
Aktsomhetskart for jordfallshull i Nordland: en forstudie

Mastergradsoppgave i
kvartærgeologi og paleoklima



Ragnhild Austbø Kjønøy

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2019

Sammendrag

Store deler av Nordland utgjør områder hvor karstbergarter er tildekket av kvartære løsmasser. Ved slike forhold kan suffosjonsdoliner og katastrofale jordfallshull utvikles. Jordfallshull er en type doline (lukket karstforsenkning) i landoverflaten som utløses plutselig fra kollaps av et underliggende hulrom i et løsmassedekke. Utvikling av jordfallshull har tidligere hatt store konsekvenser for bebyggelse i Nordland, men studier av hvilke områder som er av risiko har ikke blitt gjort før. Denne forstudien har hatt som formål å undersøke mulighetene for å produsere aktsomhetskart for geofaren. Gjennom GIS-baserte analyser i programvaren ArcGIS har aktsomhetsområder blitt definert, en automatisk metode for å detektere doliner har blitt forsøkt utviklet, og forståelse av landskaps- og glacialhistorie har blitt knyttet opp mot dagens fordeling av doliner.

Produserte polygoner av aktsomhetsområder viser at store deler av områdene i Nordland er i risiko for jordfallshullutvikling, og flere områder av allerede etablert infrastruktur og bebyggelse ligger innenfor polygonene. En automatisk metode for å detektere doliner fra LiDAR-generert DTM med 1 meters oppløsning har vist seg å ha stor overordnet nøyaktighet i forhold til tradisjonell kartlegging av lukkede forsengkninger. Resultat fra automatisk metode viser at kartlagte bergartsgrenser i Nordland er unøyaktige, og medfører store feilkilder for å definere aktsomhetsområder. Tolkning av dolinestatistikk generert fra automatisk metode viser at det er to populasjoner doliner i Nordland; preglasiale og postglasiale. I områder under marin grense virker det til å være størst nydannelse av suffosjonsdoliner og jordfallshull.

Tilgjengelighet av geologiske og historiske data er per dags dato utilstrekkelig for å utvikle nøyaktige aktsomhetskart og en fareprediksjonsmodell for geofaren. Nydannelse av jordfallshull oppdages ikke lett i ubebyggede områder, men potensiell fremtidig utbygging i aktsomhetsområdene kan medføre en økt rate av utvikling. Denne forstudien viser at ekspertise innenfor karstprosesser er nødvendig for fremtidig utbygging i Nordlands karstområder.

Forord

Det er flere personer som fortjener en oppriktig takk i forbindelse med denne mastergradsoppgaven. Først vil jeg takke min hovedveileder professor Stein-Erik Lauritzen ved institutt for geovitenskap, for to lærerike år. Takk spesielt for at du har vist meg hvor spennende og – ikke minst – gøy(!) karst er. To feltturer til Nordlands fantastiske karstlandskap, og en tur til karstens moderland Slovenia har vært utrolig å få oppleve. Jeg vil også takke NGU for å ha finansiert denne oppgaven, og en spesiell takk går til Janja Knežević for å alltid være behjelpelig med spørsmål.

En stor takk rettes til den greske guden Christos Pennos for uvurderlig hjelp i GIS – ευχαριστώ. Jeg vil også takke Johannes Hardeng for hjelp med litt av hvert opp gjennom studiet, og for å alltid ta maset mitt med et smil. Tusen takk til Ane Maren Baird for korrekturlesing av oppgaven min, og for å ha bidratt til å gjøre studietilværelsen i Bergen *reem supreme*. Det hadde aldri vært det samme om jeg ikke tilfeldigvis flyttet inn med deg i FM36 for fem år siden.

Takk til min familie for støtte og kjærlighet. Jeg vil spesielt rette en liten takk til nyfødte Maren. Å bli tante har gitt meg utrolig mye glede i en til tider tung og hektisk masterhverdag. Jeg vil også rette en stor takk til Heidi og Ole-Petter for hushold i to måneder, og for omsorg, god mat, ubegrenset bruk av badekar, og av og til en dråpe rødt i glasset. Tusen takk til Petter for å alltid være der for meg – jeg setter spesielt stor pris på all klesvasken du har tatt deg av opp gjennom årene.

Takk til mine heidundranes flotte karstkamerater Helen, Magnus og Victoria – dere er de beste karstkamerater en jente kan ønske seg. Takk til resten av mine medstudenter på geologistudiet – dere er en helt formidabel gjeng! Sist, men ikke minst, vil jeg gjerne rette en beskjeden takk til gangene på Realfagbygget for mange fine stunder. Det blir virkelig et savn å forlate dette bygget og alle menneskene i det. Minnene vil for alltid settes pris på.

Bergen, juni 2019

Ragnhild Austbø Kjøsøy

Innholdsfortegnelse

1 Introduksjon	1
1.1 Formål og problemstillinger	2
2 Geologisk bakgrunn	3
2.1 Studieområde.....	3
2.2 Berggrunnsgeologi	5
2.3 Kwartærgeologisk historie	7
2.3.1 Fra kvartær til holocen.....	7
2.3.2 Deglasiasjonen i Nordland	8
2.4 Løsmasser og marin grense	11
3 Teoretisk bakgrunn	15
3.1 Hva er karst?.....	15
3.1.1 Karstsyklusen	15
3.1.2 Stripekarst – den norske karsttypen.....	16
3.1.3 Epikarst.....	18
3.2 Doliner – den diagnostiske karstlandformen	19
3.2.1 Oppløsningsdoliner.....	19
3.2.2 Suffosjonsdoliner og jordfallshull	20
3.2.3 Subsidiensdoliner	22
3.2.4 Kollapsdoliner	22
3.2.5 Sprekkedoliner.....	23
3.2.6 Dolinedyp og halveringsdyp.....	24
3.3 Karst og geofarer	24
3.3.1 Jordfallshull som en geofare.....	25
3.3.2 Eksempel fra Nordland.....	27
4 Data og metode	29
4.1 Datasett.....	29
4.2 Utarbeiding av metoder i ArcGIS.....	30
4.2.1 Polygoner av aktsomhetsområder.....	31
4.2.2 Deteksjon av lukkede forsenkninger	32
4.3 Rensing av lukkede forsenkninger – kriterier.....	33
4.3.1 Oppdeling av elver basert på Strahlers elveorden og fiktive elver	34
4.4 Statistiske analyser av lukkede forsenkninger.....	35
4.4.1 Statistikk generert fra ArcMap	35
4.4.2 Utregning av halveringsdyp	37

4.5 Lukkede forsenkninger fra landkart	37
4.6 Innsamling av dolinedata fra feltarbeid	38
4.7 Fremstilling av 3D-modeller i ArcScene	38
5 Resultat.....	39
5.1 Aktsomhetsområder.....	39
5.2 Deteksjon av lukkede forsenkninger	44
5.2.1 Lukkede forsenkninger fra landkart	47
5.2.2 Dolinestatistikk.....	50
5.3 Feltverifisering	58
6 Diskusjon.....	61
6.1 Evaluering av GIS-basert metode.....	61
6.1.1 Kvalitet av datasett	61
6.1.2 Kriterier for rensing av data	64
6.1.3 Sammenligning med manuell kartlegging	66
6.2 Morfometrisk tolkning av doliner	69
6.2.1 Topografisk fordeling av doliner.....	71
6.2.2 Dolinedyp og halveringsdyp.....	81
6.3 Utvikling av fremtidige aktsomhetskart	83
7 Konklusjon.....	87
8 Videre arbeid	89
Referanser	91
Vedlegg	97

1 Introduksjon

Karstbergarter utgjør omtrent 20% av jordas isfrie landområder (Ford og Williams, 2007). I Norge består kun 3% av landoverflaten av karstbergarter (Knežević et al., 2019), og utgjør et areal på rundt 11 567 km². Forekomsten er hovedsakelig begrenset til Nordland, hvor kalkspatmarmor er mest fremtredende. Norges glacialhistorie har ført til erosiv utvikling av landskapet og tildekning med kvartære løsmasser. I områder hvor karstbergarter er dekket av løsmasser kan forholdene ligge til rette for utvikling av suffosjonsdoliner og jordfallshull – ofte med katastrofale konsekvenser for mennesker og infrastruktur.

Utvikling av jordfallshull representerer en stor geofare i områder med mye karst, for eksempel i Florida, Latin-Amerika og Asia. Nydannelse av jordfallshull oppdages ikke lett i ubebyggede områder. For omtrent 10 år siden oppstod et jordfallshull i en hage ved Finneidfjord utenfor Mo i Rana. Jordfallshullet ble trolig dannet som en konsekvens etter utbygging av Finneidfjordtunnelen i 1996 (Lauritzen, 2013). Karstområder er komplekse, og grundig forståelse av karstprosesser er nødvendig for en vellykket ingeniørrespons på dannelsen av jordfallshull, i tillegg til å være nødvendig for å unngå utvikling i utgangspunktet.

I Norge har mesteparten av karststudier hatt et hovedfokus på grotter og grotteprosesser, og et mindre fokus på karstoverflaten og jordfallshull som en geofare. Kunnskap om Nordlands landskaps- og glacialhistorie kan bidra til økt forståelse av dolinefordeling i terrenget og forståelse for hvilke områder som er av størst utviklingsrisiko. Eventuell fremtidig utbygging av infrastruktur i Norges karstområder kan føre til større risiko for utvikling av nye jordfallshull. I denne mastergradsoppgaven anvendes geodatainformasjon i programvaren ArcGIS for å identifisere problemsoner for jordfallshullutvikling i Nordland. En automatisk metode for detektering av doliner er også forsøkt utviklet.

1.1 Formål og problemstillinger

Denne studiens formål er å undersøke mulighetene for å utvikle aktsomhetskart for jordfallshullutvikling i Nordland. Programvaren ArcGIS er anvendt til nødvendige foranalyser for utvikling av fremtidige aktsomhetskart.

Hypotese: Ut fra kunnskap om berggrunn og type kvartære løsmasser i overdekning, er det mulig å forutsi forekomst av og risiko for nyutvikling av jordfallshull.

Problemstillinger:

- Er det mulig å utvikle en sikker automatisk metode for detektering av doliner i Nordland?
- Hvilken sammenheng er det mellom landskaps- og glasialhistorie i Nordland og dolinenes størrelse og fordeling i terrenget?
- Er tilgjengelige data tilstrekkelige til å kunne utvikle fareprediksjonsmodeller og aktsomhetskart for jordfallshull i Nordland?

2 Geologisk bakgrunn

2.1 Studieområde

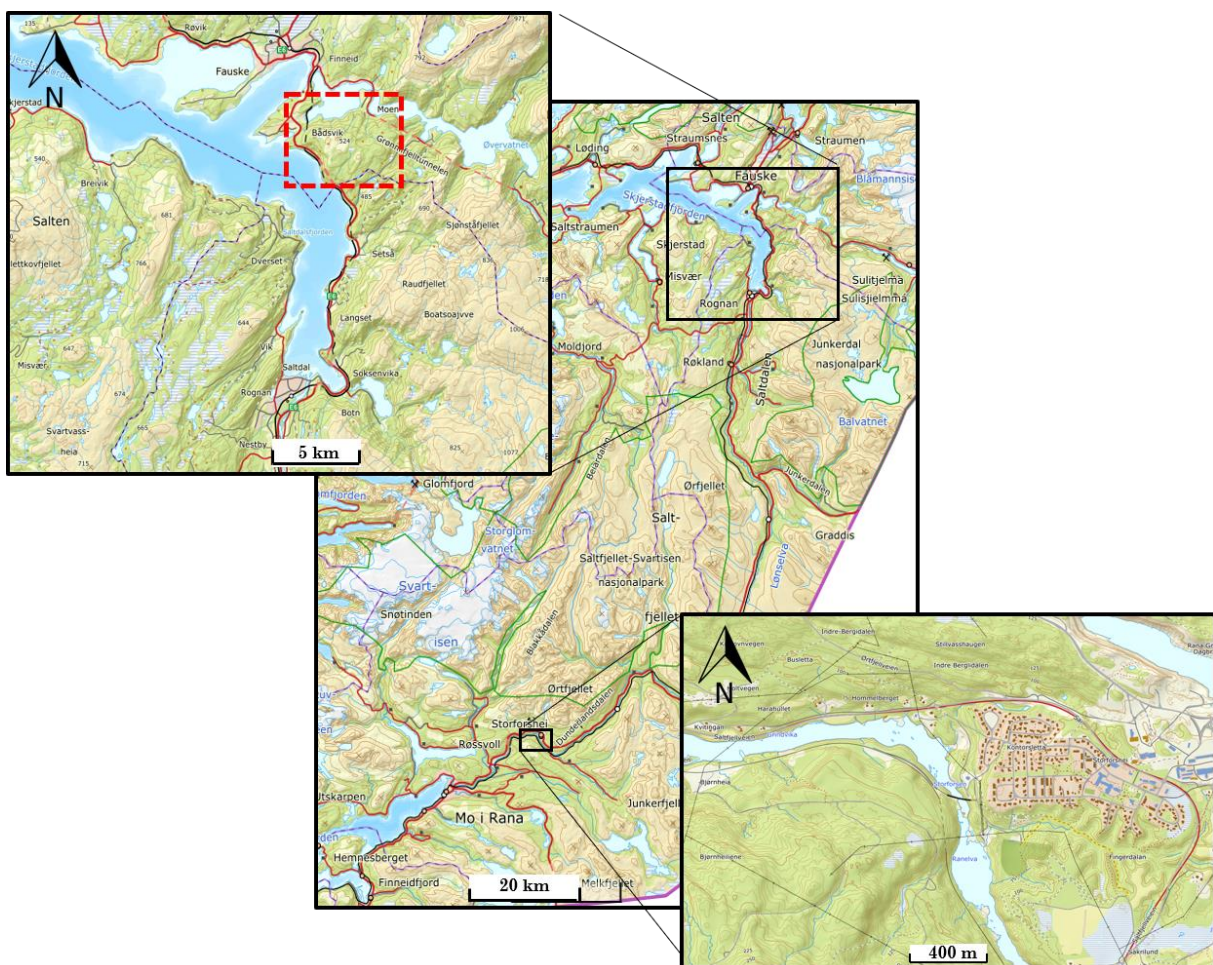
Norges største og viktigste karstområde er lokalisert rett under og over den nordlige polarsirkelen. Analysert område i denne studien er begrenset til sentrale Nordland fylke, og strekker seg fra rundt 65° - 68°N (fig. 2.1). Klima kan betegnes som en kombinasjon av subarktisk til maritimt (Skoglund og Lauritzen, 2017), styrt av breddegrad og nærhet til kysten. Ekstensive karbonatforekomster av «stripekarst», samt en større andel kvartære løsmasser er tilstedeværende i kommunene Hennes, Rana, Rødøy, Meløy, Gildeskål, Beiarn, Saltdal, Fauske og Bodø. Fra disse kommunene er to mindre områder valgt som fokus (fig. 2.2): Kontorsletta (Storforshei) i Mo i Rana, og et større område rundt Rognan som berører Saltdal, Fauske og Bodø kommune. Området rundt Mefjellmassivet (markert med rød stiplet boks i fig. 2.2) er valgt til nærmere analyse av dolinefordeling ved Rognan. Områdene er valgt på bakgrunn av tynne og lateralt ekstensive marmorbånd ved Kontorsletta, og tykkere forekomster av marmorbånd ved Rognan.



Figur 2.1 Studieområdet i Nordland er indikert med svart stiplet boks og rød pil. Det er lokalisert rett over og under den nordlige polarsirkelen. Gjengitt med tillatelse fra Stein-Erik Lauritzen.

Kontorsletta ligger i tettstedet Storforshei (omtrent 600 innbyggere). Fokusområdet er på omtrent 13km², og ligger 23 km nordøst for Mo i Rana. Mot nordvest ligger Svartisen, Norges nest største isbre. Topografien er relativt slak, og strekker seg fra 40 til 180 m o. h.. Ranaelva, samt jernbanelinjen og E6 krysser gjennom området.

Fokusområdet ved Rognan ligger innerst og rundt Saltdalsfjorden. Topografien strekker seg fra 0 til 1200 m o. h., over et areal på rundt 900km². Bosetning i området er spredt, men med relativt få innbyggere per areal. Tettbebyggelse er tilstedeværende i Rognan by (omtrent 2 600 innbyggere) og Fauske by (omtrent 10 000 innbyggere). Kjente turistgrotter som Okshola, Kristihola og Svarthamarhola ligger nordøst i fokusområdet. Jernbanelinjen og E6 går langs Saltdalsfjorden.



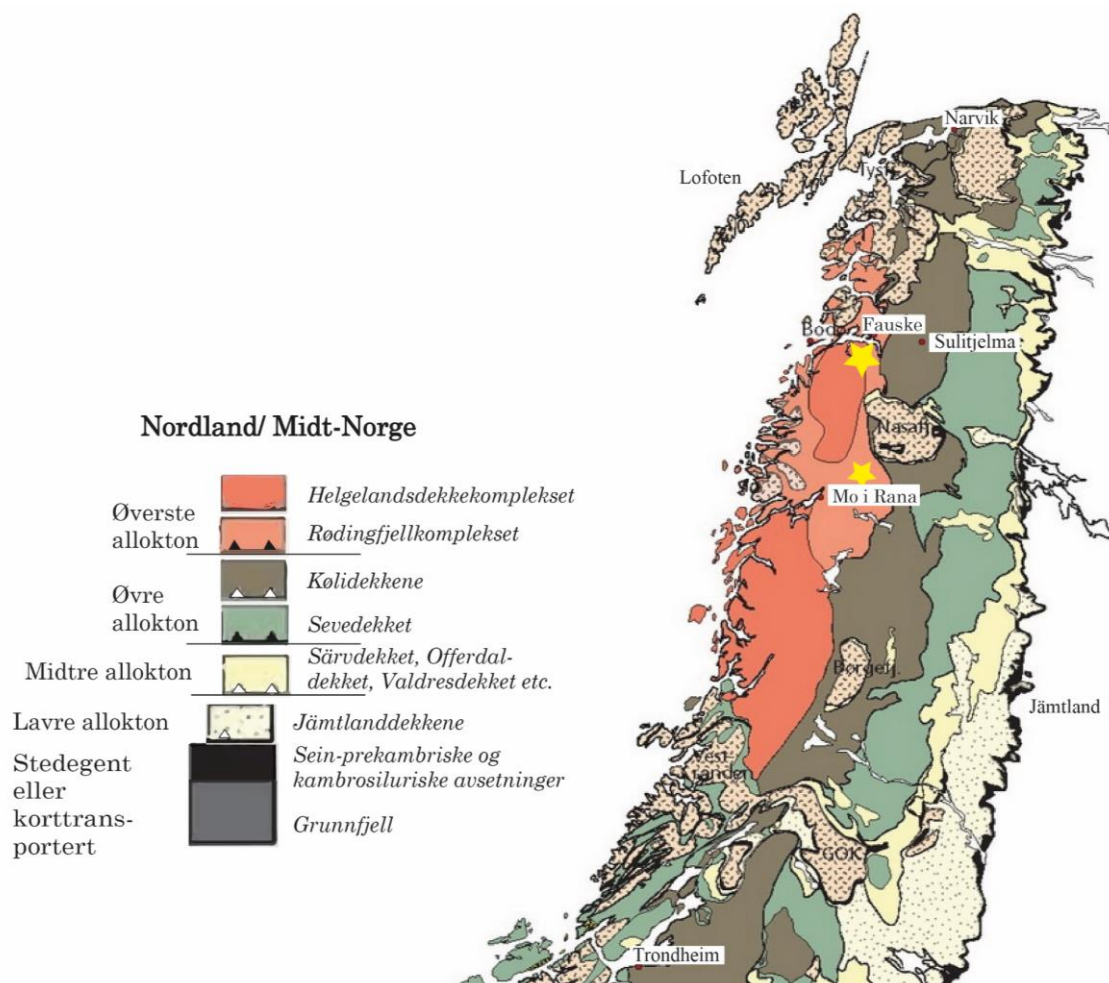
Figur 2.2 Sentral-Nordland vises i kartet i midten. Øverst til venstre ligger Rognanområdet. Rød stiplet boks indikerer Mefjellmassivet hvor dolineanalyser er utført. Nederst til høyre ligger Kontorsletta ved Storforshei. Kartdata hentet og modifisert fra Kartverket (2018b).

