvassdalen blitt videre erodert nedover av ismasser, samt at selve bassenget til Reingardslivatnet vil trolig ha endret seg. Dermed kan de to tersklene lagt høyere på eksempelvis på 400 moh. og vann-nivået i Reingardslivatnet kan ha vært høyere enn minimumsnivået for vanngjennomstrømning på 390 moh. Et problem med denne situasjonen er at man trenger store nye vannmengder for å opprettholde vann-nivået i Reingardslivatnet over minimumsnivået. Grottesystemet i den sørlige enden av vannet har tidvis svært store passasjer (over. 10 meter i diameter), hadde det vært en kobling mellom Reingardslivatnet og grottesystemet ville derfor vannet drenert seg svært raskt ned under minimumsnivået.

Railton (1954) undersøkte i hovedsak de nedre delene av *Nordgangen* til *Larshullet* og presenterte en teori om at grottesystemet er dannet ved en heving av vannstanden i Reingardslivatnet. Grunnlaget for denne teorien er at han fant en sump i den nedre delen av Nordgangen. Denne sumpen hadde ikke eksistert hvis utgangen av grotten var en åpen og fri passasje. Denne sumpen var ikke tilstede under det senere besøket til Wells (1957). At sumpen dreneres ut er også en indikasjon på at utgangen ikke er helt tett, men at vannstanden varierer med tilført vannmengde.

Teorien om at vanntilførsel fra Reingardslivatnet er årsaken til grottesystemet, bestrider derimot Horn (1947) som fremmet teorien om at grottesystemet er dannet subglasialt. Det er flere konflikter med denne teorien om at det er Reingardslivatnet som har forsynt grottesystemet med vann. Situasjonen som beskrives med store vannmengder som holdes tilbake av et lite utløp ved enden av grottesystemet ville ha vært en svært kort tilstand. Grunnen til dette er at trykket ved denne åpningen ville ha vært enorm grunnet vannmassene lengre oppe i systemet. Dette store trykket ville igjen ført til økt karstifisering og en åpning av den smale passasjen. Vannet ville da ha drenert ut og man ville ikke hatt tilstrekkelig med nye vannmasser for å opprettholde en vannfylt situasjon. En stor passasje kan derimot ha blitt blokkert av senere kollapser eller igjenfylling av morene materiale ved dalbunnen. Sumpen som man tidvis observerer i dag kan derfor skyldes at større passasjer ut mot dalbunnen i dag er begrenset.

Et annet argument er at vannføringen som har avsatt de siste strømskålene er for hurtig til å bli dannet under et sakteflytende regime. En forenklet utregning problematiserer videre teorien om at avrenning var tilstrekkelig for dannelsen av Grottesystemet. Strømskålene i grottesystemet var i de fleste tilfellene mellom 30 – 10 cm, (enkelte var mye mindre). Lengden på strømskålen er som tidligere nevnt omvendt proporsjonale med vannhastigheten, og en generell tommelfingerregel sier at 20 cm lange strømskåler, tilsvarer en vannføring på ca. 20 cm/sek (Lauritzen, 2010, s. 77). Tar man en typisk passasje i Larshullet som er 10 m i diameter, får man et areal på ca. 78,5 m². Dette arealet er en forenkling da ingen av passasjene i grottesystemet er en perfekt sirkel, men gir en god indikasjon. Med et areal på 78,5 m² og en gjennomsnittlig vannhastighet på 0,2 m/sek, får man en vannføring på 15,7 m³/sek. Tilførsel av nytt vann i form av avrenning er ca. 71 878 m³ per dag, omregnet til sekunder får man ca. 0,83 m³/sek. Avrenningen vil med andre ord ikke kunne opprettholde en slik drenering som har funnet sted igjennom grottesystemet. Man trenger større vannmasser og en mer

kontinuerlig tilførsel av nye vannmasser. For å opprettholde en vannføring på $15,7 \text{ m}^3/\text{sek}$ i et rør på 10 m i diameter, trenger man et vannvolum på hele 1,35 millioner m^3 i løpet av 24 timer. Dette volumet kan oppstå ved eventuelle flomperioder, men da ville man ikke fått trykkledningsprofiler med minimale vadose nedskjæringer, slik som man har en rekke steder i hele grottesystemet. Nøkkelhulls profiler med dype nedskjæringer ved lav vannføring ville derimot vært mye vanligere, dette er ikke en utbredt observasjon i verken Larshullet eller Lapphullet. De vadose nedskjæringene i *Nordgangen Corbel* kan derimot være dannet av vannmasser fra Reingardslivatnet. I denne situasjonen har man ingen oppdemmede dalbre i Røvassdalen som kan forklare tilførselen på vann.