2.2 Berggrunnsgeologi

Nordlands berggrunn er sterkt preget av den kaledonske orogesen. Den skandiske fasen (midt silur til tidlig devon) var spesielt viktig for utformingen av berggrunnen, og representerer kollisjonen mellom Eurasia og Baltika, hvor sistnevnte ble overlatt av skyvedekker. Lukkingen av Iapetushavet resulterte også i omdannelse av sedimenter avsatt i havet, fornyet metamorfose og folding av eldre ofiolittsekvenser, samt metamorfose av overliggende skyvedekker (Bryhni og Andréasson, 1985, Fossen et al., 2013).

De kaledonske skyvedekkerne kategoriseres som lavre, midtre, øvre og øverste alloktion (fig. 2.3), og Nordlands berggrunn består i hovedsak av enhetene øvre og øverste alloktion. Øvre alloktion inkluderer Kølidedekkerne (Gasadekket og Fauskedekket, bl. a.) og Sevedekket, mens øverste alloktion består av Rødingfjellkomplekset og Helgelandsdekkekomplekset. Generelt reduseres metamorf grad østover fra granulitt til grønnskiferfacies (Bryhni og Andréasson, 1985), men på en irregulær måte grunnet overforskyvning (Mørk, 1985).

Kaledonsk polymetamorfose øker i kompleksitet fra lavere til høyere alloktion (Bryhni og Andréasson, 1985), som innebærer at øvre og øverste alloktion har blitt sterkest påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Øvre alloktion har gjennomgått en kompleks metamorf utvikling i berggrunn, som har overkjørt prekambrisk metamorfose. Øverste alloktion er dominert av kaledonsk metamorfose og strukturer, men også gjenarbeidede prekambriske elementer (Bryhni og Andréasson, 1985). Metamorfosen i de to alloktone enhetene har stor trykk- og temperaturvidde og polyfaseutvikling. Bergartene i Kølidedekkerne, Rødingfjellkomplekset og Helgelandsdekkekomplekset er fraktet rundt 300-400km, og er fremmede fra Baltikas grunnfjell (Fossen et al., 2013).



Figur 2.3 Dekkeserien i Nordland. Området ved Kontorsletta ligger i øverste serie, og området ved Rognan ligger i øvre serie. Gule stjerner indikerer studieområdene. Figur modifisert fra Fossen et al. (2013).

Bergartene ved Kontorsletta i Mo i Rana tilhører det overordnede Rødingfjellkomplekset. Bergartene er antatt senproterozoisk til kambrosilurisk i alder, og består opprinnelig av leirskifer, gråvakke, sandstein og kalkstein. Disse har blitt omdannet til blant annet ulike typer glimmerskifer, skifer, dolomitmarmor og kalkspatmarmor, samt jernmalm (Gustavson og Gjelle, 1992).

Bergartene rundt Rognan tilhører Fauskedekket, Seve-Kølidekkekomplekset og Gasadedekket, og representerer omdannede sedimentære og vulkanske bergarter av kambrosilurisk alder. Kvartsitt, amfibolitt, skifer, glimmerskifer, kalkspatmarmor, konglomerat og glimmergneis er blant bergartene som har blitt kartlagt i området (Kollung og Gustavson, 1995).

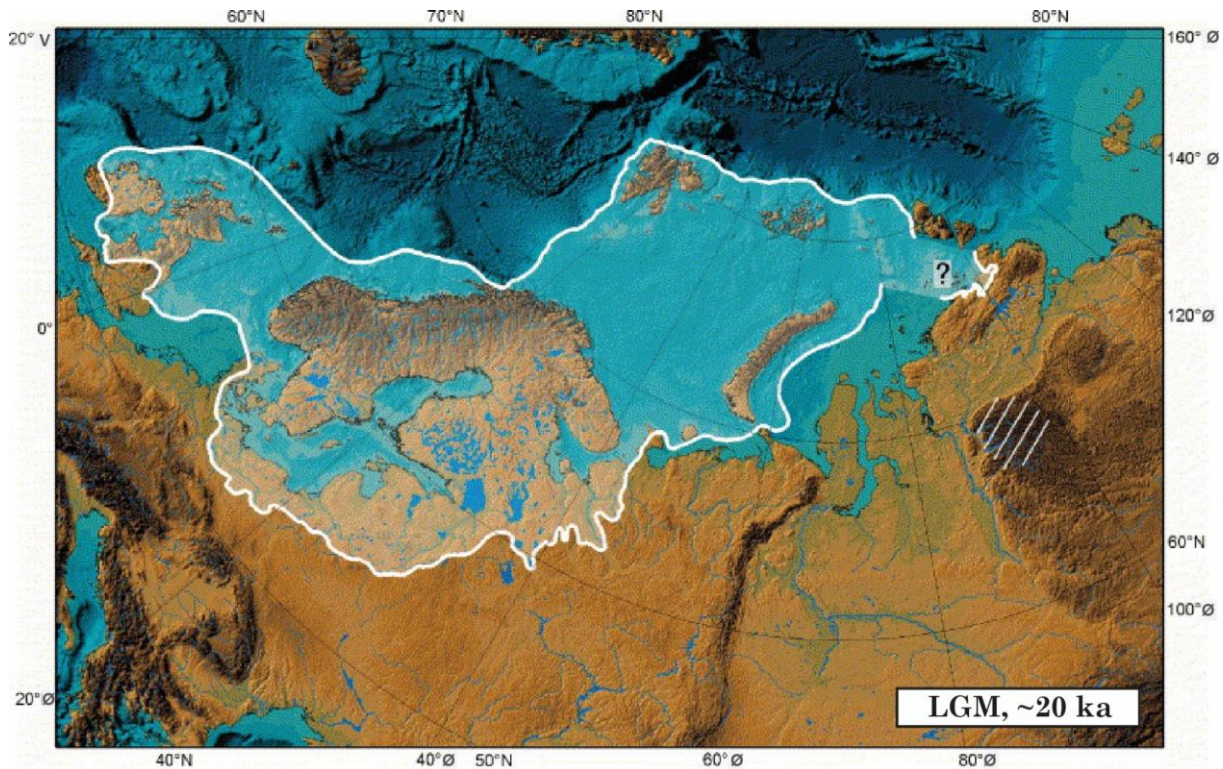
2.3 Kvartærgeologisk historie

2.3.1 Fra kvartær til holocen

I Norge har den kvartære perioden vært preget av hurtige svingninger i klima, med fremvekst og tilbaketrekning av isdekker på høyere breddegradder gjennom pleistocen (2,6 ma-11,7 ka), til å etter hvert bli isfritt i holocen (11,7 ka). Glasialer og interglasialer fulgte sykluser på 41 000 år fra begynnelsen av kvartær til 0,9 ma (Mangerud et al., 1996). Karakteristisk for 41 000-årssykluser var korte istider med små og kaldbaserte breer, hvor innlandsisen var begrenset til kystområder. Fra 0,9 ma endret syklusene seg til 100 000-årssykluser, i det som er kjent som den midt-pleistocene overgangen (fra engelsk: «Mid-Pleistocene Transition», MPT). Overgangen resulterte i mer langvarige glasiasjoner med større isdekker, mens klimaet i mellomistidene ble varmere sammenlignet med tidligere mellomistider.

Siste istid Weichsel varte fra 100-15 ka, og etterfulgte interglasialen Eem (Svendsen et al., 2004). Isdekket regnes til å ha vært på sitt største fra omtrent 23-20 ka under siste istids maksimum (fra engelsk: «Late Glacial Maximum», LGM), da isen dekket hele Skandinavia og kontinentalhyllen (fig. 2.4) (Svendsen et al., 2004).

Deglasiasjonen i Norge etter siste istid kan deles inn i tre deler: 1. Isen trekker seg tilbake fra LGM, 2. Yngre Dryas fremrykk (omtrent 12,8 ka) og 3. Isdekket smelter helt bort i overgangen mellom pleistocen og holocen (11,6 ka) på en periode mellom 1000-1500 år (Mangerud et al., 2011). Den hurtige tilbakesmeltingen har blitt knyttet til en kombinasjon av kalving og økende temperaturer.



Figur 2.4 Rekonstruksjon av det eurasiske isdekket ved LGM, i sen Weichsel. Modifisert fra Svendsen et al. (2004).

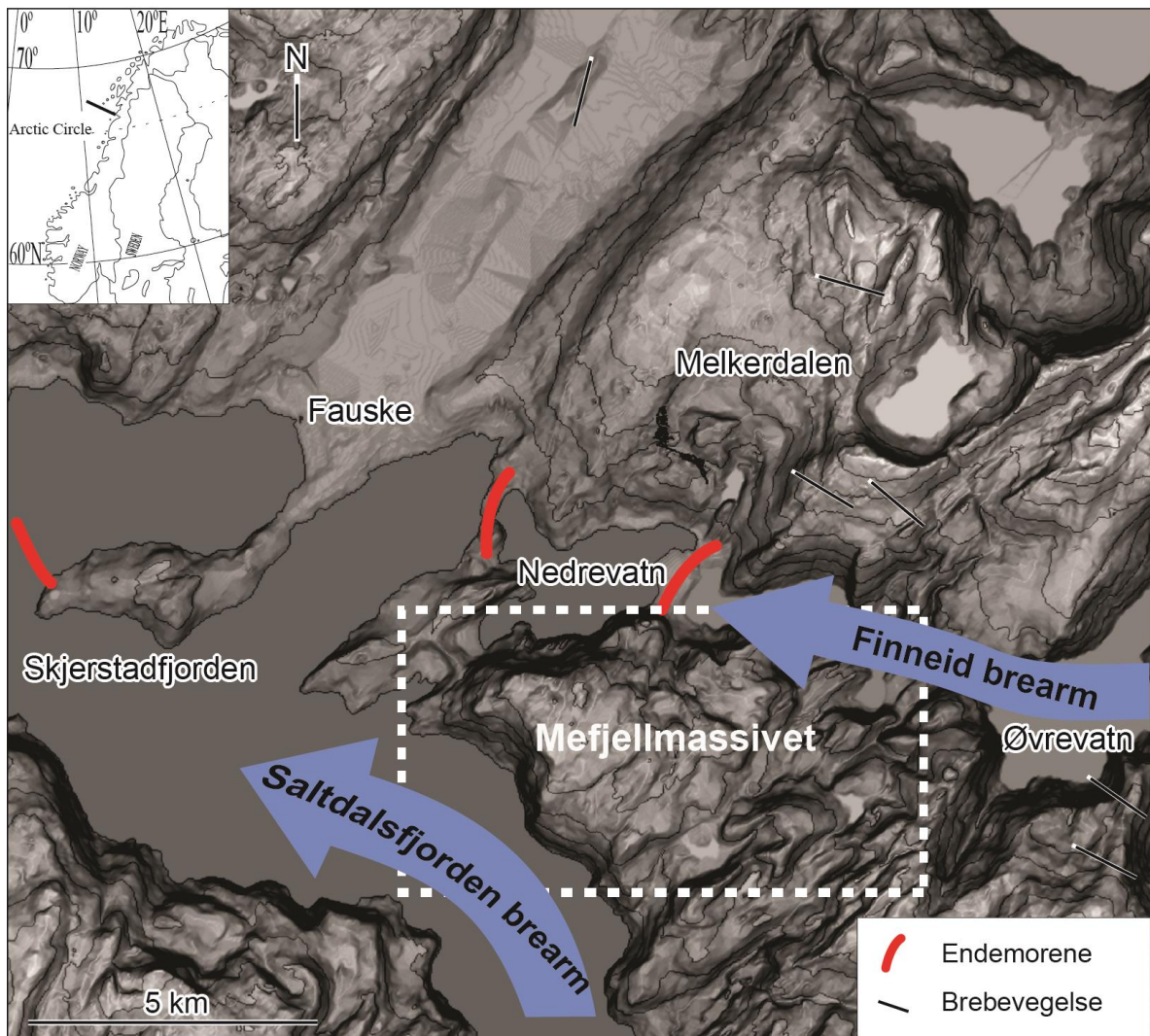
2.3.2 Deglasiasjonen i Nordland

Ranafjorden antas å ha vært den viktigste dreneringsruten fra innlandet under deglasiasjonsforløpet i Nordland etter LGM (Andersen, 1975). Fjorden var også en hovedrute for eldre isstrømmer, etter bevis fra Trænadjupet som går distalt fra dagens Ranafjord. Andre bevis for glasiiale grenser er Eggamorenene; dype submarine rygger på ytre del av kontinentalsokkelen (omtrent 12-13 ka) (Andersen, 1968). På land kan flere suksessive stadier av isavsmeltingen gjenkjennes, hvor Yngre Dryas-fremrykket er tydeligst. Stadier etter dette antas å korrespondere til pre-Boreale hendelser.

Fauskeområdet

Etter LGM var regional brebevegelse mot nordvest ved Rognan og Fauske (Andersen, 1975) (fig. 2.5). Flere endemorener nord og vest for Mefjellmassivet

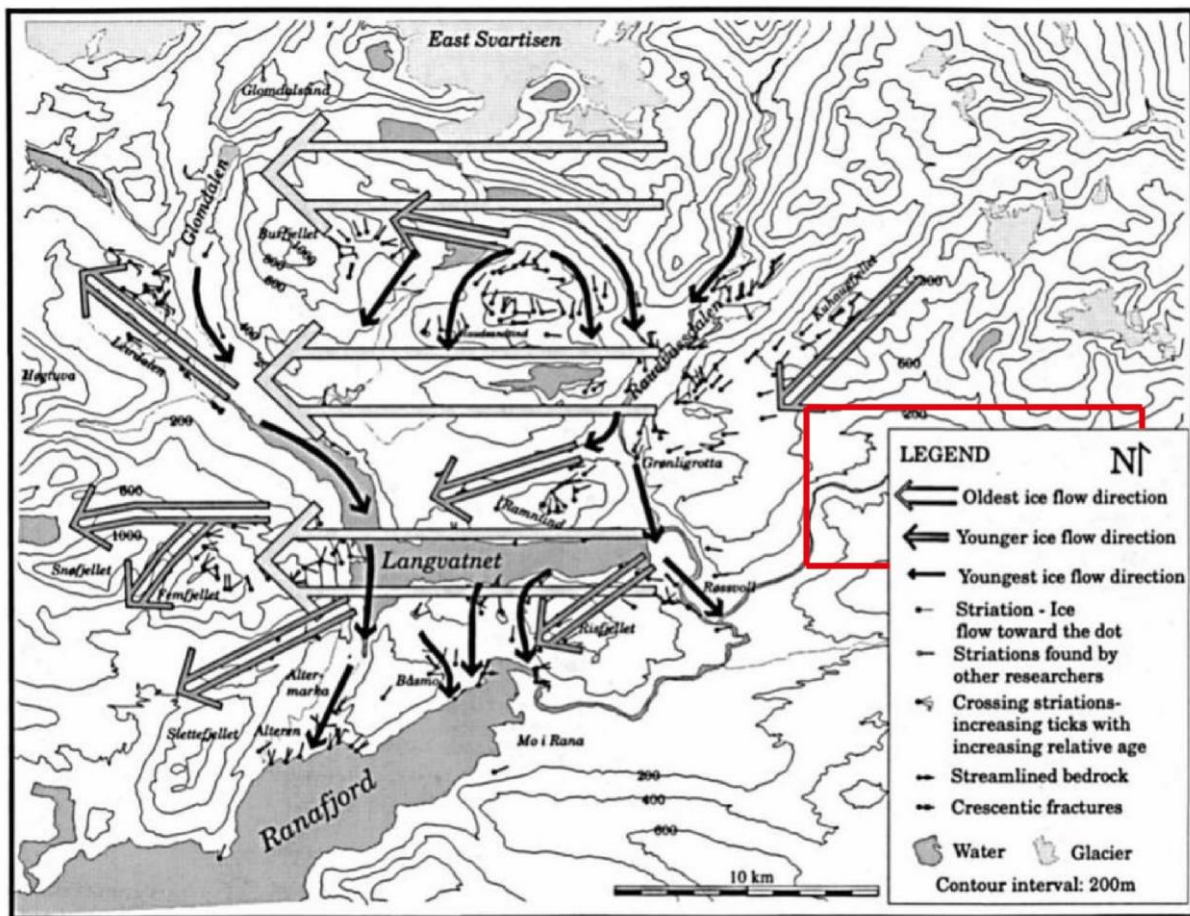
korresponderer med brefremstøt eller opphold i tilbaketrekningen etter LGM. Under deglasiasjonen drenerte brearmer isdekket gjennom fjorder og daler. Andersen (1975) har rekonstruert regional historie av deglasiasjonen i området. Finneid brearm stammet fra isdekket som lå øst i fjellområdet, mens Saltdalsfjord brearm stammet fra isdekket som lå sør og øst. Under fremrykket i Yngre Dryas vokste brearmene sammen i hovedfjorden, og avsatte en submarin endemorene ved fjordutløpet av Saltfjord-Skjerstadvfjorden. Under pre-Boreal avsatte Finneid brearm minst tre distinkte endemorener i Fauskeområdet. Laterale morener avsatt av Finneid brearm er funnet mellom 400 og 600 m o. h., sør for innsjøen Øvrevatn. I dag er det to små fjellbreer i østre deler av dreneringsområdet ved Nedrevatn.



Figur 2.5 Kartet viser nordlige deler av fokusområdet ved Rognan. Mefjellmassivet ligger mellom Finneid og Saltdalsfjorden brearm. Blå piler indikerer brebevegelse under deglasiasjonen etter LGM. Endemorener er markert med røde linjer. Modifisert fra Skoglund og Lauritzen (2010).

Sør for Svartisen

Blake og Olsen (1999) har rekonstruert brebevegelse i områdene sør for Svartisen, fra LGM til deglasiasjonen (fig. 2.6). Funn av skuringsstriper, mikroskopiske striper av kvartslinser og andre erosjonsformer indikerer at brebevegelse endret retning avhengig av istykkelsen.



Figur 2.6 Isbrebevegelse under deglasiasjonsforløpet etter LGM, sør for Svartisen. Brebevegele har forandret seg fra å være gradientdirigert under tykk is, til å bli styrt av lokalt terreng, og deretter av dalsystemer. Rød boks indikerer fokusområdet ved Kontorsletta. Modifisert fra Blake og Olsen (1999).

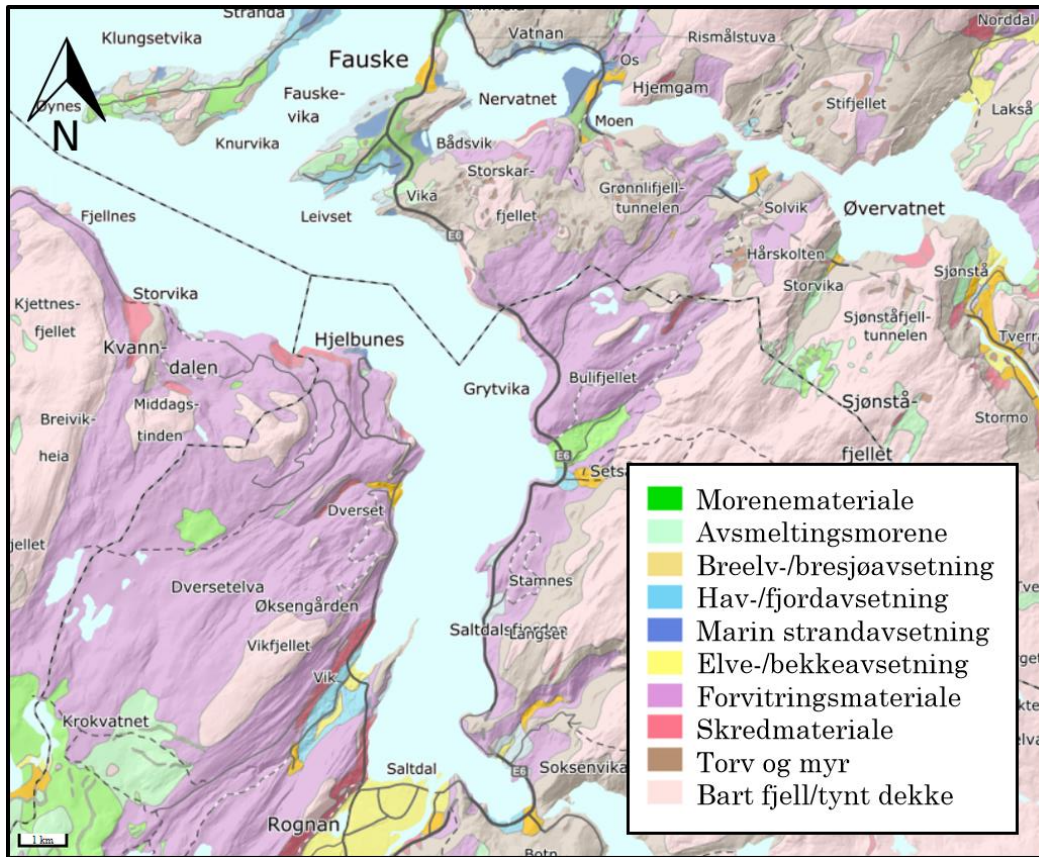
Ved LGM var isen på sitt tykkeste, og bevegelsen var gradientdirigert fra øst mot vest, uavhengig av lokalt terreng (største piler i fig. 2.6). Spor etter eldste brebevegelse eksisterer i høyereliggende områder. Etter hvert som isen smeltet og breen ble tynnere, ble bevegelsen styrt av lokalt terreng i området, hovedsakelig

mot sørvest (mellomstore piler i fig. 2.6). Spor etter denne bevegelsen finnes i lavereliggende områder under de høyeste fjelltoppene. Yngste brebevegelse indikerer sørlig orientering, styrt egenrådlig av dalenes orientering (minste piler i fig 2.6). Ved dette stadiet antas Rauvassdalen og Glomdalen å være fylt med en 500 meters tykk brearm, mens høyereliggende områder stakk opp som nunatakker. Svartisen regnes for å ha vært separert fra det kontinentale isdekket ved omtrent 9,5 ka (Blake og Olsen, 1999). Flere endemorener vest for Mo i Rana korresponderer med brefremstøt eller opphold i tilbaketrekning etter LGM. Fokusområdet ved Kontorsletta (markert med rødt i fig. 2.6) ser ut til å være mindre preget av isbevegelse frem mot deglasiasjonen.

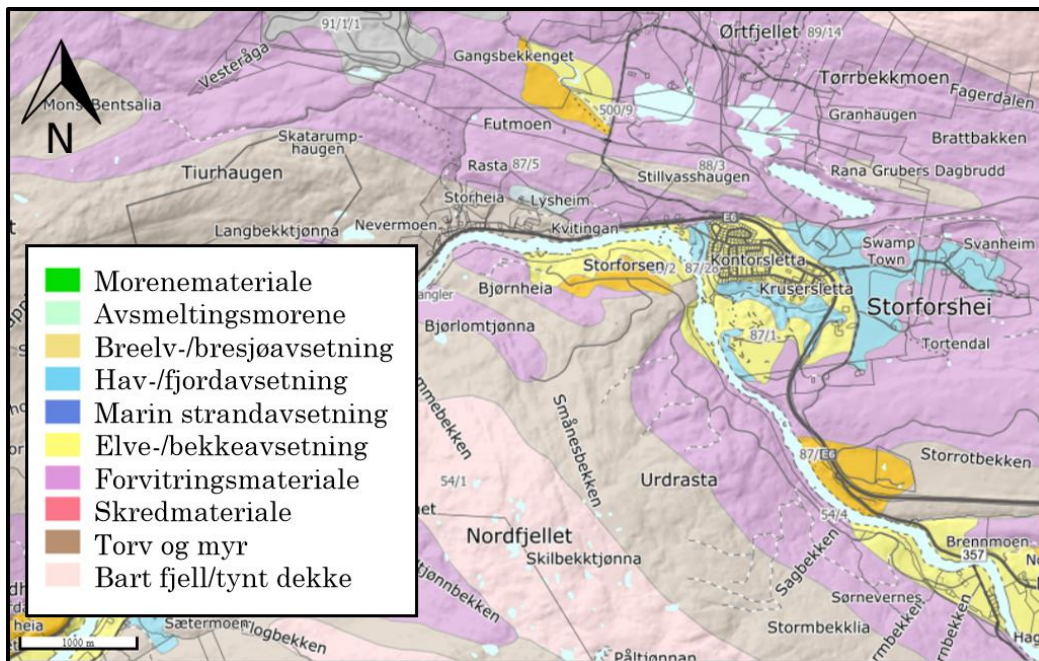
2.4 Løsmasser og marin grense

Fordeling av løsmasser har avgjørende betydning for dannelse av suffosjonsdolinere og jordfallshull. Tidligere isdekkers utbredelse og deglasiasjonsforløp har ført til utforming av dagens landskap og løsmassedekke. Kortere glasiale sykluser regnes med å ha erodert bort løsmassedekker dannet i periodene før, og ikke erodert særlig dypt i berggrunnen. Under siste istid ble hovedbestanddelen av prekvartære løsmasser på land fjernet, og dagens løsmassedekke stammer hovedsakelig fra siste istid og holocen (Mangerud et al., 2011). Løsmassefordeling ved de to fokusområdene avhenger av regional glasialhistorie. Løsmassene består av forvittringsmateriale, humus- og torvdekke, moreneavsetninger, samt en mindre andel andre typer løsmasser. Figur 2.7 illustrerer løsmassefordeling ved Rognanområdet, og figur 2.8 illustrerer løsmassefordeling ved Kontorsletta. Ved Kontorsletta er det ikke kartlagt morenemateriale, men noe breelv-/bresjøavsetninger. Bart fjell er stedvis eksponert i begge områder.

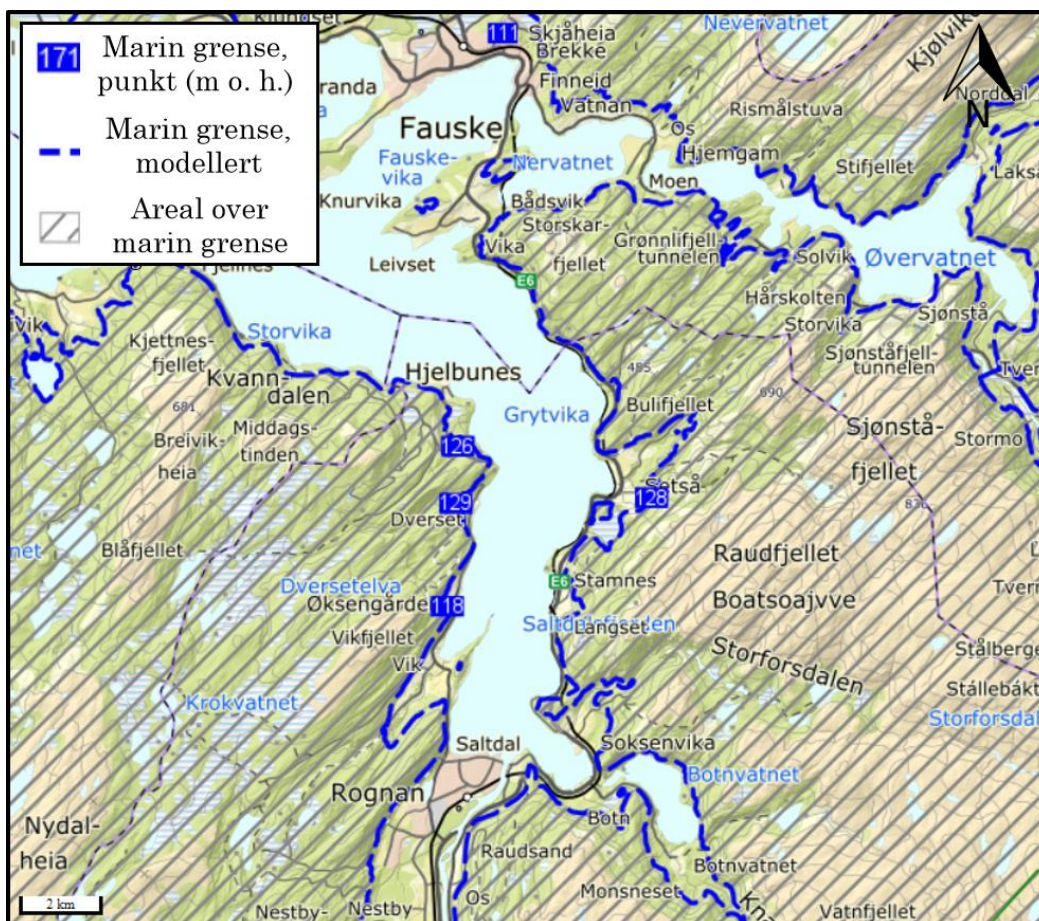
Marin grense (MG) defineres som høyeste havnivå etter LGM. Områder under MG kan vise økt risiko for utvikling av suffosjonsdolinere og jordfallshull, etter tildekning av sedimenter (kap. 3.2.2). Ved Rognanområdet varierer MG mellom 110 og 130 m o. h. (fig. 2.9), og ligger på 120 m o. h. ved Kontorsletta (fig. 2.10).



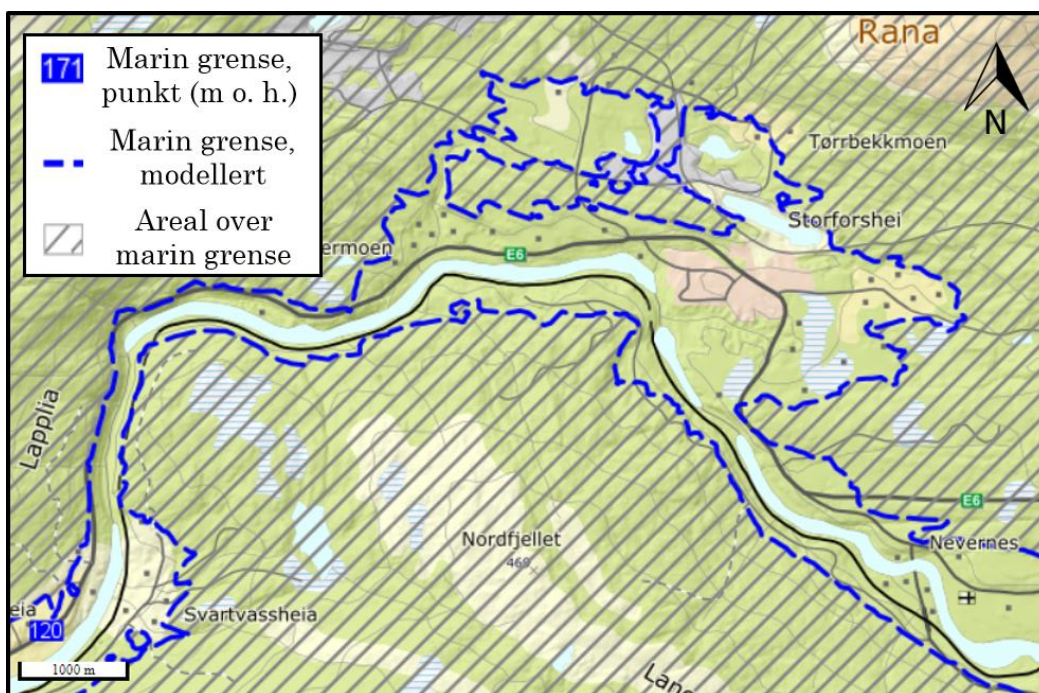
Figur 2.7 Løsmasser ved Rognan og Fauske består hovedsakelig av forvittringsmateriale, og noe morenemateriale. Modifisert fra NGU (2019a).



Figur 2.8 Løsmasser ved Kontorsletta består hovedsakelig av forvittringsmateriale og torv- og myrdekke. Morenemateriale er ikke kartlagt i området. Modifisert fra NGU (2019a).



Figur 2.9 Marin grense ved Rognan og Fauske ligger på mellom 110 og 130 m o. h.. Modifisert fra NGU (2019b).



Figur 2.10 Marin grense ved Kontorsletta ligger på 120 m o. h.. Modifisert fra NGU (2019b).

3 Teoretisk bakgrunn

3.1 Hva er karst?

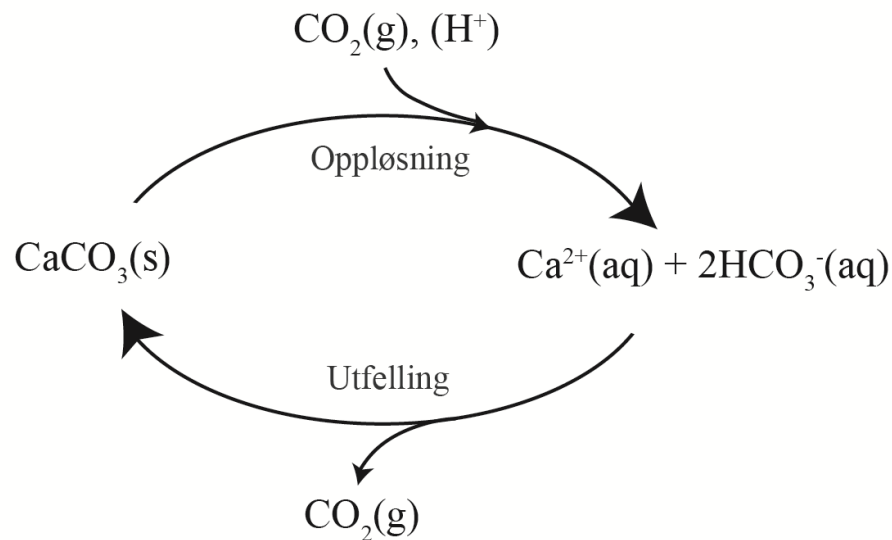
Begrepet karst kan defineres som et landskap med tilhørende karakteristisk hydrologi og landformer. Karst dannes fra en kombinasjon av høy bergartsoppløsning og velutviklet sekundær porøsitet i form av sprekker (Ford og Williams, 2007). Det klassiske karstlandskapet kjennetegnes blant annet av forsvinnende elver, grotter, lukkede forsenkninger, undulerende overflater, og store vannkilder. Vandrenning foregår hovedsakelig underjordisk. Karst utvikles typisk i lettløselige bergarter som kalkstein, marmor og gips, men bergartens struktur og litologi er også viktig for at vann kan strømme gjennom og korrodere (Ford og Williams, 2007). I Norge er de vanligste bergartene i karstlandskapet marmor, dolomitt og kalkstein, som alle har en hovedkomponent av kalsitt (CaCO_3).

Karstsystemet kan deles inn i to subsystem: eksokarst og endokarst. Eksokarst defineres av den ytre sone i kontakt med atmosfære, biosfære og overflatevann. Endokarst defineres av den underliggende sone i kontakt med vann, luft og sedimenter i sprekkesystemer og grotter (Lauritzen, 2017a).

3.1.1 Karstsyklusen

Karstifisering drives av trefasesystemet $\text{CaCO}_3(\text{s})/\text{H}_2\text{O}(\text{l})/\text{CO}_2(\text{g})$. Systemet er avhengig av CO_2 -tilførsel, og kan betraktes som en syklus (fig. 3.1) (Lauritzen, 2017b). Karstsystemets hovedkomponent er kalsitt (CaCO_3), og når det reagerer med vann og CO_2 , eller en annen syre tilføres systemet, vil dette føre til korrosjon (oppløsning av ioner av kalsium (Ca^{2+}) og bikarbonat (2HCO_3^-)). Utvikling av karst, som for eksempel grotter eller doliner, dannes etter denne prosessen. Ved avgassing eller endrede pH-forhold som trekker CO_2 ut av systemet, vil CaCO_3 utfelles til karbonatspeleothemer (eks. stalagmitter og stalaktitter). Som en

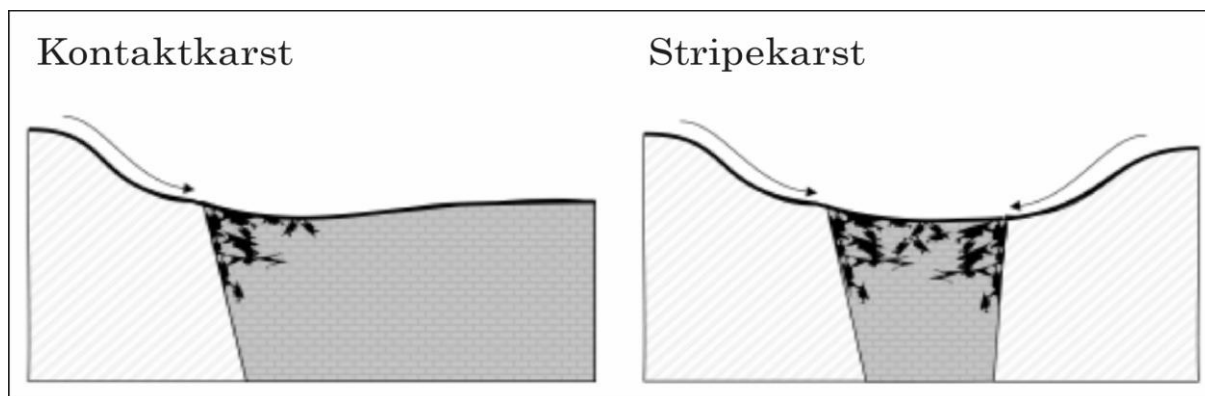
konsekvens vil økt CO₂-innhold i atmosfæren akselerere karstprosessen. Differansen mellom prosessene er kjent som karstdenudasjon (Lauritzen, 2017b).



Figur 3.1 Karstsyklusen baseres på oppløsning av kalsitt i kontakt med atmosfærisk vann, og resulterer i ioner av kalsium og bikarbonat. Ved avgassing eller endrede pH-forhold kan CO₂ trekkes ut av systemet og føre til utfelling av speleothemer. Modifisert fra Lauritzen (2017b).

3.1.2 Stripekarst – den norske karsttypen

Kontaktkarst defineres som karst i direkte kontakt med en tettere og mindre permeabel bergart (akviklude) (Lauritzen, 2001). Ved kontaktsonen dannes en tydelig hydrologisk grense som bidrar til økt intensitet av korrosjon. Grensen bidrar til å fokusere allogenetisk vann oppstrøms ved kontaktgrensene, eller ved å skape en nedstrøms demningseffekt i kontakt med impermeabel bunn (Lauritzen, 2001). Fraksjonen av kontaktkarst er direkte proporsjonal med forholdet mellom omkrets og areal av karstbergmassen. Det ekstreme endeproduktet av kontaktkarst (hvor omkrets/areal er høyest) kalles stripekarst, og forekommer ved kontaktkarst på begge sider av karstbergmassen (fig. 3.2). I veldig smale striper av karstbergarter, eller ved høy allogenetisk drenering kan kontaktsonene vokse sammen og utvikle en kontinuerlig sone av intens karstifisering (Lauritzen, 2001).