8 KONKLUSJON

- Den kartlagte trenden til dolinene korrelerer ikke med den dominerende passasjetrenden i grottesystemet under. Dolinene gir derfor lite informasjon om hvordan passasjetrenden er i grottesystemet i berggrunnen. Dolinene ved Reingardslivatnet er lite utviklet og er relativt grunne med et halveringsdyp ($Z_{1/2}$) på 0,58 m. Dette kan indikere at de er av relativt ung alder og trolig dannet postglasialt (under 10 000 år).
- Samspillet mellom karstforekomstene og den skriftende isbreutbredelsen er komplisert. Generelt så har de små overflateformene som oppløsningshull og doliner trolig blitt erodert vekk av tidligere isbreutbredelsen. Grottesystemet i berggrunnen har derimot blitt bevart igjennom flere glasieringer. Den mest plausible situasjonen for gjennomstrømming av vann igjennom grottesystemet er tolket til å være en sørlig isbrebevegelse. Denne sørlige isbrebevegelsen må ha eksistert flere ganger for å få dannet grottesystemet ved Reingardslivatnet. Brebevegelsen som dannet selve bassenget til Reingardslivatnet må trolig være av en eldre vestlig/sørvestlig retning, ettersom det var under denne perioden hele feltområdet var dekket av isbre. De vadose nedskjæringene i *Nordgangen Corbel* i *Larshullet* er tolket til å være dannet etter siste isavsmelting (ca. 9000 år B.P) ettersom de korrelerer med marin grense i området.
- Det er ikke en observerbar hydrologisk kobling mellom Reingardslivatnet og karstgrottene i dagens situasjon. Dette skyldes at vannspeilet til Reingardslivatnet i dag ligger på 361 moh. og den nærmeste laveste grotteinngangen (*Nordre Lapphullet*) har en dagåpning som ligger 390 moh. For å få vanngjennomstrømming i grottesystemet må vannspeilet til Reingardslivatnet minimum vært 29 meter høyere enn dagens vann-nivå. Dagens utforming av terrenget rundt vannet ikke tillater en slik heving av vann-nivået, med mindre dreneringspunktet mot øst og de lavere liggende områdene i vest har vært høyere. Formen på Reingardslivatnet ser også ut til å være styrt av de to dominerende sprekkeretningene i området med det største dypet orientert 20° og den lengste aksen på vannet med trend på 80°.

Videre forskning

Hele grottesystemet ved Reingardslivatnet ble ikke ferdig kartlagt i løpet av feltarbeidet august 2015. Det er fortsatt manglende kartlagte passasjer i Olavsgrotten, samt hele Persgrotten og eventuelle nyoppdagede grotter. Dette arbeidet inngår i den videre fortsettelsen av "Reingardslisprosjektet". Kartlegging av en mulig passerbar passasje fra kilden ved Nyrud og inn i de østlige delene av grottesystemet ved Reingardslivatnet, samt mulige grotteinnganger ved Moalia er av stor interesse.

9 REFERANSER

- ALLMENDINGER, R. W., CARDOZO, N. og PLAHER, D. 2016. *Program STERONET 9* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html> [Hentet 10.05.16].
- ANDERSEN, B., BØEN, F., NYDAL, R., RASMUSSEN, A. og VALLEVIK, P. N. (1981) Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiske Annaler*, 63, s. 155-160.
- BENN, D. I. og EVANS, D. J. A. (2010) *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education. pp 816.
- BLAKE, K. P. og OLSEN, L. (1999) Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian ice sheet. *Norsk geografisk tidsskrift*, 53 (1), s. 1 - 16.
- BÖGLI, A. (1964) Mischungskorrosion: Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. *Erdkunde*, 18, s. 83-92. I GABROVSEK, F. OG DREYBODT, W. (2000) Role of mixing corrosion in calcite-aggressive H₂O -CO₂ - CaCO₃ solutions in the early evolution of Karst Aquifers in limestone. *Water Resources Research*, 36 (5), s. 1179 -1188.
- COOPER, M. P. og MYLROIE, J. E. (2015) Effects of Glaciation and Geology on Caves and Karst of the Northeastern US. I James, W. (red.) *Glaciation and Speleogenesis*. Switzerland, Springer International Publishing s. 3 - 17.
- CORBEL, J (1957) *Les karsts du Nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison*, Institute des Etudes Rhodanniennes. pp. 541. I HJORTHEN, P. G. (1968) Grotter og grotteforskning i Rana. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Småskrift nr. 9, s. 56. .
- CURL, R. L. (1974) Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *NSS Bulletin*, 36, s. 1 - 5.
- DAHLL, TELLEF, CORNELIUSSEN, O. A. og REUSCH, HANS (1891) *Det nordlige Norges geologi*, Kristiania, H. Aschehoug. pp. 204.
- DIONNE, J. C. og CAILLEUX, A. (1972) Faulted Calcareous Concretions in Pleistocene Sediments. *The Journal of Geology*, 80 (6), s. 744-748.
- ESPELAND, C. 2015. *Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana*. Masteroppgave, UIB, Institutt for Geovitenskap.
- FORD, D. (1971) Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. *Transactions of the Cave research group of Great Britain*, 13, s. 81-94.