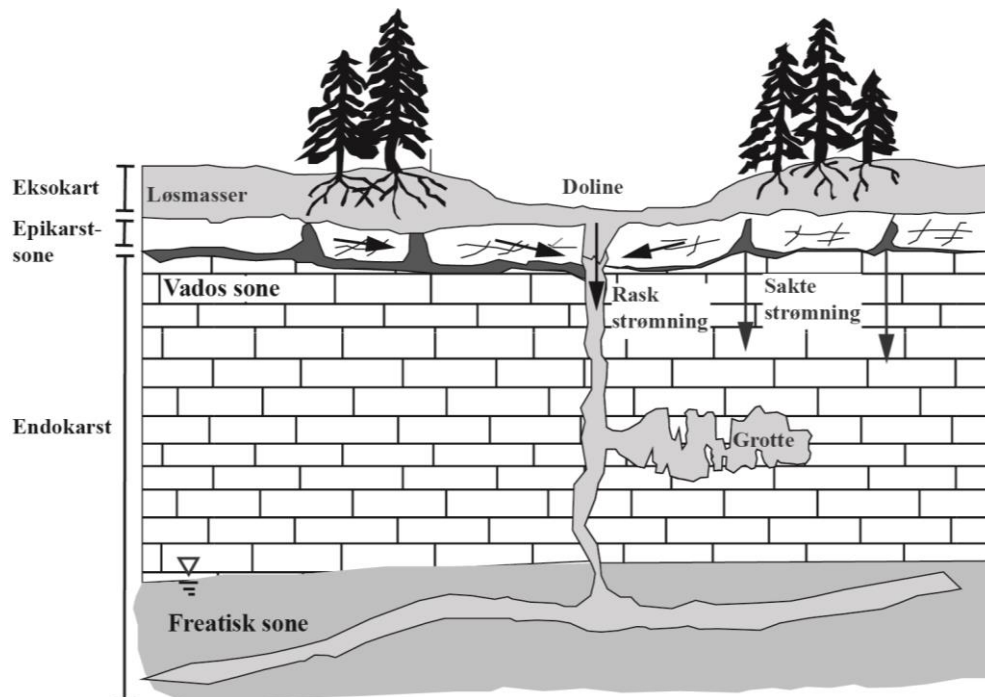
Figur 3.2 Stripekarst er det ekstreme endeproduktet av kontaktkarst hvor allogetisk korrosjon foregår langs et smalt bånd av en karstbergart. I veldig smale striper, eller når allogetisk avrenning er stor, kan kontaktsonene vokse sammen og danne en kontinuerlig sone av intens karstifisering. Modifisert fra Lauritzen (2001).

Gunnar Horn introduserte i 1937 begrepet *stripekarst*. Horn (1937) definerte stripekarst som lateralt ekstensive, men stratigrafisk tynne bånd av kalkstein med varierende grad av helning, lokalisert mellom skiferakvikluder. Båndene ble foreslått å være fra et par hundre til 1-2 kilometer tykke og flere hundre kilometer lange.

Stripekarst er den dominerende karsttypen i metamorfe karbonater i de skandinaviske kaledonidene, og defineres ofte som «den norske karsttypen» (Lauritzen, 1991). Primære sedimentære og diagenetiske strukturer er viktige fokusområder for karstifisering i uomdannede bergarter (Ford og Williams, 2007), mens sprø tektonisk historie og vanntilgjengelighet dikterer karstutvikling i metamorfe bergarter (Lauritzen, 1991). I Norge er selv lavgradskarbonater rekrystallisert til massiv marmor, og metamorf grad virker ikke til å ha betydelig innvirkning på karstifiseringsintensitetet (Skoglund og Lauritzen, 2010). Vannpenetrasjon gjennom marmor er helt avhengig av post-metamorf deformasjon i det sprø regimet nær overflaten. Post-orogen kollaps av den kaledonske fjellkjeden har ført til mangfoldige strukturelle svakhetssoner i berggrunnen, og påfølgende episodisk heving og erosjon siden mesozoikum har eksponert karbonatene som stripekarst. Glacial erosjon har også vist seg å være en viktig komponent i utviklingen av stripekarst. Generelt bidrar glacial avlastning til dannelse og utvidelse av sprekker parallelt til landoverflaten, hvor grotter senere kan utvikles (Skoglund og Lauritzen, 2010).

3.1.3 Epikarst

Epikarst, eller den subkutane sonen, er en forvitret sone med økt porøsitet, som utgjør grensen mellom eksokarst og endokarst (fig. 3.3). Sonen befinner seg på eller nær overflaten, eller ved kontaktsonen mellom løsmasser og berggrunn (Jones, 2013). Epikarstsonen er ofte preget av høy sprekketetthet som fører vann ned til underliggende grottesystem.



Figur 3.3 Infiltrerende vann renner gjennom epikarstsonen hvor det kan lagres i sprekker og ledes mot vertikal drenering. Vann kan lagres i epikarstsonen i flere år, og presses ut ved nye stormhendelser. Noe av den vertikale dreneringen kan ledes til sjakter og bevege seg raskt gjennom epikarstsonen, hvor vann tilføres den freatiske sonen. Modifisert fra Jones (2013).

I epikarstsonen lagres vann i sprekker og ledes mot vertikal og sakte drenering. Vannet kan lagres i sonen i flere år, og senere presses ut under stormhendelser (Jones, 2013). Deler av vertikal drenering ledes ned i sjakter for hurtig gjennomstrømning til den freatiske sonen (under grunnvannsspeilet). Dypet på epikarstsonen er generelt på 3 til 10 meter avhengig av bergartens litologi og struktur. Ved områder av massive bergarter med lav sprekketetthet kan dypet overskride 30 meter (Ford og Williams, 2007). I tilfeller hvor glisialer har erodert bort epikarstsonen, vil sonen tilbakestilles til å ha lav sprekketetthet som må bygges opp gjennom ny karstifisering (Lauritzen, 2017a).

3.2 Doliner – den diagnostiske karstlandformen

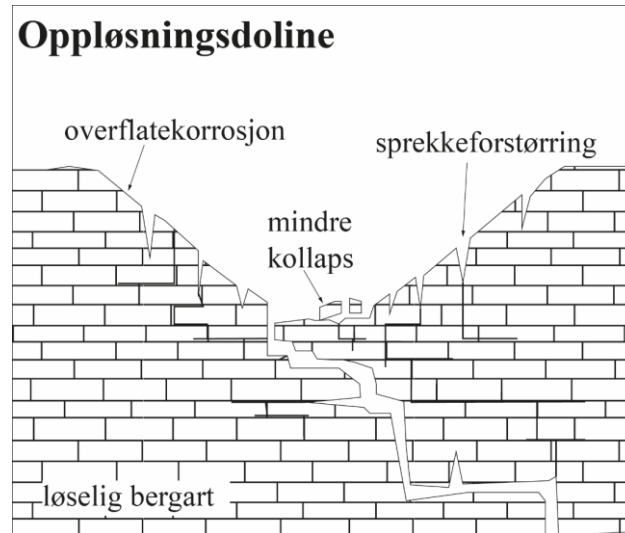
Doliner omtales som den diagnostiske landformen i karst, etter Cvijić (1893). Doliner er naturlige lukkede forsenkninger av moderate dimensjoner på overflaten av eksokarstmassivet, og fungerer som punktvis kommunikasjon til endokarstmassivet (Lauritzen, 2017c). Utvikling av overflatekarst krever tilstedeværelse av effektiv underjordisk drenering for å kunne utvikles til normal skala (Ford, 1987). Doliner dannes ved underminering av overflaten gjennom karstifisering, og de har underjordisk avløp uten synlig vannspeil. Prosessen er oftest mest intens i sentrum av forsenkningen, avhengig av hvor prosessen er lokalisert (Lauritzen, 2017c). Den geometriske formen på doliner er typisk sirkulær til subsirkulær, og diameteren kan være fra et par meter til tusen meter, mens dyp varierer fra et par meter til titalls meter (Kranjc, 2013).

Dolinedannelse foregår ut fra fire hovedmekanismer: oppløsning, kollaps, suffosjon og regional subsidens, men kan også være polygenetisk innenfor disse (Williams, 2004). I Norge klassifiseres doliner etter fem genetiske grunntyper (Lauritzen, 2017c): oppløsningsdoliner, suffosjonsdoliner, subsidensdoliner, kollapsdoliner og sprekkedoliner. Oppløsningsdoliner og sprekkedoliner utvikles utelukkende ved oppløsning, mens de tre andre også involverer fysiske prosesser. Doliner kan opptre som en kombinasjon av de ulike grunntypene.

3.2.1 Oppløsningsdoliner

Oppløsningsdoliner (fig. 3.4) omtales som den klassiske dolinetypen, da de kun utvikles gjennom bergartsoppløsning (Ford og Williams, 2007). Oppløsningsdoliner dannes hovedsakelig i humid og temperert karst, og er sjeldne i Norge (Lauritzen, 2017c). Dolinestørrelsen er styrt av mengden bergart som fjernes i oppløsning, som igjen avhenger av konsentrasjon og volum av drenerende atmosfærisk vann (Williams, 2004). Utviklingen avhenger også av vannets evne til å synke ned og strømme gjennom karstbergarten til et utløp. Bergartskorrosjon av

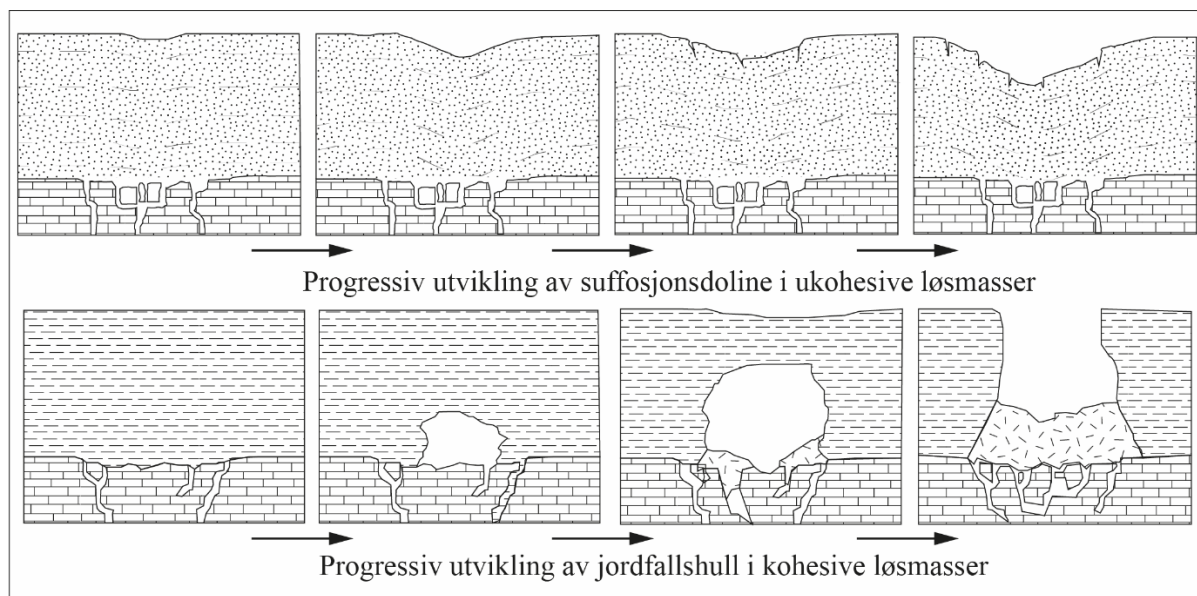
atmosfærisk vann er mest intens gjennom den øverste delen av epikarstsonen (Williams, 2004). Løsmasser er sjelden eksponert i bunnen av oppløsningsdolinier.



Figur 3.4 Oppløsningsdolinier dannes ved oppløsning av omkringliggende karstbergart ettersom atmosfærisk vann ledes ned i sprekker. Modifisert fra Waltham et al. (2005).

3.2.2 Suffosjonsdolinier og jordfallshull

Suffosjonsdolinier (eller løsmassedolinier) dannes ved underjordisk erosjon av løsmasser, og transport av disse til underliggende grottesystemer (fig 3.5). De fleste suffosjonsdolinier er av relativt små dimensjoner på meterskala (Williams, 2004). Den geometriske formen avhenger av løsmassenes mekaniske styrke; suffosjonsdolinier utvikles gradvis ved tildekning av ukohesive løsmasser, og resulterer i en traktformet fordypning, mens tildekning av kohesive løsmasser vil resultere i et kuppelformet hulrom under landoverflaten (Lauritzen, 2017c). Hulrommet utvides gradvis frem til et punkt hvor taket bryter sammen og det utvikles et jordfallshull.



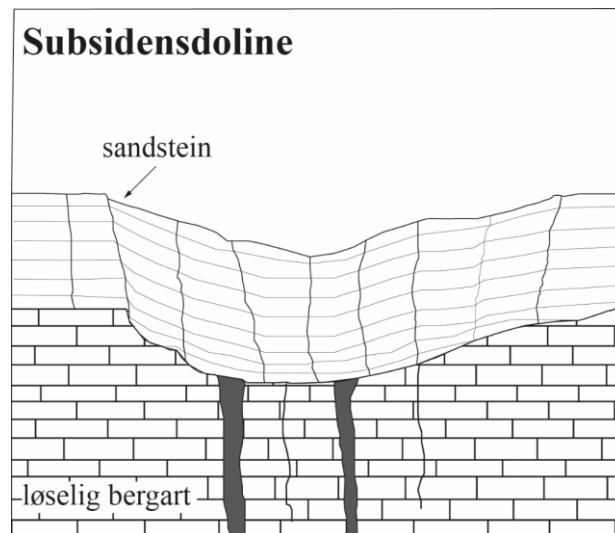
Figur 3.5 Utvikling av suffosjonsdoliner foregår sakte og gradvis i ukoheasive løsmasser ved at løsmassene transporteres til underliggende grottesystem. Utvikling av jordfallshull i koheasive løsmasser foregår ved at et hulrom utvides gradvis under overflaten og kollapser når takets mekaniske styrke overskrides. Modifisert fra Waltham et al. (2005).

Økt porevanntrykk senker løsmassenes skjærfasthet, og sammenbrudd kan skje som følge av mye nedbør kombinert med en annen stresspåvirkning (Lauritzen, 2017c). Overhengende sider preger jordfallshullet etter dannelsen, men etter hvert vil det utvikle en traktform og bli grunnere ettersom sidene raser ned (Lauritzen, 2017c). Dolinene kan nå samme dyp som overliggende løsmasser, og få en diameter fire ganger så stor (Lauritzen, 2017c).

I Norge er utviklingen av jordfallshull knyttet til karstområder med overliggende kvartære løsmasser. Dannelsen forekommer ofte i områder under marin grense, men kan også forekomme i kvabb under passpunkthøyder for bredemte sjøer, i forbindelse med glasifluviale terrasser, eller under bunnmorene i høyereliggende områder (Lauritzen, 2013). I områder med glasiale avsetninger blir suffosjonsdolinene ofte forvekslet med dødisgroper. De kan derimot skilles fra dem ved at sidene av en suffosjonsdoline nesten alltid har rasvinkel, og eksponerer karbonater i bunnen (Lauritzen, 2017c).

3.2.3 Subsidsendoliner

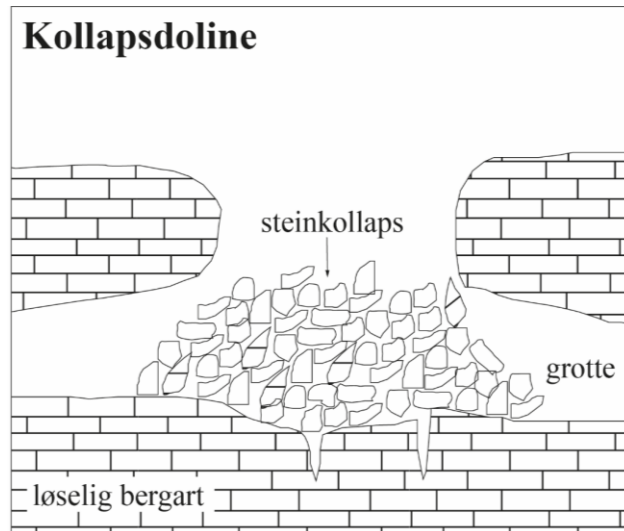
Subsidsendoliner (eller sammensynkningsdoliner) dannes ved at overliggende konsoliderte bergarter undermineres av karstprosesser (Lauritzen, 2017c). Konsoliderte bergarter bøyes nedover mot en karstforsenkning i utvikling, og sprekker opp (fig. 3.6). Dolineform i overliggende bergart gjenspeiler underliggende karstform.



Figur 3.6 Utvikling av subsidsendoliner foregår ved at overliggende konsoliderte bergarter synker sammen mot en karstforsenkning i utvikling. Modifisert fra Sauro (2012).

3.2.4 Kollapsdoliner

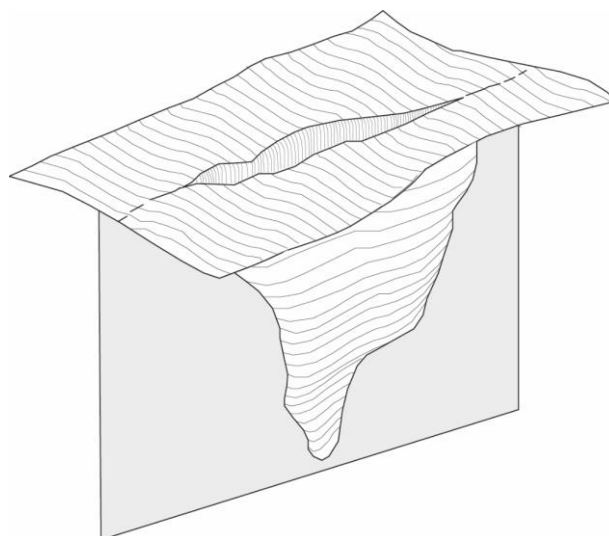
Kollapsdoliner (fig. 3.7) fungerer ofte som en grotteåpning, og dannes ved innrasing av tak over en grottepassasje. Oppløsningsrollen i dannelsen er indirekte i form av at det forstørrer grottepassasjen under overflaten, reduserer bergartsavstanden til overflaten, og forstørrer sprekker til et punkt hvor taket blir for svakt og kolliderer gradvis (Williams, 2004). Bredden av kollapsdoliner er større enn dybden. Dolinene kan nå ekstreme dimensjoner, avhengig av størrelse til underliggende grotte (Kranjc, 2013). Kollapsdoliner karakteriseres av bratte, overhengende sider og rester av innrast tak som ikke transporteres bort (Lauritzen, 2017c). Innraste blokker kan i noen tilfeller blokkere grottepassasjens inngang.



Figur 3.7 Kollapsdolinere utvikles gjennom gradvis kollaps av grottetak etter hvert som taket tynnes. Modifisert fra Sauro (2012).

3.2.5 Sprekkedolinere

Sprekkedolinere (fig. 3.8) er vanlige i Skandinavia og i arktiske og alpine karstområder. Dolinene utgjør karstsprekker med linseformet omriss, og defineres som en overgang mellom *grikes* (karstsprekker) og *natursjakter* (Lauritzen, 2017c). De karakteriseres som doliner fordi de går under definisjonen av en lukket forsenkning av moderate dimensjoner. Åpningen av sprekkedolinere er større enn 0,5-1 meter, og lengden er omtrent 3-5 ganger bredden (Lauritzen, 2017c).



Figur 3.8 En sprekkedoline ligner en grike (sprekk), men er en lukket forsenkning av moderate dimensjoner og kan derfor defineres som en doline. Modifisert fra Lauritzen (2017b).

3.2.6 Dolinedyp og halveringsdyp

Dypet, eller penetrasjonsdistansen av meteorisk karstifisering, er en viktig parameter for evaluering av modenhet relativt til landmasseoverflaten det utvikles fra (Lauritzen, 2001). Dolinedyp i ulike karstregioner viser en omtrentlig eksponentiell fordeling med ulike eksponentielle koeffisienter (White, 1988). Generelt vil det være utviklet et flertall av grunne doliner, og færre dype doliner fordi karstifisering er sterkest i overflaten av epikarstsonen grunnet åpnere sprekker. Halveringsdyp tilsier ved hvilket dyp karstifiseringsintensiteten er halvert i forhold til overflaten (Lauritzen, 2005), og statistikk av dolinedyp kan brukes til å fremstille mål på halveringsdyp. Fremgangsmåte for dette beskrives i metodekapittelet (kap. 4.4.2).

3.3 Karst og geofarer

En geofare defineres som en geologisk prosess eller tilstand som utgjør en trussel mot mennesker, eiendom eller eiendeler (UN/ISDR, 2009). Geofarer kan også involvere risiko for berøring av naturlige miljø; dette anses som en del av naturlig forandring (Waltham et al., 2005). Ulike verdensområder er mer sårbare for geofarer enn andre, avhengig av faktorer som geologi, geomorfologi, hydrogeologi, biodiversitet og klima. Ved å kun betrakte overflate- og underjordiske faktorer, er karstområder med direkte kontakt med overflatemorfologi og underjordisk hydrologi de mest sårbare (Gutiérrez et al., 2014).

Sammensynkning relatert til dolinedannelse kan gjøre skade på bebyggelse og infrastruktur, i tillegg til å føre til grunnvannskontaminering og tap av overflatevann (Waltham et al., 2005). Tabell 3.1 viser en oversikt over fire dolinetyper som utgjør en for form ingeniørfare i karstområder, etter Waltham et al. (2005). Skred utviklet i bergrater svekket av karstifisering, samt flommer induert av høyt transmissive karstakviferer er også blant geofarene relatert til karst (Gutiérrez et al., 2014).

Tabell 3.1 Oversikt over fire dolinetyper som utgjør en ingeniørfare i karstområder. Etter Waltham et al. (2005).

Dolinetype	Utviklingstid	Typisk maksimal størrelse (m)	Ingeniørfare
Oppløsningsdoline	Stabil landform som kan utvikles over > 20 000 år	Diameter: 1000 Dyp: 100	Sprekker og grottedrenering på landoverflaten
Suffosjonsdoline	Måneder eller år	Diameter: 50 Dyp: 10	Sakte destruktiv subsidens over tid
Jordfallshull	Minutter	Diameter: 50 Dyp: 10	Umiddelbar svikt av sedimentdekket karstoverflate
Kollapsdoline	Gradvis eller ekstremt sjelden rask svikthendelse inn til en gammel grotte	Diameter: 300 Dyp: 100	Ustabil sammenbrudd av overflate grunnet svikt av grottetak

Sannsynligheten for, og konsekvensene av geofarer knyttet til karst øker med utbygging av infrastruktur i tidligere uberørte områder, der det ikke er gjort nødvendige grunnundersøkelser i forkant, og der forståelsen av karstprosesser ikke er tilstede. En økning i karstrelaterte miljø- og ingeniørproblemer er et resultat av dette. Det holdes årlig tverrfaglige konferanser om «synkehull» og ingeniør- og miljøinnvirkninger av karst, hvor geologer, geografer og ingeniører møtes for å jobbe med måter å forbedre dette på (eks. «*The Sinkhole Conference*»). I flere deler av verden utvikles stadig databaser for jordfallshull og karstformer, aktsomhetskart, og analyser for skadebegrensning med det formål å skape et grunnlag for å øke forståelsen av risiko knyttet til utbygging (eks. Kaufmann og Quinif, 2002, Farrant og Cooper, 2008, Parise, 2015). Bøker som fokuserer på det geologiske aspektet knyttet til ingeniørpraksis er også skrevet (eks. Waltham et al., 2005).

3.3.1 Jordfallshull som en geofare

Jordfallshull er naturlige fenomen som oppstår spontant i karstområder, og frekvensen av nye jordfallshull i uforstyrrede miljø er kun på 1 per km² i året i ekstreme situasjoner (Waltham og Fookes, 2003). Utvikling av jordfallshull er en funksjon av suffosjon, hvor rennende vann vasker løsmasser inn i åpne hulrom i underliggende stabil karstbergart. Økte rater av suffosjon er stort sett et produkt

av økt drenering eller fluktuering av grunnvannsspeil, eller begge. Åpne hulrom kan utvikles i løpet av dager eller måneder, og svikt av løsmassene kan skje plutselig. Jordfallshull utgjør en aktiv geofare, da løsmassebevegelse i rennende vann kan være hurtig (Waltham, 2008).

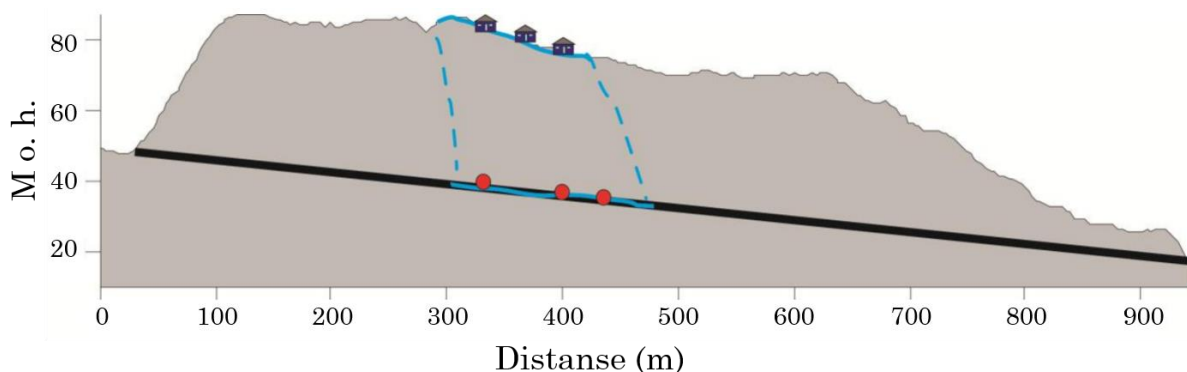
Nye jordfallshull induseres nesten alltid direkte eller indirekte av ingeniørarbeid (Waltham, 2008). Senkning av grunnvannsspeil som et resultat av for eksempel pumping, eller tilførsel fra ukontrollert overflatedrenering er to hovedfaktorer som induserer jordfallshull. Dersom begge faktorene er involvert øker sannsynligheten enda mer (Waltham, 2008). Dårlig designet dreneringssystem på og rundt infrastruktur, eller midlertidig tilførsel av drenering under konstruksjonsarbeid kan forårsake utviklingen. I andre tilfeller kan sakte løsmassebevegelse under naturlige dreneringsforhold sprekke opp vannlinjer, og lekkasje kan utløse en større grunnsvikt (Waltham og Fookes, 2003)

Jordfallshull forårsakes av løsmassekollaps, og hulrom i løsmasser er mye mer ustabile enn hulrom i bergarter. Som en konsekvens kreves det en annen ingeniørrespons ved utvikling av jordfallshull, sammenlignet med utvikling av bergartskollaps (Waltham, 2008). Risiko knyttet til dannelse av kollapsdolerer er mindre enn for jordfallshull, og kan enklere elimineres ved å gjøre grunnstabilitetsundersøkelser i forkant av utbygging. Estimering av når et nytt jordfallshull vil utvikles baserer seg på kunnskap om at majoriteten av nye jordfallshull utvikles enten kortsiktig under, eller rett etter store regnskyll, eller langsiktig under, eller etter dårlig kontrollert konstruksjonsarbeid (Waltham, 2008). Dersom jordfallshull utvikles under konstruksjonsarbeid og de blir fylt igjen med løsmasser, kan grunnbevegelsene senere reaktiveres og føre til store konsekvenser (Waltham et al., 2005).

Grundig forståelse av karstprosesser er nødvendig for en vellykket ingeniørrespons av jordfallshull. Da kollaps i løsmasser stort sett er induert av antropogen påvirkning av drenering, kan risikoen minimeres med riktig dreneringskontroll. Risiko for nye jordfallshull kan aldri elimineres, men den kan reduseres. Da jordfallshull hovedsakelig oppstår grunnet dårlig ingeniørpraksis, kan de derfor unngås med god ingeniørpraksis (Waltham, 2008).

3.3.2 Eksempel fra Nordland

Det er tidligere påvist et jordfallshull ved Tuvsetta over Finneidfjordtunnelen i Hemnes kommune (Lauritzen, 2013). Sporingsstoffundersøkelser har indikert at jordfallshullet er i direkte hydrologisk forbindelse med en underliggende marmorsone i tunnelen (fig. 3.9), og flythastigheten er blitt funnet til å tilsvare det som forventes i åpne sprekker eller gjennom sedimentfylte grotter (Lauritzen, 2015). Marin grense i området er på omtrent 120 m o. h., og Tuvsetta ligger 80 m o. h.. I en rapport til Statens Vegvesen (Lauritzen, 2013) diskuteres muligheten for at tunnelens eksistens, kombinert med endrede dreneringsforhold i byggefeltet på Tuvsetta, kan ha forårsaket setningsskader og dannelse av jordfallshull (fig. 3.10). Flere av beboerne i området registrerte sterke rystelser under tunnelkonstruksjonen, samt setninger i bebyggelsesområdet og endringer i dreneringsmønster i form av nye kildeutspring. Det konkluderes med at jordfallshullet kan ha oppstått naturlig, men ettersom en direkte hydrologisk forbindelse til tunnelen ble påvist, er det stor sannsynlighet for at det er induisert fra konstruksjonsarbeidet (Lauritzen, 2015).



Figur 3.9 Prinsippkisse av N-S lengdesnitt gjennom Finneidfjordtunnelen med overliggende terreng, bebyggelse og observert marmor på overflaten og i tunnelveggen markert med blått. Røde prikker representerer lokalisert vannlekkasje. Modifisert fra Lauritzen (2013).



Figur 3.10 a) Jordfallshull på Tuvsetta i 2013. Beboerne har fylt igjen hullet med treverk. Foto: Lauritzen (2013) b) Jordfallshull på Tuvsetta i 2018. Treverket er fjernet og tett vegetasjon preger dolinen. Foto: forfatter c) Setningsskader på hus, 2018. Deler av grunnveggen har falt ut og hageoverflaten ved trappen har sunket betraktelig. Foto: forfatter.

4 Data og metode

I følgende kapittel presenteres datasett og ulike GIS-baserte metoder som er tatt i bruk for å produsere kart, aktsomhetsområder og polygoner av lukkede forsøkninger. Statistikkfremstilling og innsamling av ekstern data presenteres også. Applikasjonene ArcMap, ArcCatalog og ArcScene fra programvaren ArcGIS 10.5, samt programvaren Whitebox GAT, er brukt til produksjon av resultat. Engelsk terminologi anvendes for beskrivelse av metoder hvor ulike verktøy (fra engelsk: «tools») brukes i programvarene. Et utvalg av GIS-terminologi er definert i vedlegg A.

4.1 Datasett

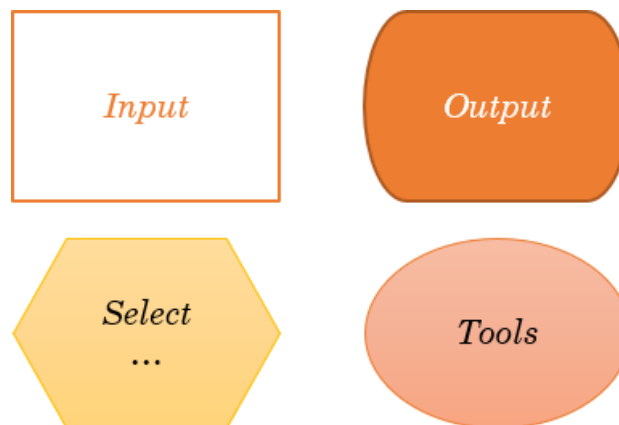
Nedlastede datasett består av rasterfiler og vektorfiler. Produktinformasjon for anvendte datasett er beskrevet i detalj i vedlegg B. Videre følger en enkel presentasjon av hvert datasett:

- **Arealbruk** (SSB, 2019): Polygoner av bebygd og opparbeidet areal i Norge, med informasjon om type arealbruk. Kartlagt i målestokk 1: 5 000.
- **Berggrunn N50** (NGU, 2018a): Polygoner og grenser av bergartsutbredelse kartlagt i målestokk 1: 50 000.
- **DTM1** (Kartverket, 2018a): Digital terrengmodell (raster) generert fra LiDAR-scanning med 1 meters oppløsning.
- **DTM10 og DTM25** (Kartverket, 2018a): Digital terrengmodell (raster) generert fra laserdata hvor det er tilgjengelig, med 10 og 25 meters oppløsning.
- **ELVIS elvenett** (NVE, 2019a): Linjenettverk av elver. Definert i egenskapstabellen etter blant annet *Strahlers elveorden*, og fiktive og ikke-fiktive elvelinjer. Kartlagt i målestokk 1: 50 000.
- **Grotter**: Punkter for geografisk plassering av kartlagte grotteinnganger i Norge. Konfidensiell data.

- **Jernbane – Banenettverk** (Bane NOR SF, 2019): Linjenettverk for jernbanestrekninger. Overjordiske og underjordiske linjer er definert i egenskapstabellen. Kartlagt i målestokk 1: 5 000 – 1: 100 000.
- **Løsmasser N50** (NGU, 2018b): Polygoner og grenser av løsmasseutbredelse kartlagt i målestokk 1: 50 000.
- **Vbase** (Kartverket, 2019b): Linjenettverk av veier i Norge. Kartlagt i målestokk 1: 5 000-1: 25 000.

4.2 Utarbeiding av metoder i ArcGIS

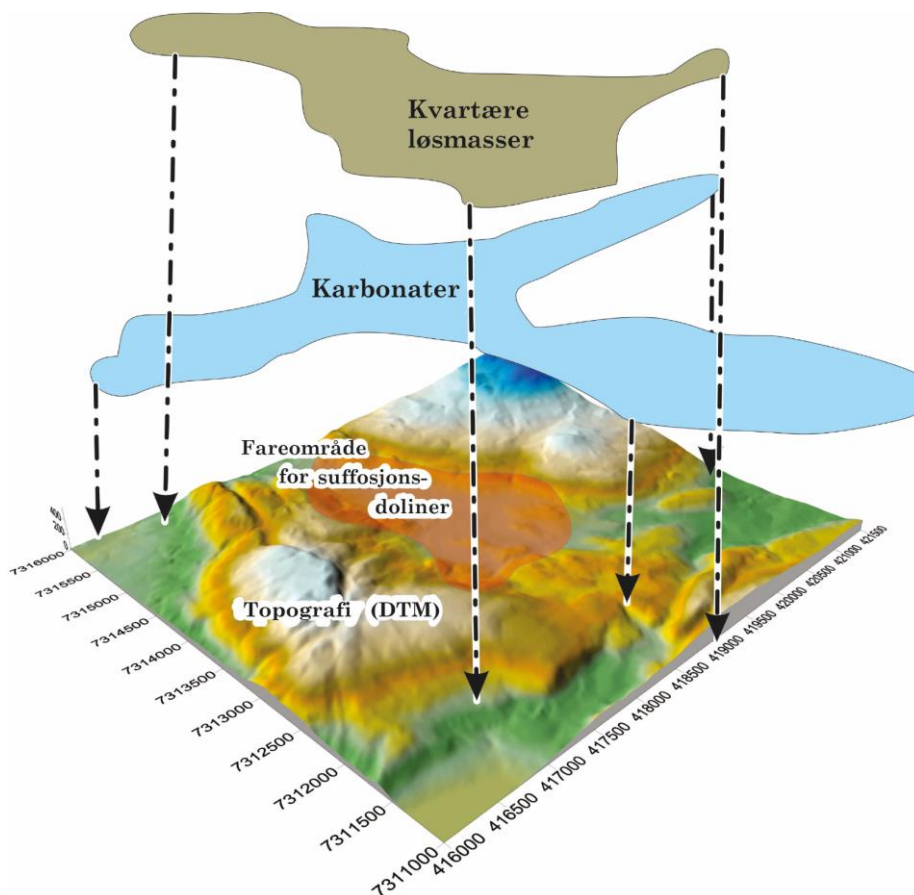
Programvaren ArcGIS 10.5 brukes til geoprosessering av nedlastede datasett. ArcGIS er utviklet av ESRI (Environmental Systems Research Institute), og er et geografisk informasjonssystem med tilgjengelig geodatabaseadministrator (fra engelsk: «Geodatabase management»). Programvaren bruker programmeringsspråket Python. Flytskjema brukes til å illustrere et utvalg av metodene. Tegnforklaring for disse er vist i figur 4.1.



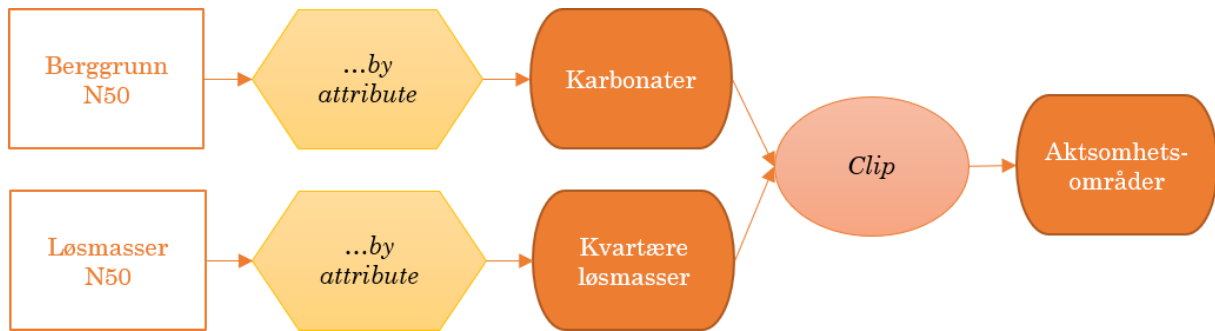
Figur 4.1 Tegnforklaring for flytskjema. Tekst definerer funksjon av gitt boks.

4.2.1 Polygoner av aktsomhetsområder

Områder med potensiale for utvikling av suffosjonsdolinere eksisterer der hvor areal av løsmasser ligger over areal av karbonatbergarter (fig. 4.2). Datasett av georefererte polygoner for berggrunn og løsmasser inneholder delpolygoner av klassifiserte bergarter og løsmasser. Ved bruk av verktøyet «*Select by attribute*» velges ønskede objekter fra opprinnelig *shapefile*, og eksporteres deretter til en ny *shapefile*. De nye shapefilene navngis til karbonater (kalksteinmarmor, dolomittmarmor, o.l.) og løsmasser. Videre anvendes verktøyet «*Clip*» på de nyproduserte filene. Bruk av dette verktøyet resulterer i en ny fil som består av områder hvor polygonene overlapper. Georeferert plassering av nyproduserte polygoner utgjør potensielle aktsomhetsområder. En oversikt over prosedyren for produksjon av aktsomhetsområdepolygoner er vist i figur 4.3.



Figur 4.2 GIS-basert konsept for å definere aktsomhetsområder for suffosjonsdolinere. Gjengitt med tillatelse fra Stein-Erik Lauritzen.



Figur 4.3 Flytskjema illustrerer fremgangsmåte for å definere potensielle fareområder (aktsomhetsområder) for utvikling av suffosjonsdoliner i ArcMap.

4.2.2 Deteksjon av lukkede forsenkninger

Nordlands karstområder er stedvis dekket av tett vegetasjon, og gjør det vanskelig å observere overflatekarstformer i naturen. Ved bruk av LiDAR (Light Detection And Ranging)-genererte digitale terrengmodeller (DTM) som ekskluderer vegetasjon og infrastruktur fra terrengmodellen er det mulig å gjøre nøyaktige studier av et områdes geomorfologi.

Whitebox GAT (Geospatial Analysis Tool) er en åpen programvare produsert av John Lindsay. Tilgjengelige verktøy i programvaren er programmert i Python (Lindsay, 2019), på samme måte som ArcGIS. Programvaren brukes til å produsere og ekstrahere polygoner av lukkede forsenkninger til ArcMap.



Figur 4.4 Flytskjema illustrerer fremgangsmåte for produksjon av lukkede forsenkningpolygoner i Whitebox GAT.

Figur 4.4 illustrerer fremgangsmåte for produksjon av lukkede forsenkningpolygoner i Whitebox GAT. Verktøyet «Sink» benyttes til å identifisere topografiske forsenkninger fra *input* av en DTM, karakterisert av intern drenering. Produktet *output* blir en rasteroverflate av lukkede forsenkninger. Identifiserte lukkede forsenkninger i produsert fil er tildelt en unik verdi høyere

enn 0. Rasterfilen konverteres til vektorformat ved bruk av verktøyet «*Raster to vector polygons*». Polygongrensene korresponderer med *grid cell edges* av opprinnelig rasterfil. Alle *grid cells* med positive verdier blir en del av polygonet. Shapefilens egenskapstabell (fra engelsk: «Attribute table») inneholder et felt kalt «*VALUE*» som inneholder celleverdien for hvert polygon. Polygoner av lukkede forsenkninger ekstraheres deretter til ArcGIS-format og importeres til ArcMap.