- FORD, D. (1983) Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. *Journal of Hydrology*, 61 (1), s. 149-158.
- FORD, D. (1987) Effects of Glaciations and Permafrost upon the Development of Karst in Canada. *Earth Surface Process and Landforms*, 12 (1), s. 507-521.
- FORD, D. og WILLIAMS, P.D. (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, Wiley. pp. 572.
- GABRIELSEN, R, RAMBERG, I. B., MØRK, M. B. E. og TVEITEN, B. (1981) Regional Geological, Tectonic and Geophysical Features of Nordland, Norway. *Earth Evolution Sciences*, 1 (1), s. 14 - 26.
- GABRIELSEN, R. H., BRAATHEN, A., DEHLS, J. og ROBERTS, D. (2002) Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal Of Geology*, 82 (3), s. 153-174.
- GABROVSEK, F og DREYBODT, W (2000) Role of mixing corrosion in calcite-aggressive H₂O-CO₂-CaCO₃ solutions in the early evolution of Karst Aquifers in limestone. *Water Resources Research*, 36 (5), s. 1179-1188.
- HALLET, B., HUNTER, L. og BOGEN, J. (1996) Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12 (1), s. 213-235.
- HJORTHEN, P. G. (1968) Grotter og grotteforskning i Rana. *Norges Geologiske Undersøkelse Småskrift nr. 9*, s. 56.
- HORN, G. (1947) Karsthuler i Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 165, s. 78.
- KARTVERKET. 2014. *Norgeskart* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://norgeskart.no/> [Hentet 20.04.15].
- KRANJC, A. (2013) Classification of closed depressions in carbonate karst. I Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), (red.) *Treatise on Geomorphology*. San Diego, Academic Press, s. pp. 104-111.
- LAURITZEN, S. E. (1986) Kvithola at Fauske, northern Norway ; an example of ice-contact speleogenesis. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66, s. 153 - 161.
- LAURITZEN, S. E. (2001) Marble stripe karst of the scandinavian caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica*, 30 (2), s. 47-79.
- LAURITZEN, S. E. (2002) Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, (39), s. 37.s.
- LAURITZEN, S. E. (2005) Karst as a weathering skin phenomenon: Is there a simple, scale-independent model for karstification? *Proceedings of the 14th Int. Congress of Speleology, Kalamos, Hellas*, 1, s. 250-253.
- LAURITZEN, S. E. (2008) GROTTOOLF. 4.027 utg. Institutt for Geovitenskap, UIB.
- LAURITZEN, S. E. (2010) *Grotter: Norges ukjente underverden*, Oslo, Tun. pp 239.

- LAURITZEN, S. E. (2015) Karstmorfologi og speleologi. Kompendium,. Upublisert, UIB, Institutt for geovitenskap.
- LAURITZEN, S. E. og SKOGLUND, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. *Treatise on Geomorphology*, 6, s. 363 - 396.
- LAURITZEN, S. E., LOVLIE, R., MOE, D. og OSTBYE, E. (1990) Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from Rana, northern Norway. *Quat. Res.*, 34 (3), s. 306-316.
- LAURITZEN, S. E. og LUNDBERG, J. (2000) Meso- and Micromorphology of caves. I Klimchouk, A. B., et al. (red.) *Speleogenesis : evolution of karst aquifers*. January 2000 ed. utg. Huntsville, Alabama, National Speleological Society, s. 407 - 425.
- LUNDBERG, J. (2013) Microsculpturing of solutional rocky landforms. I Shroder, J., Frumkin, A. (Ed.) (red.) *Karst Geomorphology*. San Diego, Academic Press, s. 121-138.
- NGU. 2014. *Berggrunn* [Internett]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Hentet 20.03.15].
- NGU. 2016. *Marin grense og tidligere havdekte områder* [Internett]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/?kommunenr=1833> [Hentet 10.05.16].
- NORKART. 2016. *Norge i 3D* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.norgei3d.no/> [Hentet 15.02.16].
- NYE, J. F (1965) The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *Journal of Glaciology*, 5, s. 661-690. I LAURITZEN, S. E. og SKOGLUND, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. *Treatise on geomorphology*, 6, s. 363 - 396.
- PALMER, A. N. (1991) Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103, s. 1-21.
- PLUMMER, L. N., WIGLEY, T. M. L. og PARKHURST, D. L. (1978) The kinetics of calcite dissolution in CO₂ (sub 2) -water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO₂ (sub 2). *American Journal of Science*, 278 (2), s. 179-216.
- RAILTON, C. L. (1954) Caving in Norway. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 3 (1), s. 17-39. I WELLS, O. C. (1957) Some notes on larshullet and lapphullet caves, Northern Norway. *Transactions of the cave research group of Great Britain*, 5 (1), s. 23- 33.
- RÖTHLISBERGER, H. (1972) Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11, s. 177-203. I LAURITZEN, S. E. og SKOGLUND, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. *Treatise on geomorphology*, 6, s. 363 - 396.