4.3 Rensing av lukkede forsenkninger – kriterier

Produserte polygoner av lukkede forsenkninger består i første omgang av alle former for lukkede forsenkninger. Innsjøer, elver, antropogene forsenkninger produsert i forbindelse med infrastruktur, doliner og støy er blant disse. Kriterier som er valgt for å rense rådataene til å bestå av kun doliner er presentert i tabell 4.1. Verktøyet «*Select by location*» brukes til å ekskludere uønskede polygoner, og slik kan ønskede *features* velges basert på plassering relativt til *features* i et annet lag. Et utvalg av selekteringsmetoder er tilgjengelig (Esri Resources, 2019a). Presenterte kriterier er valgt etter å ha testet ulike typer ekskludering og observert resultatet på skyggerelieffkart (fra engelsk: «Hillshade»). Hvorvidt kriteriene er tilstrekkelige til å kun resultere i polygoner av doliner diskuteres i kapittel 6.

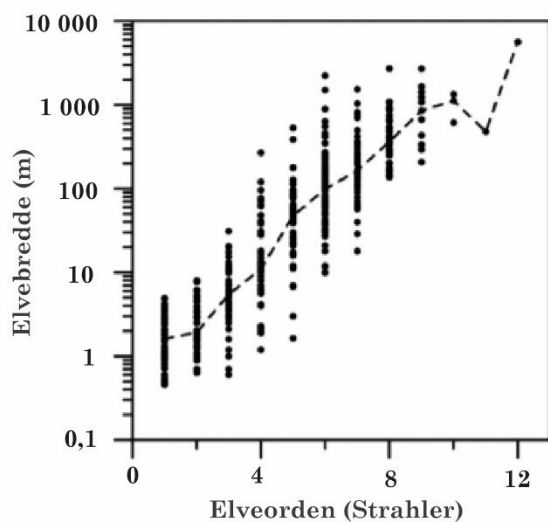
Tabell 4.1 Kriterier for rensing av lukkede forsenkninger.

Kriterier	Ekskluderte polygoner
Avstand til vei og jernbane	Innen 15 meter
Avstand til elver	Avhengig av elveorden
Innsjøer	Ligger inni
Havflate	Ligger inni
Karbonater	Ligger utenfor

4.3.1 Oppdeling av elver basert på Strahlers elveorden og fiktive elver

Hver elv i shapefilen fra NVE er klassifisert etter *Strahlers elveorden*, samt inndelt til blant annet fiktive elvelinjer (elver som strømmer under overflaten) og overjordiske elvelinjer i egenskapstabellen. Fiktive elver elimineres ved bruk av «*Select by attribute*», og eksporteres til en ny fil som kun består av overjordiske elveløp. Deretter blir alle elver som tilhører samme elveorden (1-8) slått sammen og elvene eksporteres til 8 nye filer basert på elveorden.

Strahlers elveorden går ut på at utspringselver som ikke får tilførsel av en sideelv klassifiseres til elveorden 1. Elveorden 2 tildeles elver hvor to løp av elveorden 1 møtes. To løp av elveorden 2 klassifiseres til elveorden 3, og så videre (Garde, 2006). Gjennomsnittlig elvebredde øker med elveorden (fig. 4.5) (Downing et al., 2012). Anvendte avstander for ekskludering av polygoner knyttet til elver er basert på inspeksjon og måling av gjennomsnittlig bredde på et utvalg av elver på skyggerelieffkart. Tabell 4.2 presenterer hvilke avstander som er valgt.



Figur 4.5 Forhold mellom *Strahler elveorden* og gjennomsnittlig bredde av elver i verden. Data er ekstrahert fra publisert litteratur, og noen er supplementert med mål fra satelittfoto. Stiplet linje utgjør gjennomsnittlig elvebredde for hver elveorden. Modifisert fra Downing et al. (2012).

Tabell 4.2 Avstand fra elvelinjer for ekskludering av polygoner av lukkede forsengkninger.

Elveorden (n)	Avstand (m)
1	1
2	1
3	3
4	5
5	10
6	20
7	60
8	70

4.4 Statistiske analyser av lukkede forsenkninger

Dette delkapittelet presenterer anvendte metoder for å generere statistiske data fra rensede polygoner av lukkede forsenkninger.

4.4.1 Statistikk generert fra ArcMap

Informasjon om de lukkede forsenkningenes areal, hvilke høydemeter de ligger på, samt dolinedyp genereres i ArcMap.

Dolineareal

Areal av dolinene kalkuleres i shapefilens egenskapstabell. Et nytt felt («*Add field*») av typen «*Double*» velges i «*Table options*». «*Geometric calculator*» anvendes på det nye feltet for å kalkulere areal («*area*») for hvert individuelle polygon.

Høydemeter

For å definere hvilken høydemeter hvert polygon ligger på anvendes verktøyet «*Zonal Statistics as Table*», tilgjengelig med «*Spatial Analyst*»-lisens. Verktøyet summerer ønskede verdier av en valgt raster innenfor soner av et annet datasett, og rapporterer resultatene i en ny tabell (Esri Resources, 2019b). «*Input raster or feature zone data*» velges til polygonene av lukkede forsenkninger, med «*Zone field*» til *FID*. «*Input value raster*» velges til DTM-filen for området. «*Statistics type*» velges til *max*. Dette genererer maksimal høydemeter innen hvert polygon, og resulterer i en tabell som inneholder informasjon om hvilken høydemeter hvert polygon ligger på.

Dolinedyp

Metoden «*fill-difference*» brukes til å kalkulere dyp av hvert polygon. Først produseres en overflateraster ved å bruke verktøyet «*Fill*», tilgjengelig med «*Spatial Analyst*»-lisens. Verktøyet har som formål å fylle forsenkninger på original overflateraster (DTM), for å fjerne imperfeksjoner i datasettet (Esri Resources, 2019c). I karstområder er derimot lukkede forsenkninger sannsynlige å utgjøre ekte overflateformer i landskapet (Lindsay og Creed, 2006, Zandbergen,

2010). Fylt overflateraster fjerner omtrent alle lukkede forsenkninger, som blant annet består av doliner. Ved bruk av verktøyet «*Minus*» på opprinnelig DTM og fylt DTM subtraheres verdiene for hver fil. Dette resulterer i en ny overflateraster som bare inneholder dyp av lukkede forsenkninger. Resultert verdi i ny fil hvor de to filene er like blir 0, og en verdi på n over arealet av lukkede forsenkninger. Figur 4.6 illustrerer fremgangsmåte for produksjon av dybderaster.



Figur 4.6 Fremgangsmåte for produksjon av dybderaster i ArcMap.

Dyp av hver lukket forsenkning genereres fra tilhørende polygon ved bruk av «*Zonal Statistics as Table*», på samme måte som for høydemeter.

Sammenslåing til egenskapstabell

Generert informasjon slås sammen ved bruk av «*Join Data*» og «*Join attributes from a table*». Utgangspunktet for sammenslåingen velges til *FID*. Operasjonen resulterer i en sammenslåing av genererte «*attributes*» slik at polygonshapefilen inneholder informasjon om areal, høydemeter og dolinedyp for hvert polygon. Tabellen eksporteres deretter til *.dbf*-format og importeres til *Excel* for fremstilling av statistikk.

4.4.2 Utregning av halveringsdyp

Karstifiseringsintensitet som funksjon av dyp kan estimeres ved å evaluere vertikal fordeling av doliner med dyp (Lauritzen, 2005). Tidligere studier har vist at dolinefrekvens og dolinedyp i samme områder følger en eksponentiell fordeling, og minker med økt dyp (ligning 1) (eks. White, 1988):

$$n = N_0 e^{-kz} \quad (1)$$

For å estimere halveringsdyp rangeres dolinene etter dyp, hvor dypeste doline tildeles *rank* (N) 1. Deretter divideres rank på totalt antall doliner (N/N₀). Dette gjennomføres for alle rangeringer. Fordeling av lukkede forsengkninger med ulik størrelse transformeres til en dimensjonsløs indeks (ln(N/N₀)), og plottes mot tilhørig dolinedyp. Halveringsdyp (Z_{1/2}) bestemmes fra regresjonskoeffisient av overnevnte data ved bruk av ligning 2 (Lauritzen, 2005):

$$Z_{1/2} = \ln(2) / K, \quad (2)$$

hvor K er den eksponentielle koeffisienten av regresjonslinjen.

4.5 Lukkede forsengkninger fra landkart

En sammenligning av kartlagte lukkede forsengkninger fra tradisjonelt landkart og automatisk metode gjennomføres for å evaluere suksessen av metoden. Koordinater av lukkede forsengkninger samles inn fra nettbasert landkart tilgjengelig fra Kartverket (2018b) og importeres videre til ArcMap hvor overlappingsanalyser utføres. Verktøyet «*Select by attribute*» brukes på innsamlede koordinater, for å undersøke hvilke som ligger inni polygon av automatisk detekterte lukkede forsengkninger.

4.6 Innsamling av dolinedata fra feltarbeid

Ved Finneid i Fauske kommune ble koordinater og mål av fem doliner samlet inn i august 2018. Formålet med dette var å undersøke om kartlagte doliner korresponderer med automatisk detekterte lukkede forsenkninger. Koordinatene ble eksportert fra GPS til ArcMap for overlappingsanalyser.

4.7 Fremstilling av 3D-modeller i ArcScene

Tolkning av dolinestatistikk forenkles ved visualisering av tilhørende landskap. ArcScene er en applikasjon for 3D-visualisering som gjør det mulig å undersøke GIS-data i tre dimensjoner (Esri Resources, 2019d). I ArcMap konverteres DTM-data til TIN-format (Triangular Irregular Networks) fra «*Conversion tools*» i «*3D analyst tools*». TIN-filen kan åpnes i ArcScene hvor topografien visualiseres, og shapefiler kan overlegges for observasjon. Analyser og fremstilling av kart er ikke tilgjengelig i ArcScene, i motsetning til ArcMap.

5 Resultat

Områder hvor areal av løsmassepolygoner overlapper areal av karbonatpolygoner vil videre i resultatkapittelet betegnes som aktsomhetsområder. Gjennom GIS-baserte analyser i ArcMap 10.5 har polygoner av aktsomhetsområder blitt produsert i ni kommuner i sentrale Nordland fylke (vedlegg C). For videre automatisk detektering av lukkede forsenkninger og etterfølgende dolineanalyser, er to områder med tilgjengelig 1m LiDAR-DTM valgt ut. Resultat av detekterte lukkede forsenkninger er potensielle suffosjonsdoliner og jordfallshull, eller andre typer doliner. Forsenkningpolygonene kan også utgjøre andre geologiske eller antropogene former, selv etter rensing fulgt av kriteriene listet i metodekapittelet (kap. 4.3). Forsenkningene kan derfor ikke stadfestes som doliner uten verifisering i felt. For enkelhets skyld vil begrepene doline og dolinedyp likevel bli brukt i deler av resultatkapittelet.

Rognan, Saltdal og Kontorsletta, Mo i Rana er valgt ut for nærmere dolineanalyser på bakgrunn av andel aktsomhetsområder, dolineforekomst og nærhet til infrastruktur. Karbonatforekomst ved Mo i Rana bærer tydelig preg av karakteristisk stripekarst, mens forekomst i området ved Rognan er en del bredere. Et kartutsnitt av aktsomhetsområder ved «hagehullet» i Finneidfjord presenteres også for å videre diskutere nøyaktighet av tilgjengelig data.

5.1 Aktsomhetsområder

I dette delkapittelet presenteres kartutsnitt og beskrivelse av aktsomhetsområder ved Kontorsletta (fig. 5.1), Rognan (fig. 5.2) og Finneidfjord (fig. 5.3). Aktsomhetsområdene er produsert basert på polygoner av kartlagt berggrunn og løsmasser i målestokk 1: 50 000, tilgjengelig for nedlastning fra NGU sine nettdatabaser.

Rognan

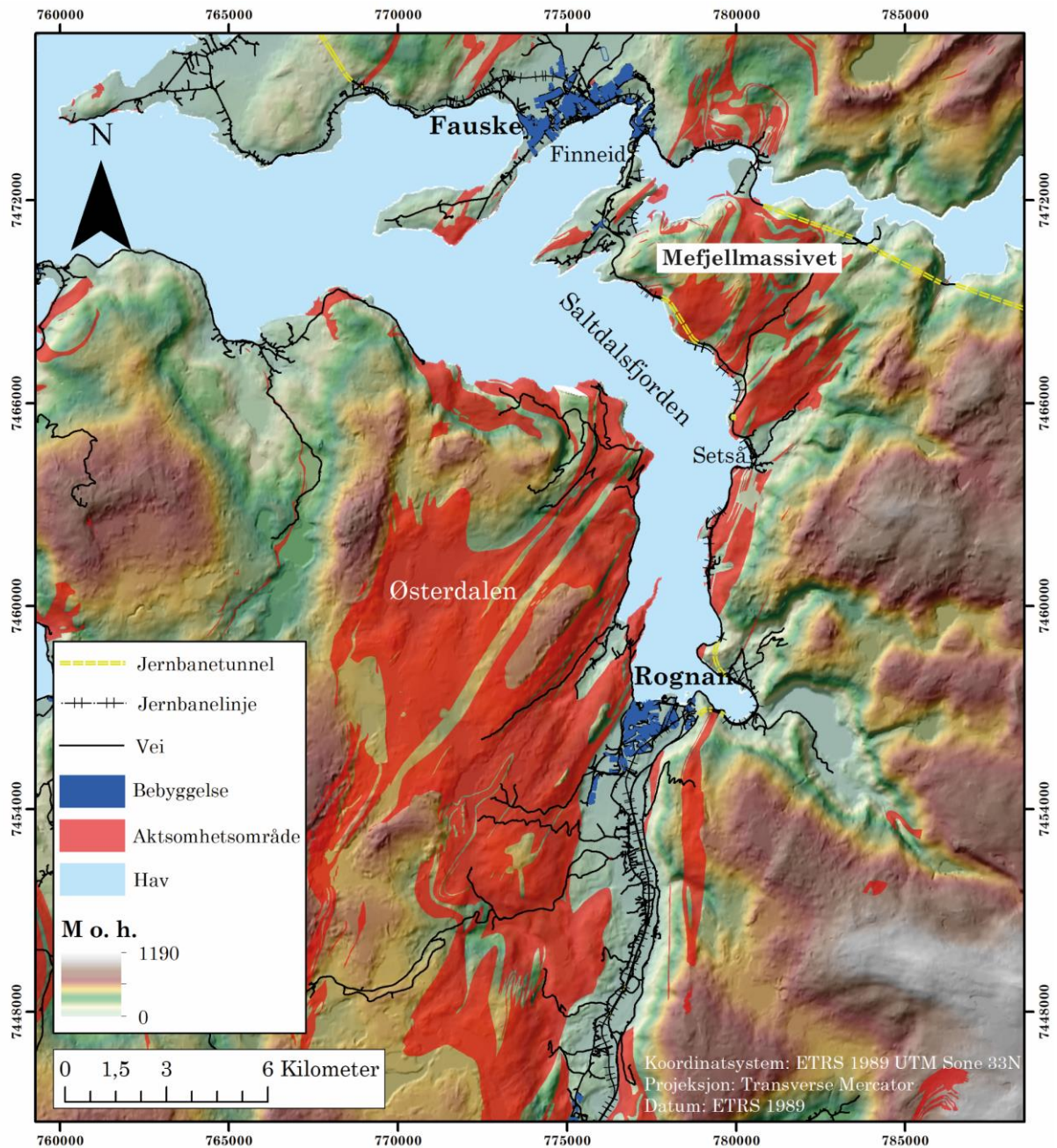
Aktsomhetsområder (fig. 5.1) består i størst grad av kalkspatmarmor, i tillegg til mindre og tynnere forekomster av dolomittmarmor. Omkringliggende bergarter består i hovedsak av kalkglimmerskifer og glimmerskifer (akvikluder). Løsmasser i aktsomhetsområdene er i hovedsak forvittringsmateriale ved høyereliggende områder (Østerdalen og Mefjellmassivet), med noen områder bestående av humus- og torvdekke (rundt Finneid), og stedvis sammenhengende og usammenhengende morenemateriale (hovedsakelig i Østerdalen).

Aktsomhetsområdene krysses stedvis av infrastruktur som vei og jernbane, og ligger i nærhet av tettbebyggelse i Rognan (omtrent 2 600 innbyggere) og Fauske (omtrent 10 000 innbyggere). Største sammenhengende aktsomhetsområder er fordelt rundt og sør for Østerdalen. En relativt stor ansamling av aktsomhetsområder eksisterer også ved Mefjellmassivet.

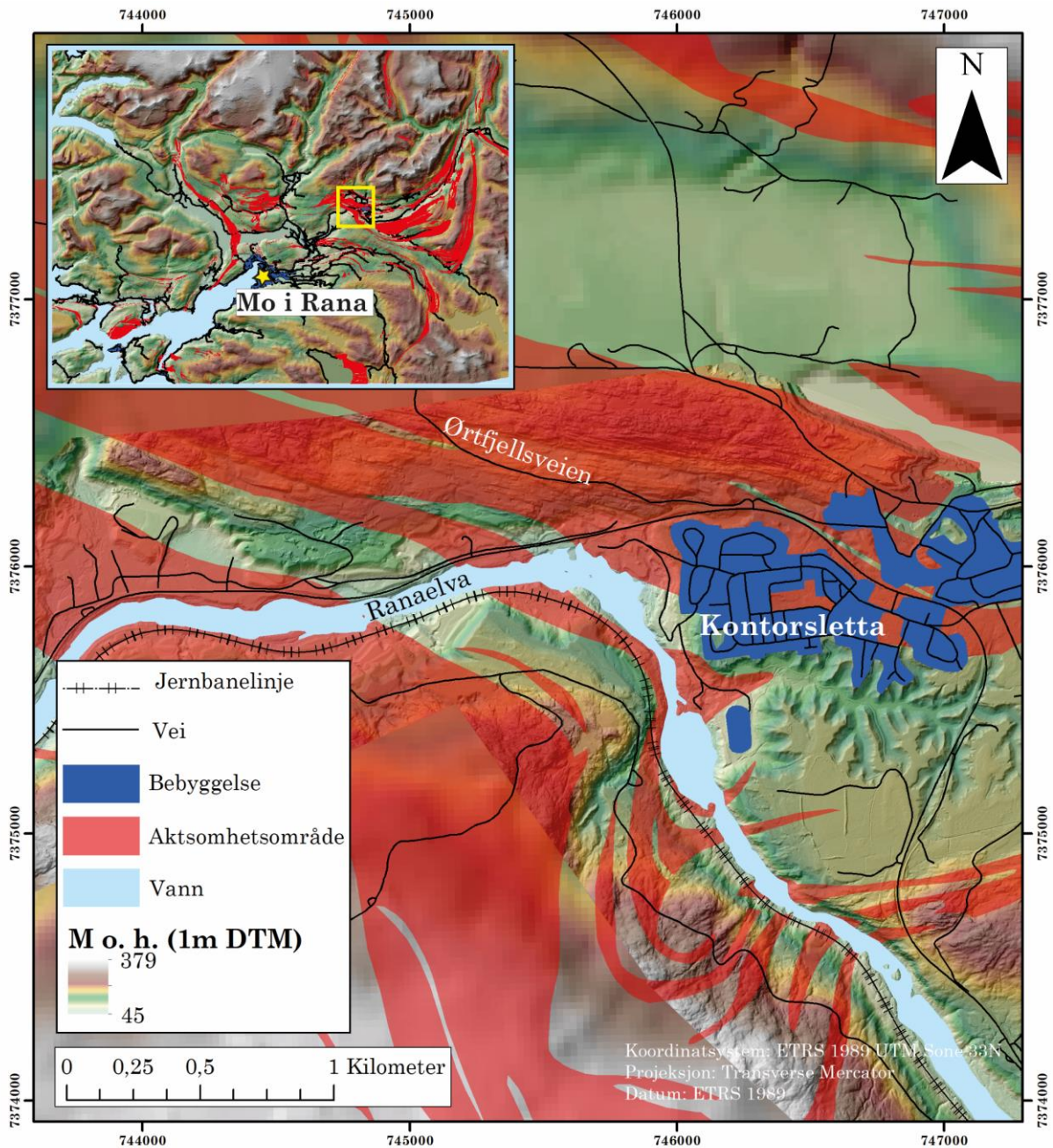
Kontorsletta

Aktsomhetsområder ved Mo i Rana illustrerer karakteristisk tynn og lateralt ekstensiv form av stripekarst (fig. 5.2). Fokusområdet ved Kontorsletta har tilgjengelig DTM-data i 1m oppløsning. DTM-data med 25m oppløsning utgjør pikselerte områder i kartutsnittet, og illustrerer kvalitetsforskjell i datasett.