- SHARP, M., RICHARDS, K. S og TRANTER, M. (1998) *Glacier Hydrology and Hydrochemistry, Advances in Hydrological Processes.*, Chischester, John Wiley and Sons. 342 pp.
- SKOGLUND, R. Ø. 2009. *Development of extreme karst porosity: maze caves in marble stripe karst.* Bergen. University of Bergen.
- SVENDSEN, JI, *et al.* (2004) Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 1229-1271.
- SØVEGJARTO, U., MARKER, M., GRAVERSEN, O. og GJELLE, S. (1988) Berggrunnskart MO I RANA 1927 I - M. 1 : 50 000.
- WALTHAM, AC og FOOKES, P. G. (2003) Engineering classification of karst ground conditions. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 36, s. 101-118.
- WELLS, O. C. (1957) Some notes on larshullet and lapphullet Caves, Northern Norway. *Transactions of the Cave research group of Great Britain*, 5 (1), s. 23-33.
- YR.NO. 2016. *Været som var: Storforshei, Rana (Nordland)* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.yr.no/sted/Norge/Nordland/Rana/Storforshei/statistikk.html> [Hentet 16.04.16].
- ØVREVIK, R. 2002. *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo I Rana.* Masteroppgave, UIB. Institutt for Geovitenskap.
- ØYEHAUG, E. T. 2016. *In prep.*, Masteroppgave, UIB. Institutt for Geovitenskap.

10 APPENDIKS

10.1 Appendiks A. Doline data

Nr.	Lengde i m	Bredde i m	Dybde i m	Grader	Orientering	GPS nr.	Type
1	6,00	2,20	0,80	2	N/S	8	S
2	24,00	3,00	2,80	2	N/S	8	L
3	4,00	1,00	0,60	20	N/S	9	L
4	2,00	1,10	0,70	160	N/S	10	L
5	5,00	2,00	0,70	22	N/S	11	S
6	1,40	0,80	0,50	60	E/W	12	L
7	1,80	1,00	0,60	8	N/S	13	L
8	4,00	1,60	0,95	70	E/W	14	K
9	1,10	0,80	0,60	50	E/W	15	L
10	1,20	0,70	0,40	70	E/W	16	L
11	1,50	1,20	0,70	70	E/W	17	L
12	4,00	1,50	0,70	70	E/W	18	L
13	2,30	0,90	0,90	90	E/W	19	L
14	3,10	1,60	0,90	60	E/W	20	L
15	2,50	1,20	1,80	170	N/S	21	K
16	17,00	4,00	1,90	80	E/W	22	K
17	1,70	0,90	0,60	25	N/S	23	L
18	8,00	0,30	0,90	160	N/S	24	S
19	4,00	0,50	0,80	160	N/S	25	S
20	3,00	1,90	0,80	120	E/W	26	L
21	16,00	10,00	2,10	75	E/W	27	K
22	1,10	0,90	0,75	90	E/W	28	L
23	1,40	0,80	0,50	35	N/S	29	L
24	17,00	8,00	2,00	125	E/W	30	K
25	15,00	2,20	1,90	10	N/S	31	SK
26	3,00	1,40	1,10	140	N/S	32	K
27	1,70	1,50	0,90	140	N/S	33	L
28	1,75	1,10	0,70	60	E/W	34	L

29	1,60	1,20	0,40	20	N/S	35	L
30	6,00	0,40	0,60	22	N/S	36	S
31	4,00	1,10	0,80	20	N/S	37	S
32	5,00	1,00	1,20	20	N/S	38	S
33	32,00	10,00	3,00	80	E/W	39	L
34	4,00	2,20	1,80	160	N/S	40	K
35	2,40	1,20	1,40	12	N/S	41	K
36	10,00	7,00	3,00	40	E/W	42	L
37	4,00	1,80	1,20	22	N/S	43	L
38	3,00	1,20	0,50	100	E/W	44	L
39	3,00	0,90	0,40	101	E/W	45	L
40	3,00	1,40	0,70	30	N/S	46	L
41	4,00	2,10	1,00	20	N/S	47	L
42	2,50	1,20	0,60	100	E/W	48	L
43	14,00	4,00	2,50	20	N/S	49	K
44	15,00	6,00	2,00	100	E/W	50	K
45	13,00	1,50	3,10	22	N/S	51	K
46	70,00	6,00	4,00	80	E/W	52	K
47	6,00	2,10	3,00	20	N/S	53	K
48	2,50	0,40	2,10	132	N/S	54	K
49	2,20	2,00	0,80	40	E/W	55	L
50	3,00	1,00	0,60	50	E/W	56	L
51	5,00	2,00	2,30	80	E/W	57	K
52	3,00	1,40	1,80	10	N/S	58	K
53	20,00	0,40	4,00	20	N/S	59	S
54	10,00	0,40	3,00	20	N/S	60	S
55	3,50	1,70	0,70	170	N/S	61	K
56	7,00	0,60	1,80	180	N/S	62	S
57	4,00	0,40	0,50	22	N/S	63	S
58	28,00	5,00	3,00	60	E/W	64	L
59	4,00	0,70	2,10	180	N/S	65	S
60	15,00	2,00	1,50	20	N/S	66	K
61	2,00	0,30	1,60	30	N/S	67	K

62	3,00	0,60	0,40	30	N/S	68	K
63	6,00	0,50	0,70	20	N/S	69	L
64	8,00	0,70	1,50	10	N/S	70	SK
65	4,00	0,60	0,40	150	N/S	71	K
66	3,00	1,40	0,90	40	E/W	72	L
67	8,00	0,30	0,70	90	E/W	73	SK
68	1,50	1,00	0,80	15	N/S	74	L
69	2,00	0,60	0,40	20	N/S	75	L
70	5,00	1,00	0,90	180	N/S	76	K
71	5,00	0,70	0,60	180	N/S	77	L
72	24,00	7,00	3,00	180	N/S	78	K
73	1,30	1,10	0,70	180	N/S	79	L
74	1,50	0,90	0,50	80	E/W	80	L
75	6,00	2,00	0,90	80	E/W	81	L
76	2,00	0,50	0,70	180	N/S	82	S
77	1,50	0,60	0,40	80	E/W	83	L
78	1,70	1,00	0,70	80	E/W	84	L
79	3,00	0,15	1,00	80	E/W	85	K
80	4,00	1,20	1,10	10	N/S	86	S
81	6,00	1,30	1,10	10	N/S	87	SK
82	4,00	0,40	1,00	10	N/S	88	S
83	6,00	0,40	1,10	22	N/S	89	S
84	2,00	0,60	1,80	20	N/S	90	S
85	8,00	0,40	2,30	20	N/S	91	S
86	2,50	0,90	2,00	180	N/S	92	S
87	1,50	0,60	0,90	180	N/S	93	S
88	3,50	0,80	0,70	180	N/S	94	SK
89	4,00	0,70	1,90	90	E/W	95	S
90	1,50	1,00	1,00	20	N/S	96	K
91	5,00	0,40	0,70	20	N/S	97	SK
92	8,00	0,40	2,10	20	N/S	98	S
93	3,00	0,60	0,40	20	N/S	99	S
94	1,20	0,90	0,50	170	N/S	100	L

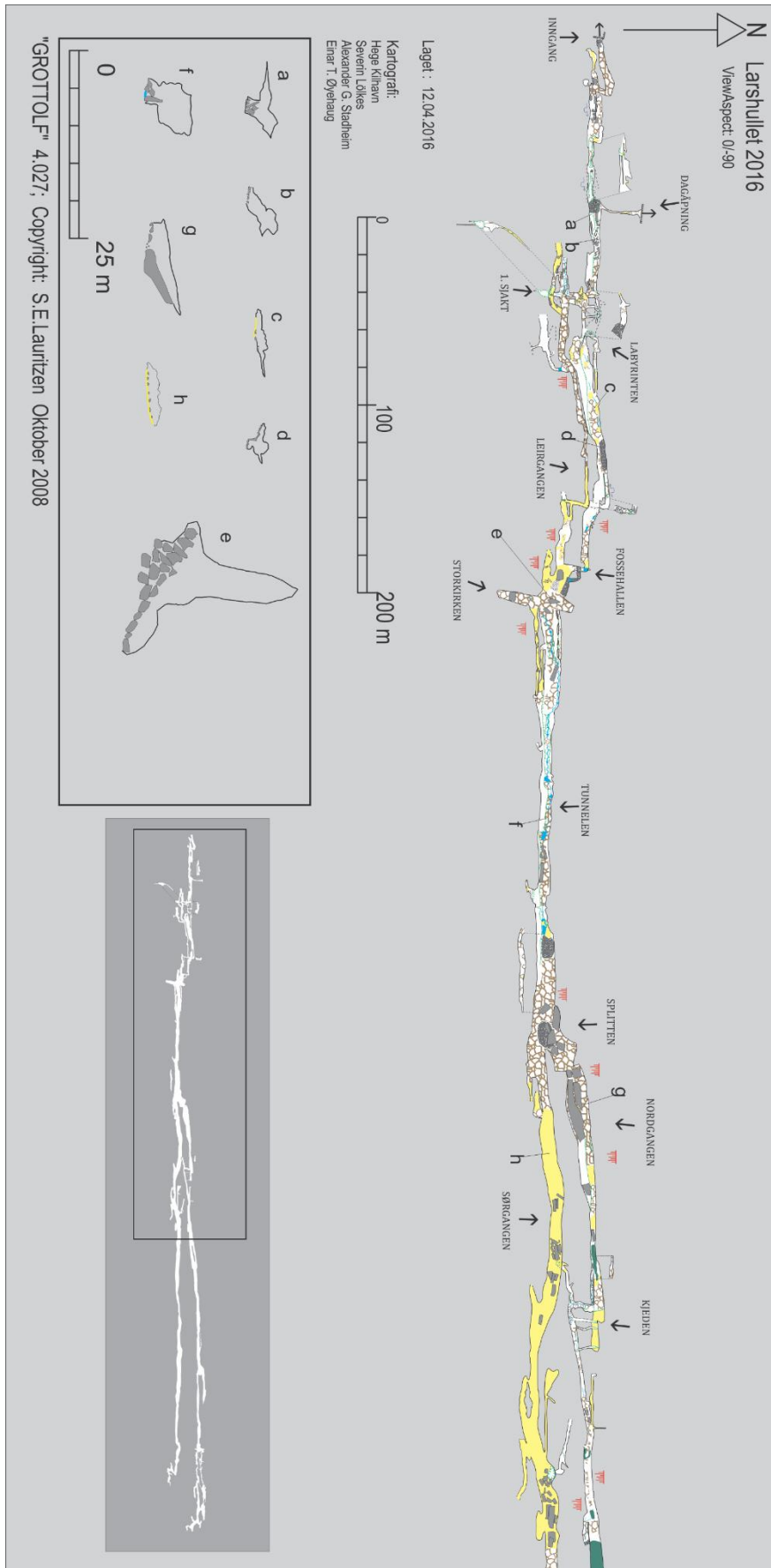
95	6,00	0,40	0,50	20	N/S	101	SK
96	2,10	1,40	0,80	40	E/W	102	L
97	1,80	1,10	0,50	20	N/S	103	L
98	2,00	1,00	0,50	40	E/W	104	SK
99	3,50	1,50	0,40	20	N/S	105	L
100	3,00	1,30	0,70	70	E/W	106	L
101	4,00	2,10	0,70	40	E/W	107	S
102	9,00	1,00	1,60	40	E/W	108	S
103	3,50	2,00	0,60	80	E/W	109	L
104	4,00	2,50	1,20	80	E/W	110	K
105	3,00	1,50	0,60	80	E/W	111	L
106	3,00	1,10	0,90	80	E/W	112	L
107	1,50	1,00	0,70	80	E/W	113	L
108	3,00	2,10	1,10	80	E/W	114	K
109	3,50	3,10	1,00	80	E/W	115	L
110	2,00	1,00	0,50	80	E/W	116	L
111	3,00	2,10	1,20	80	E/W	117	L
112	1,60	1,00	0,70	80	E/W	118	L
113	1,20	1,00	0,50	80	E/W	119	L
114	2,10	1,20	0,90	80	E/W	120	L
115	4,00	3,00	2,00	80	E/W	121	K
116	3,50	0,70	1,00	22	N/S	122	S
117	1,70	1,20	0,50	80	E/W	123	L
118	1,90	1,50	1,10	20	N/S	124	L
119	2,50	2,00	0,80	80	E/W	125	L
120	2,50	2,00	0,70	80	E/W	126	K
121	1,10	0,80	0,50	100	E/W	127	L
122	12,00	7,00	2,50	180	N/S	128	K
123	24,00	6,00	3,00	80	E/W	129	K
124	7,00	0,60	0,50	20	N/S	130	S
125	3,00	0,40	0,60	20	N/S	131	L
126	26,00	6,00	2,00	90	E/W	132	K
127	3,00	0,60	0,40	22	N/S	133	S