Aktsomhetsområder ved Kontorsletta utgjør omtrent halvparten av kartutsnittet. Områdene består av vekslende lag av kalkspatmarmor og dolomittmarmor. Omkringliggende bergarter er blant annet glimmerskifer, karbonatglimmerskifer og kvartsglimmerskifer. Løsmasser består av forvittringsmateriale, samt en mindre andel humusdekke. Vei og jernbanelinje krysser aktsomhetsområder flere steder, og store deler av bebyggelse ved Kontorsletta ligger direkte over deler av aktsomhetsområder.



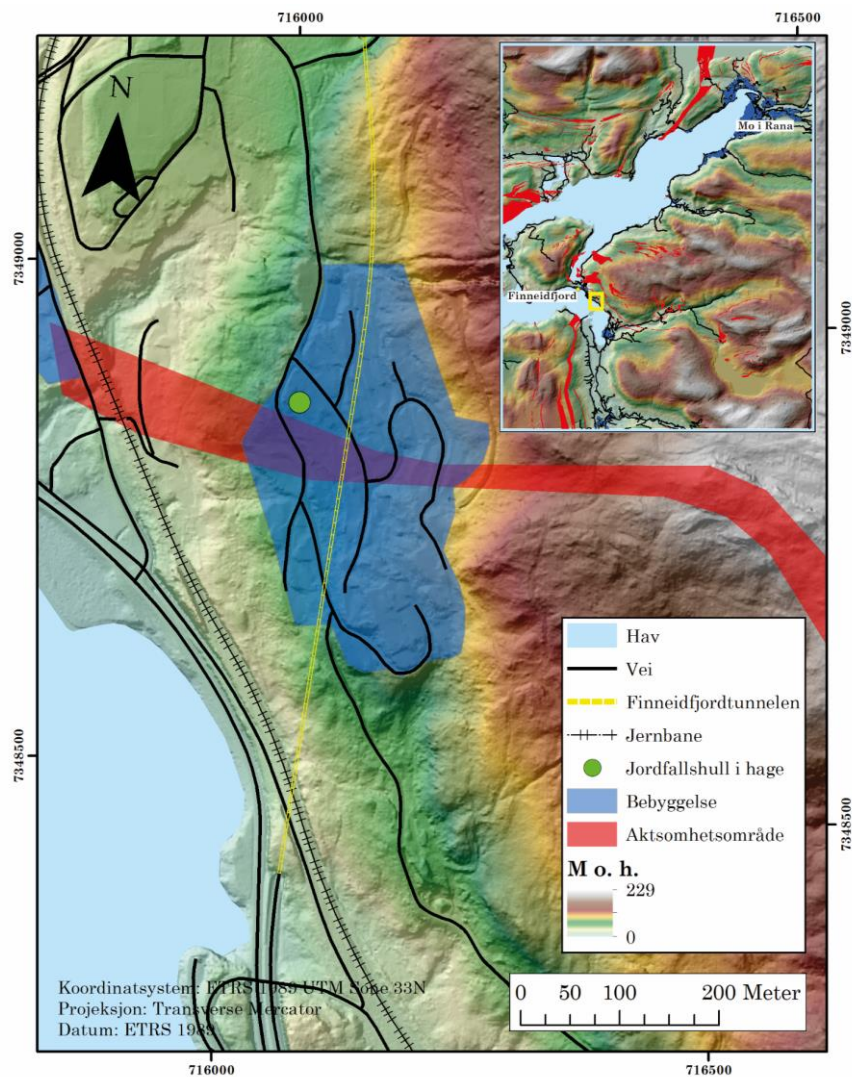
Figur 5.1 Deler av veier og jernbanelinje krysser stedvis aktsomhetsområder i Saltdal og Fauske kommune. Bebyggelse i Rognan og Fauske ligger i nærhet av aktsomhetsområder. Kartutsnittet dekker omtrent 680km² landoverflate, hvor 160km² består av karbonatbergarter (hovedsakelig kalkspatmarmor).



Figur 5.2 Potensielle aktsomhetsområder ved Mo i Rana illustreres i kartutsnitt i venstre topphjørne. Gul stjerne indikerer Mo i Rana by. Gul boks indikerer fokusområde ved Kontorsletta. Pikelerte områder kommer av DTM-data med 25 meters oppløsning.

Finneidfjord

I området ved «hagehullet» i Finneidfjord utgjør bergarter kalkspatmarmor, amfibolitt og hornblendeskifer. Løsmasser består hovedsakelig av humusdekke. Kartutsnitt i figur 5.3 viser GIS-generert aktsomhetsområde ved Finneidfjordtunnelen. Jordfallshullets posisjon ligger 17 meter fra aktsomhetsområdet, og indikerer usikkerheter i kartlagte geologiske grenser. Usikkerheten er også bekreftet med befaring for Statens vegvesen (Lauritzen, 2013). Vei, jernbanelinje og bebyggelse krysser aktsomhetsområdet, og Finneidfjordtunnelen krysser vinkelrett gjennom.



Figur 5.3 Et jordfallshull med kjent posisjon ligger 17 meter fra GIS-generert aktsomhetsområde. Finneidfjordtunnelen krysser vinkelrett gjennom aktsomhetsområdet. Vei, jernbanelinje og bebyggelse krysser også stedvis gjennom.

5.2 Deteksjon av lukkede forsengkninger

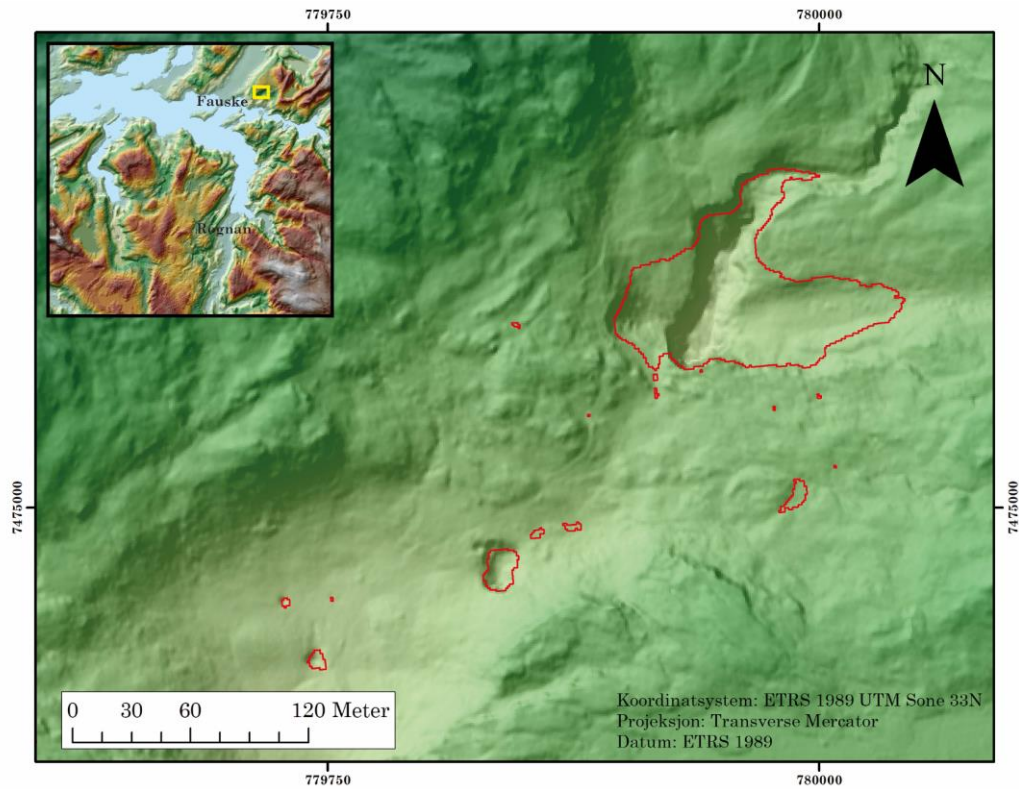
Høyeste tilgjengelige oppløsning av DTM-data i fokusområdene er LiDAR-genererte høydemodeller på 1 meter. DTM-data med 1 meters- og 10 meters oppløsning ble testet gjennom GIS-basert metode for detektering av lukkede forsengkninger. Utføring av metoden ved bruk av 10m DTM resulterte kun i større lukkede forsengkninger produsert av innsjøer, og kollapsdolinere. Dolinere av små dimensjoner ble ikke detektert, og videre bruk av 10m DTM ble derfor forkastet. Utføring av metoden ved bruk av 1m DTM produserte bedre resultater, og ble videre rensset og brukt til fremstilling av dolinestatistikk. I dette delkapittelet vil hovedresultat fra automatisk detektering av dolinere med 1m DTM presenteres.

Generering av lukkede forsengkninger resulterte i et høyt antall rådata i form av polygoner (tabell 5.1). Resultatet inkluderer blant annet støy fra opprinnelig datasett, innsjøer, antropogene forsengkninger, og dolinere. Rensing av rådata etter kriteriene beskrevet i kapittel 4.3 resulterte i en reduksjon på omtrent 94% i Rognanområdet (kartutsnitt i figur 5.1) og 89% ved Kontorsletta (kartutsnitt i figur 5.2).

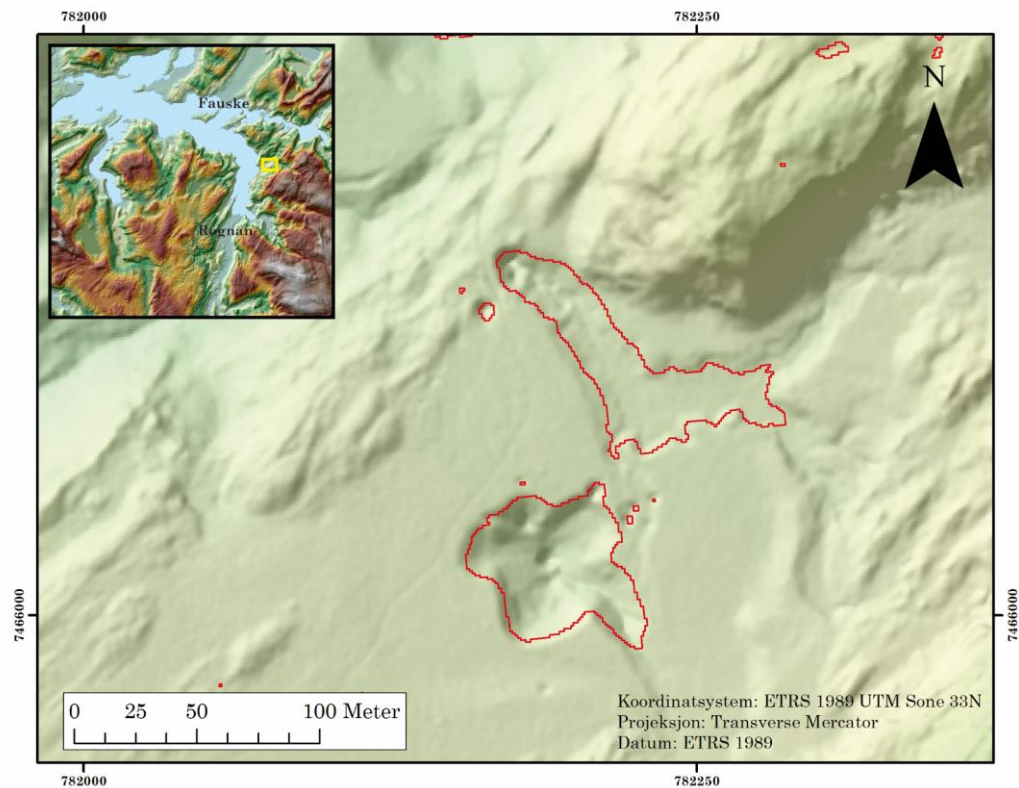
Tabell 5.1 Antall lukkede forsengkninger detektert med automatisk metode før og etter rensing.

Område	Areal (km ²)	Lukkede forsengkninger (n)	Lukkede forsengkninger etter rensing (n)	Andel forsengkninger etter rensing (%)
Rognan	680	236 499	14 956	6,3
Kontorsletta	7	18 768	2 070	11

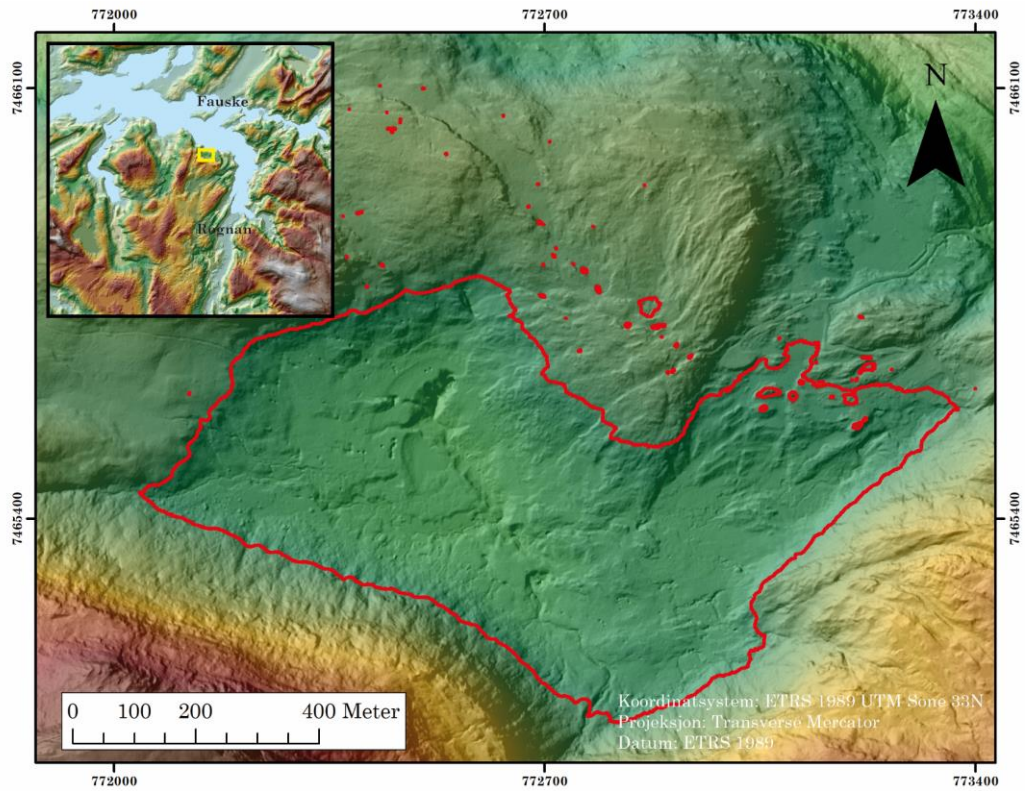
En stor andel detekterte lukkede forsengkninger kan gjenkjennes fra observasjon av kart med skyggerelieff. En mindre andel forsengkninger kan ikke gjenkjennes på denne måten. Videre følger et par figurer som viser produserte polygoner i skyggerelieffkart. Figur 5.4, 5.5, 5.6 og 5.7 er fra Rognanområdet.



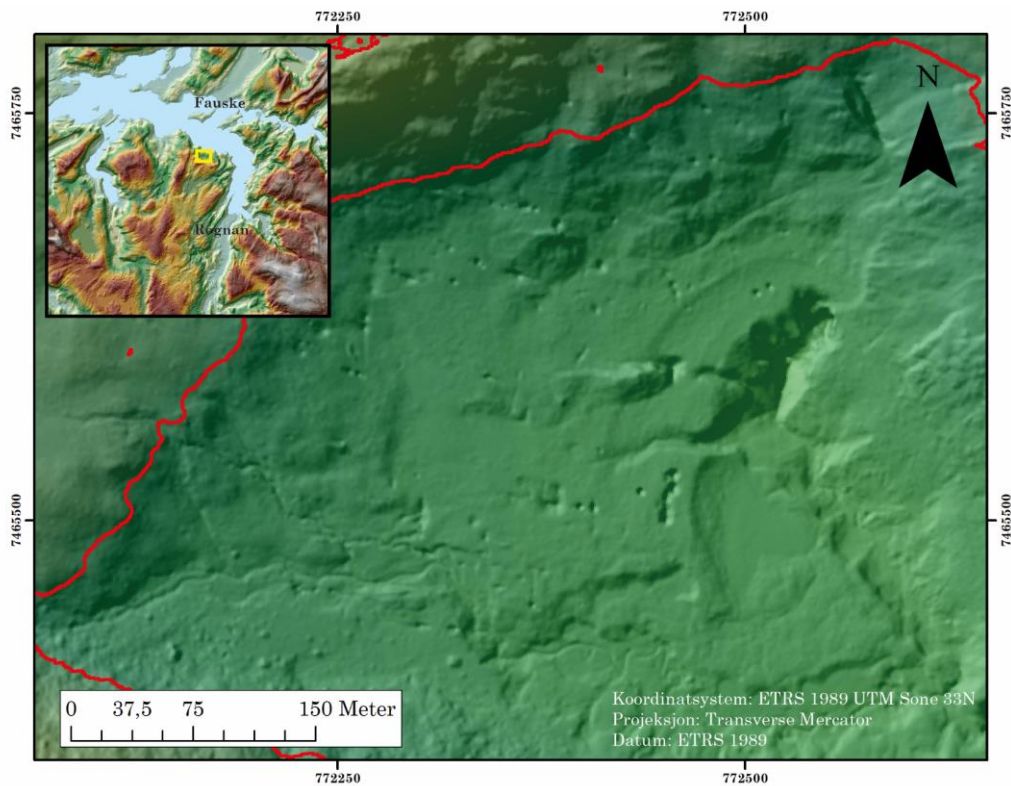
Figur 5.4 Lukkede forsenkninger detektert i ArcMap (røde polygoner). Det største polygonet er en kollapsdoliner som utgjør hovedinngangen til Okshola. Nest største polygon er Kristihola.



Figur 5.5 Lukkede forsenkninger øst for Setså. Lukket forsenkning i sentrum av figuren består av flere doliner som har vokst sammen. L-formet forsenkning har mulig en dolinebunn i nordvestlig hjørne. En liten doline kan gjenkjennes rett sør for sentrumsdolinene, men har ikke blitt detektert.



Figur 5.6 Stor lukket fosenkning detektert i ArcMap. Flere små doliner kan gjenkjennes i bunnen.



Figur 5.7 Små doliner i bunn av stor fosenkning (fig. 5.6). Dolinene har ikke blitt detektert etter automatisk metode fordi de ligger inni en større lukket fosenkning.

Figur 5.6 viser en stor lukket forsenkning med flere små doliner i bunnen (fig. 5.7). Fra figurene demonstreres det at mindre doliner inni større doliner ikke blir detektert, og dette impliserer at resultat av antall lukkede forsenkninger etter automatisk metode er for lavt i forhold til eksakt antall lukkede forsenkninger i landskapet. Dette introduserer en systematisk feilkilde i metoden.