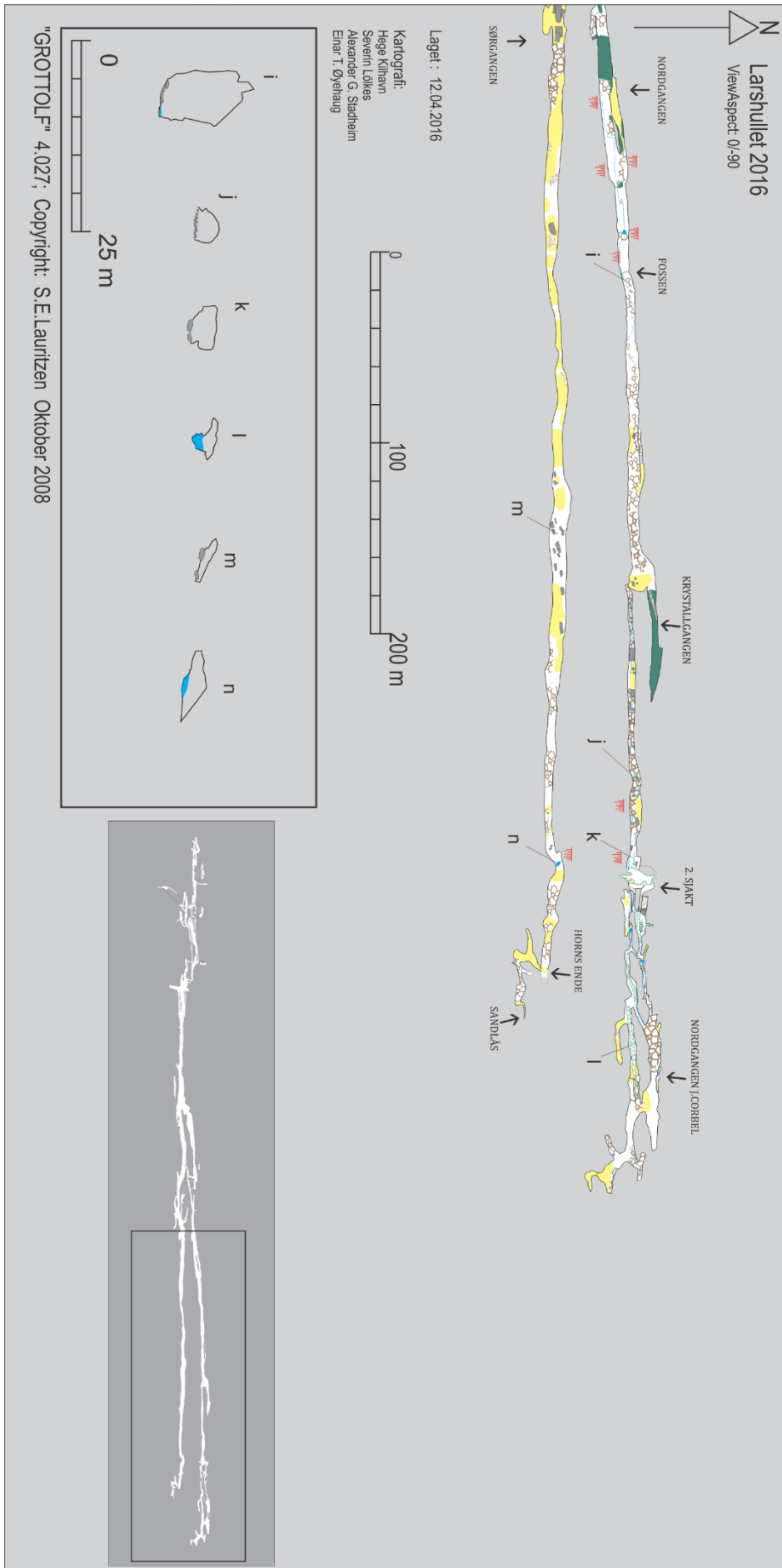
128	1,50	0,60	0,50	80	E/W	134	L
129	2,10	0,70	0,50	20	N/S	135	L
130	1,00	0,70	0,50	80	E/W	136	L
131	2,50	1,30	0,80	20	N/S	137	L
132	14,00	9,00	5,00	20	N/S	138	L
133	1,70	0,90	1,60	20	N/S	139	K
134	1,00	0,80	0,60	22	N/S	140	L
135	2,50	0,40	0,80	10	N/S	141	S
136	1,80	1,00	0,60	10	N/S	142	L
137	1,50	0,70	0,60	20	N/S	143	L
138	2,50	1,00	0,50	80	E/W	144	L
139	2,00	0,70	1,40	20	N/S	145	S
140	1,50	0,60	0,40	20	N/S	146	L
141	1,00	0,60	0,30	90	E/W	147	L
142	1,50	0,60	0,40	150	N/S	148	L
143	1,60	0,60	0,40	90	E/W	149	L
144	1,00	0,70	0,40	20	N/S	150	L
145	2,50	1,50	1,00	20	N/S	151	L
146	2,20	1,20	0,60	60	E/W	152	L
147	0,70	0,60	0,40	60	E/W	153	L
148	1,00	0,40	0,50	22	N/S	154	L
149	3,50	0,50	0,70	20	N/S	155	S
150	10,00	3,00	1,00	40	E/W	156	L
151	2,60	0,60	1,10	80	E/W	157	S
152	6,00	3,00	1,80	80	E/W	158	L
153	1,80	0,40	0,60	20	N/S	159	L
154	1,00	0,40	0,70	160	N/S	160	S
155	1,60	0,80	0,40	20	N/S	161	L
156	5,00	0,60	2,20	30	N/S	162	S
157	3,50	2,50	1,60	20	N/S	163	K
158	1,10	0,60	0,40	20	N/S	164	L
159	0,60	0,40	1,00	20	N/S	165	L
160	1,20	0,90	0,60	20	N/S	166	L

161	4,00	1,00	2,30	20	N/S	167	S
162	2,00	0,50	1,80	20	N/S	168	S
163	1,00	0,60	0,40	20	N/S	169	L
164	3,00	0,80	0,70	20	N/S	170	K
165	1,00	0,60	0,40	30	N/S	171	L
166	2,10	1,00	0,60	20	N/S	172	L
167	2,00	0,90	0,50	20	N/S	173	L
168	1,00	0,60	0,40	20	N/S	174	L
169	1,00	0,50	0,40	120	E/W	175	L
170	2,50	1,00	0,50	180	N/S	176	L
171	1,80	0,90	0,60	150	N/S	177	L
172	2,50	1,10	0,70	180	N/S	178	L
173	2,00	1,20	0,90	180	N/S	179	L
174	1,10	0,60	0,50	40	E/W	180	L
175	1,40	0,90	0,50	100	E/W	181	L
176	1,80	0,50	0,60	20	N/S	182	L
177	3,00	0,60	0,60	20	N/S	183	L
178	3,50	2,00	0,80	180	N/S	184	K
179	2,70	1,10	0,70	170	N/S	185	L
180	4,00	0,90	1,20	170	N/S	186	L
181	1,20	0,60	0,40	20	N/S	187	L
182	3,00	2,00	1,10	20	N/S	188	L
183	1,00	0,40	0,70	20	N/S	189	L
184	1,30	0,60	0,40	20	N/S	190	L
185	1,20	0,60	0,40	20	N/S	191	L
186	1,60	0,70	0,40	20	N/S	192	L
187	6,00	0,60	0,40	20	N/S	193	S
188	1,00	0,60	0,40	20	N/S	194	L
189	1,10	0,60	0,50	20	N/S	195	L
190	3,00	0,60	0,40	40	E/W	196	L
191	14,00	4,00	1,20	20	N/S	197	K
192	1,10	0,60	0,30	10	N/S	198	L
193	1,00	0,40	0,40	10	N/S	199	L

194	2,10	1,00	0,50	10	N/S	200	L
195	1,80	0,90	0,40	10	N/S	201	L
196	2,00	1,00	0,50	170	N/S	202	L
197	1,80	0,90	0,40	20	N/S	203	L
198	2,00	0,90	0,40	60	E/W	204	L
199	1,80	0,60	0,50	170	N/S	205	L
200	1,20	0,80	0,40	170	N/S	206	L
201	2,10	0,80	0,50	170	N/S	207	L
202	2,40	0,70	2,00	170	N/S	208	S
203	10,00	3,00	1,00	180	N/S	209	L
204	13,00	3,00	2,00	20	N/S	210	L

10.2 Appendiks B. Grottekart av Larshullet

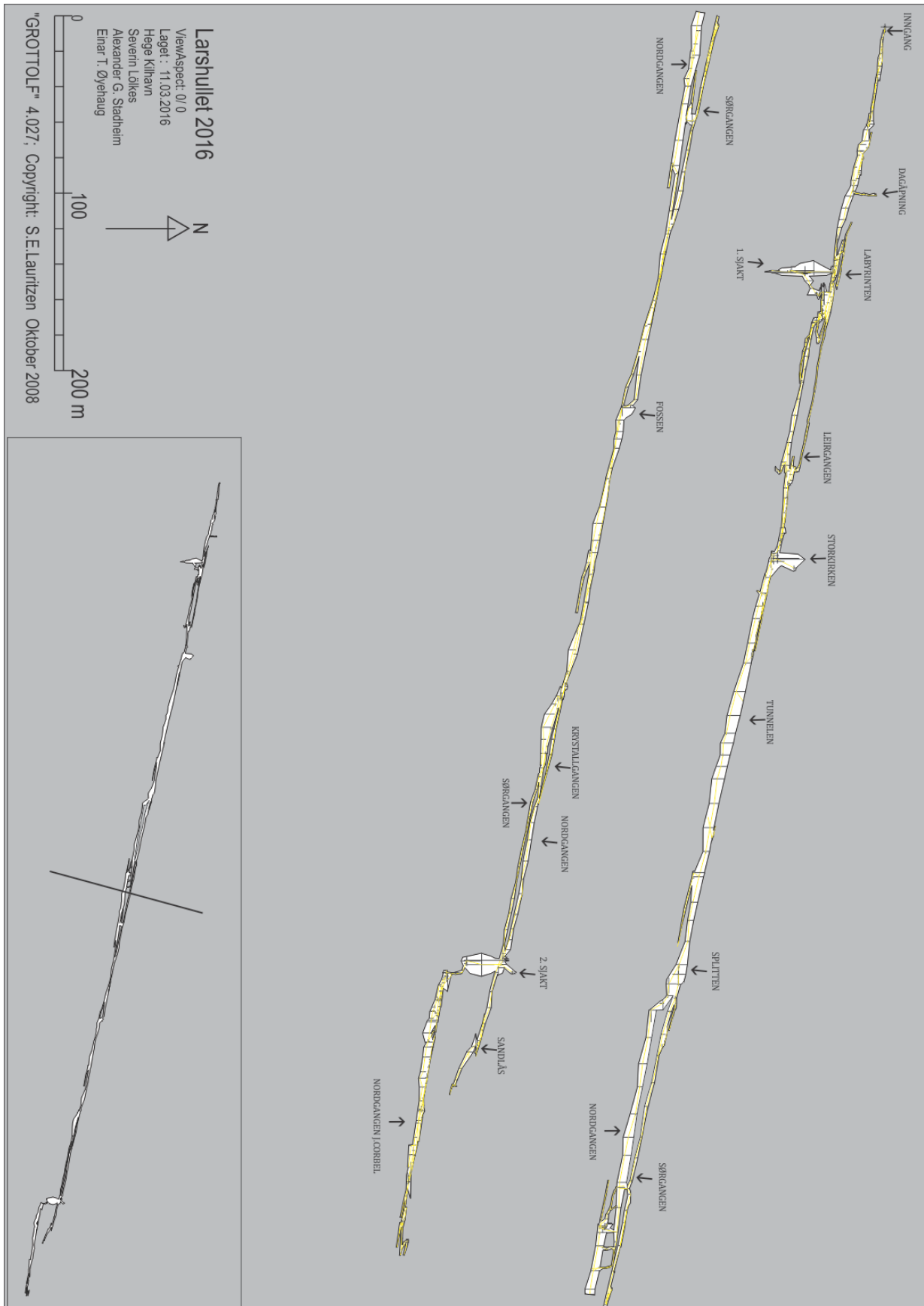




10.3 Appendiks C. Grottekart av Lapphullet



10.4 Appendiks D. Grottekart av Larshullet (tverrsnitt).



10.5 Appendiks E. Grottekart av Lapphullet (tverrsnitt).



10.6 Appendiks F. CD med grottekart i originalt A3 format.