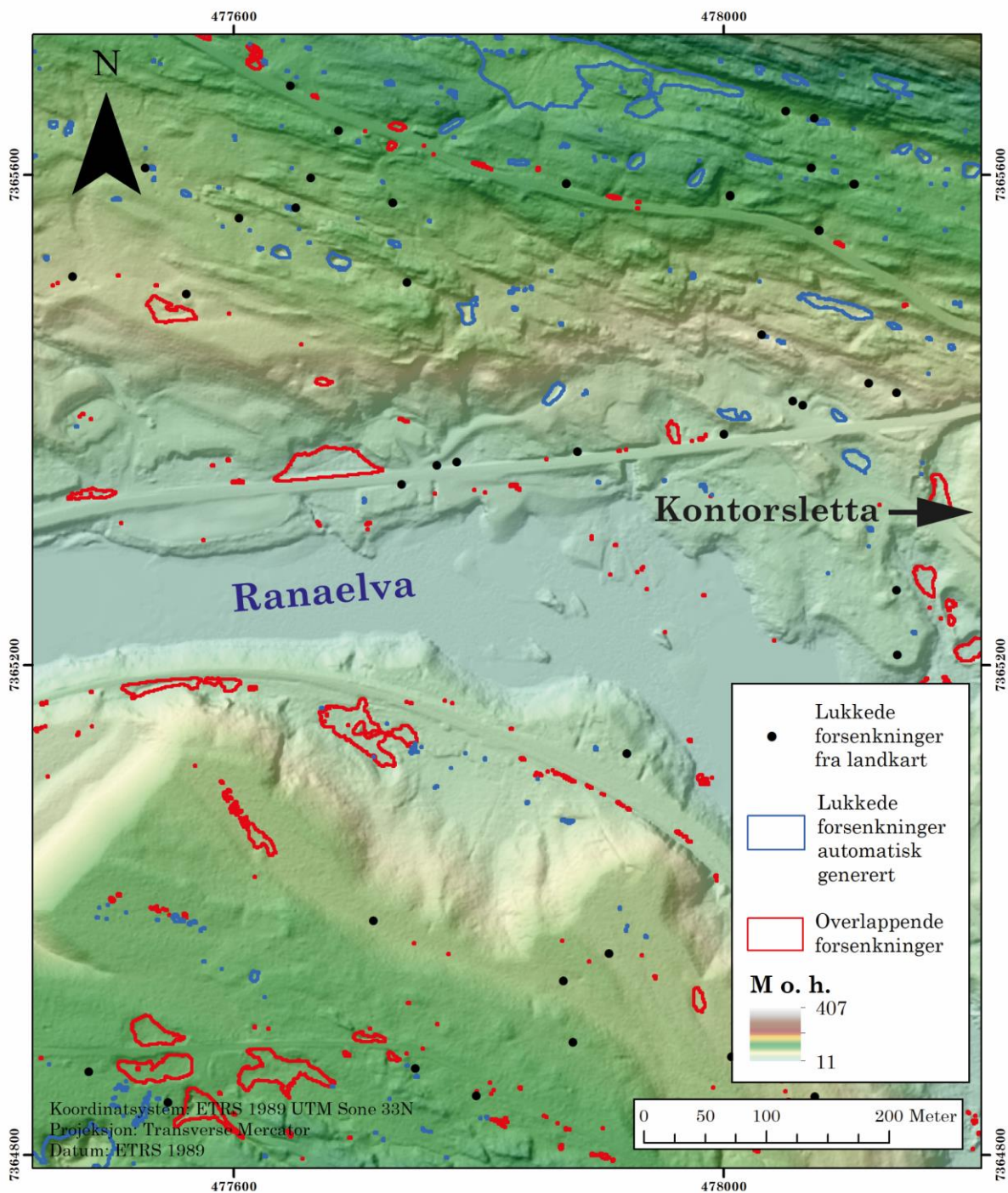
5.2.1 Lukkede forsenkninger fra landkart

Nettbasert landkart (Kartverket, 2018b) ble brukt til å samle koordinater av lukkede forsenkninger i området ved Kontorsletta. Formålet med dette har vært å sammenligne hvor mange lukkede forsenkninger som gjenkjennes fra automatisk metode og manuell kartlegging. Landkartet er kartlagt manuelt med varierende målestokk på 1: 25 000 - 50 000 meter ved hjelp av fotogrammetri. For sammenligning ble automatisk detekterte lukkede forsenkninger kun rensset for elver og innsjøer, da landkartet viser alle typer lukkede forsenkninger. Et område på 0,63km² ved Kontorsletta ble valgt til sammenligningen. Tabell 5.2 presenterer antall lukkede forsenkninger funnet etter de to metodene. Et antall på 51 lukkede forsenkninger overlapper, og tilsier 12% overlapp med automatisk metode, og 50% overlapp med manuell metode. Figur 5.8 viser lukkede forsenkninger fra landkart, fra automatisk metode, og overlappende forsenkninger.

Tabell 5.2 Antall lukkede forsenkninger fra automatisk metode og landkart.

Metode	Lukkede forsenkninger (n)
Automatisk	410
Landkart	101

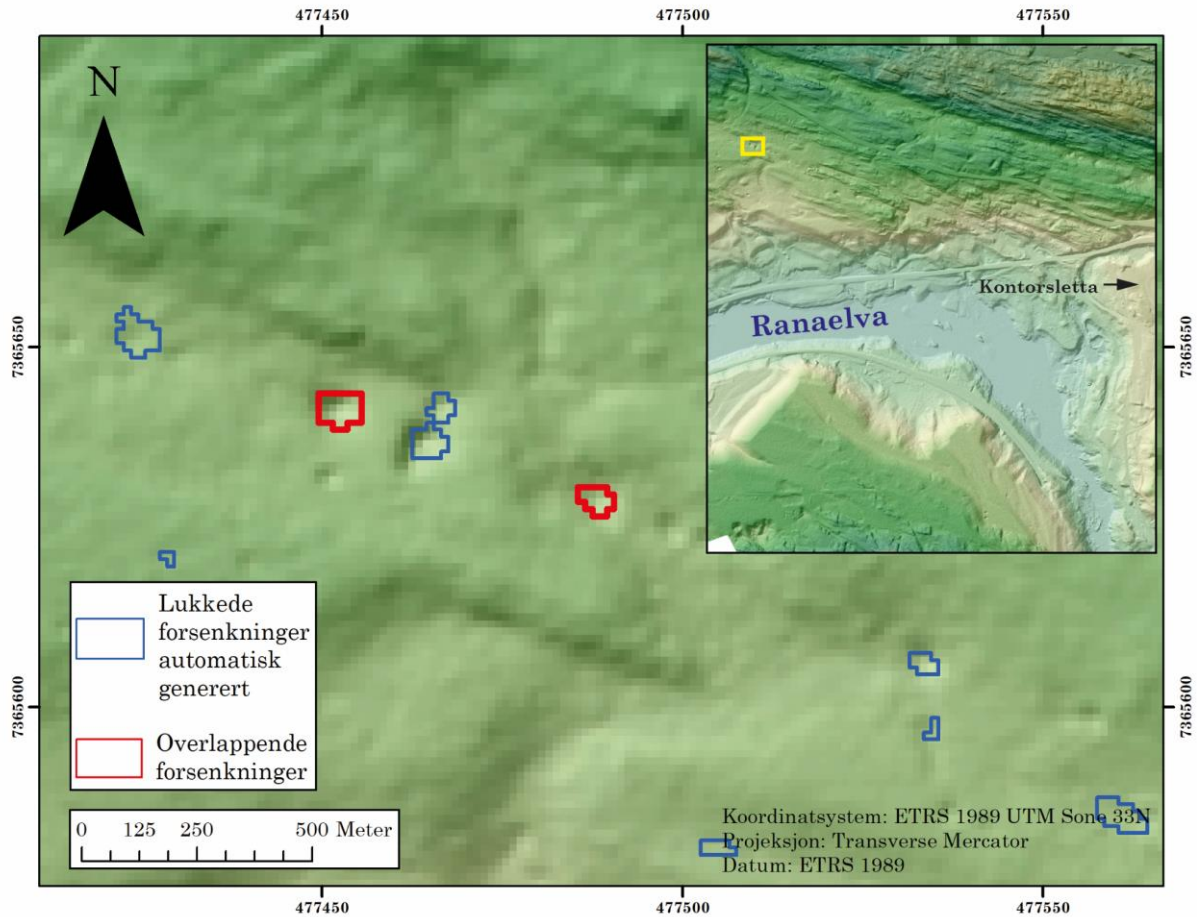
Overlapp: 51



Figur 5.8 Sammenligning av automatisk detekterte lukkede forsenkninger og lukkede forsenkninger ekstrahert fra kartverkets landkart. Røde polygoner viser overlappende forsenkninger, og blå polygoner og svarte punkter viser hvor de ikke overlapper.

Automatisk metode produserte 4 ganger så mange lukkede forsenkninger enn det som er synlig i landkart. Halvparten av lukkede forsenkninger fra landkart overlapper med automatisk genererte forsenkninger. Flere av automatisk

detekterte forsenkninger som ikke overlapper med forsenkninger fra landkart kan tydelig gjenkjennes fra skyggerelieffkart (fig. 5.9). Omriss av små doliner som automatisk metode ikke har klart å gjenkjenne, og som er større enn 1 meter i diameter, kan også tydes i figur 5.9.



Figur 5.9 Automatisk metode detekterer doliner som er mulige å gjenkjenne i skyggerelieffkart. Kartlagte forsenkninger fra landkart overlapper ikke med alle. Lukkede forsenkninger som automatisk metode ikke har detektert er også synlig. Gul boks i kartutsnitt i høyre hjørne indikerer utsnittsområde.

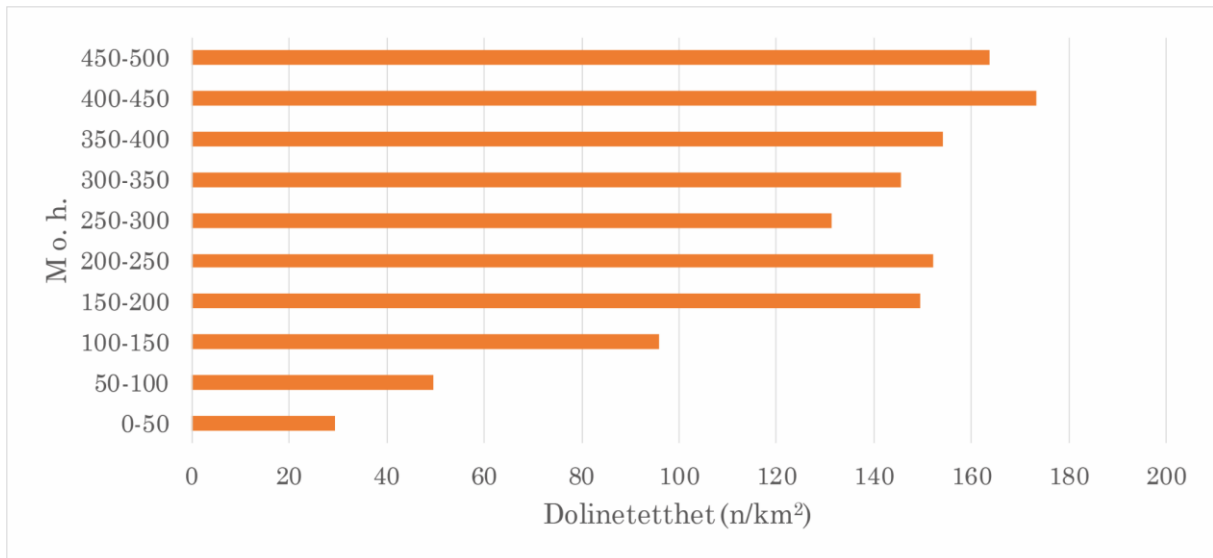
5.2.2 Dolinestatistikk

Dette delkapittelet presenterer statistiske resultater fra GIS-baserte analyser av geomorfometriske trender av dolinefordeling i området rundt Mefjellmassivet, Saltdal, og Kontorsletta, Mo i Rana. Antall doliner, dolineareal og dolinedyp er generert etter metodene beskrevet i kapittel 4.4. Tolkning av presenterte grafer diskuteres mot hverandre i kapittel 6.

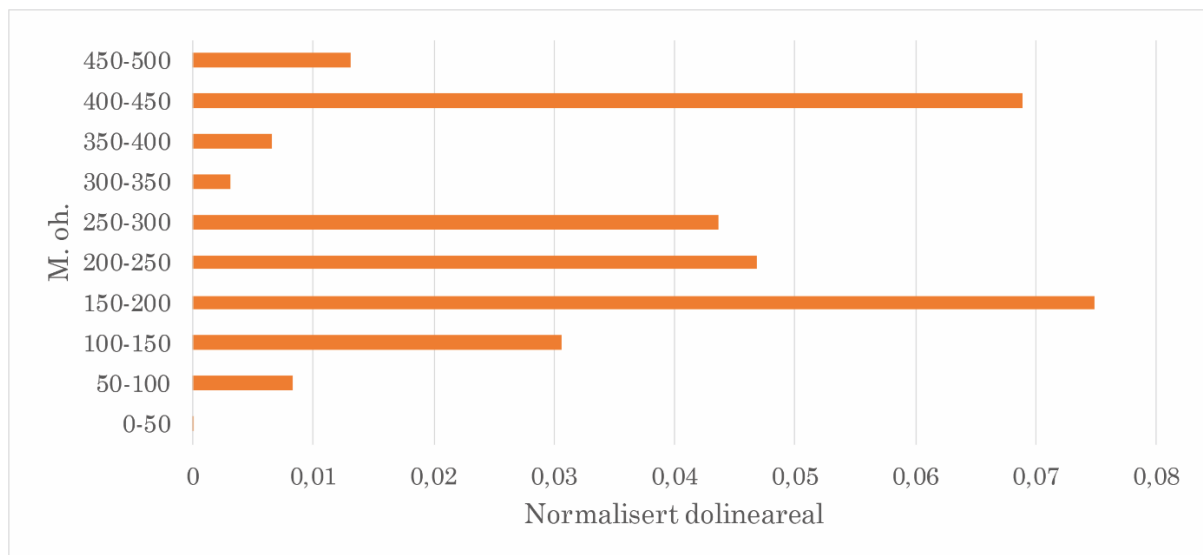
Mefjellmassivet

Overflateareal i området ved Mefjellmassivet er på 44,11km², hvor omtrent 40% (16,8km²) av overflaten utgjør karbonater (kalkspatmarmor). Området strekker seg fra 0 til 500 m o. h., og 50 meters intervaller er valgt til å illustrere statistikken. Et antall på 3132 lukkede forsenkninger er detektert i området, etter rensing. Doliner med dyp på 0 kan mulig være støy og er ekskludert fra presentert resultat. Ekskludering fører til en reduksjon på 26%, og tilsvarer 2331 lukkede forsenkninger.

Figur 5.10 viser dolinetetthet (antall doliner/km² marmoroverflate) per høydemetersintervall. Dolinetetthet har et minimum ved 0-50 m o. h., og et maksimum ved 400-450 m o. h.. Figur 5.11 viser totalt dolineareal normalisert etter marmoroverflate per høydemetersintervall. Dolineareal slår så vidt ut ved 0-50 m o. h., og er nest lavest ved 300-350 m o. h.. Maksimum er synlig ved 150-200 m o. h. og ved 400-450 m o. h.. Diagram over dolinetetthet og normalisert dolineareal viser ingen tydelig korrelasjon.

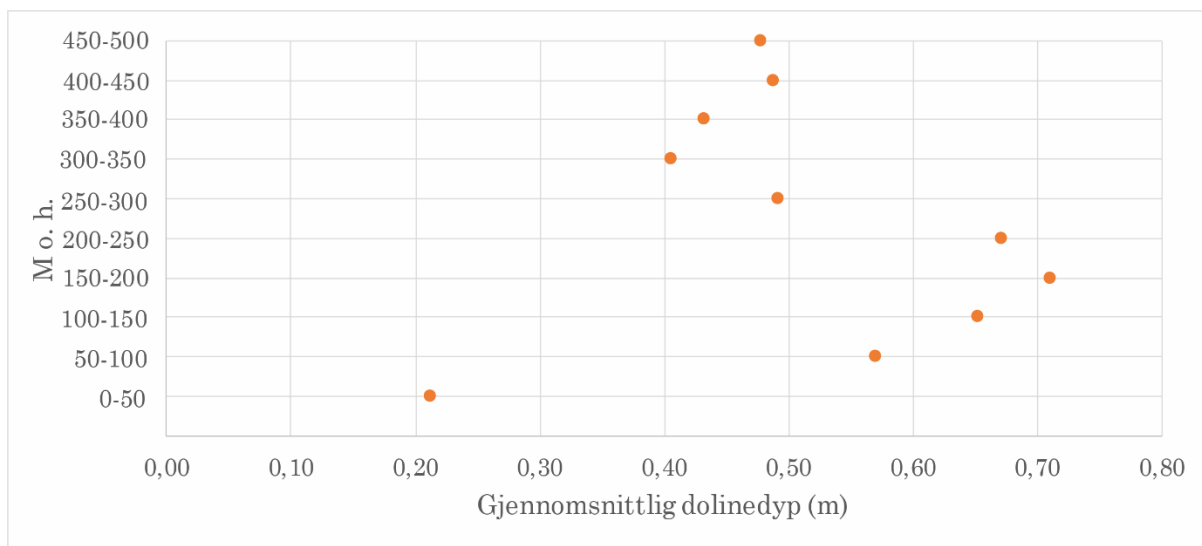


Figur 5.10 Dolinetetthet ved Mefjellmassivet. Diagrammet viser en antydning til økende lineær trend.

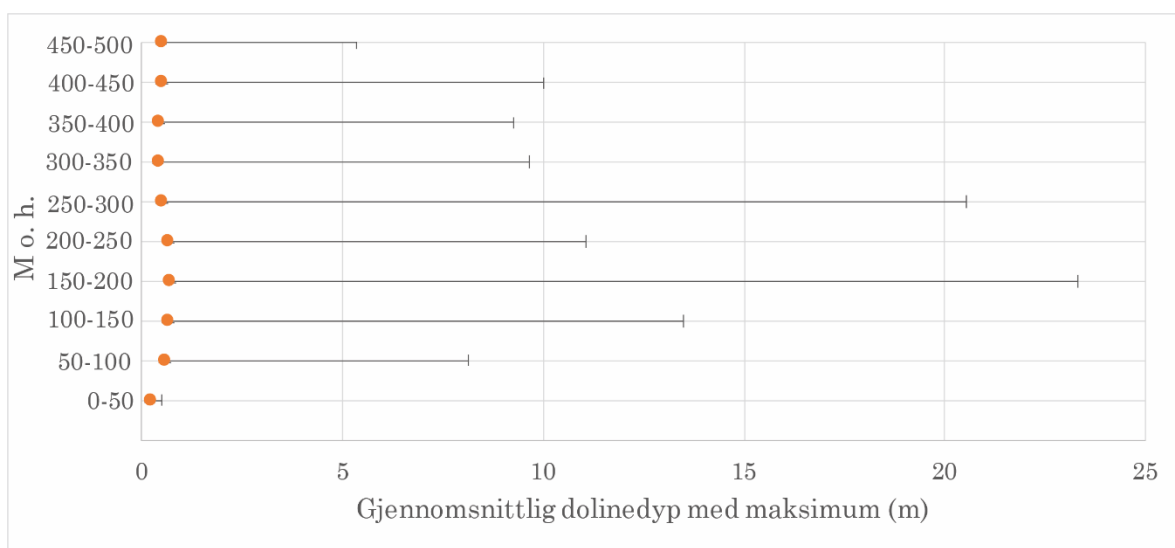


Figur 5.11 Dolineareal (km²) ved Mefjellmassivet er normalisert ved å dividere på areal marmoroverflate (km²). Diagrammet viser ikke en lineær trend og har to maksimumer.

Figur 5.12 viser gjennomsnittlig dolinedyp per høydemetersintervall, og figur 5.13 viser gjennomsnittlig dolinedyp med verdier for største dolinedyp per høydemetersintervall. Fordelingstrend i figur 5.12 korrelerer med fordeling av dolineareal (fig. 5. 11). Ved høydemetersintervall hvor dolineareal er større, er gjennomsnittlig dolinedyp større, og omvendt. Størst dolinedyp ligger ved 150-200 m o. h., det gjør også størst dolineareal. Ved 300-350 m o. h. er dolineareal lavest, men største dolinedyp ved samme høydeintervall er relativt høyt.

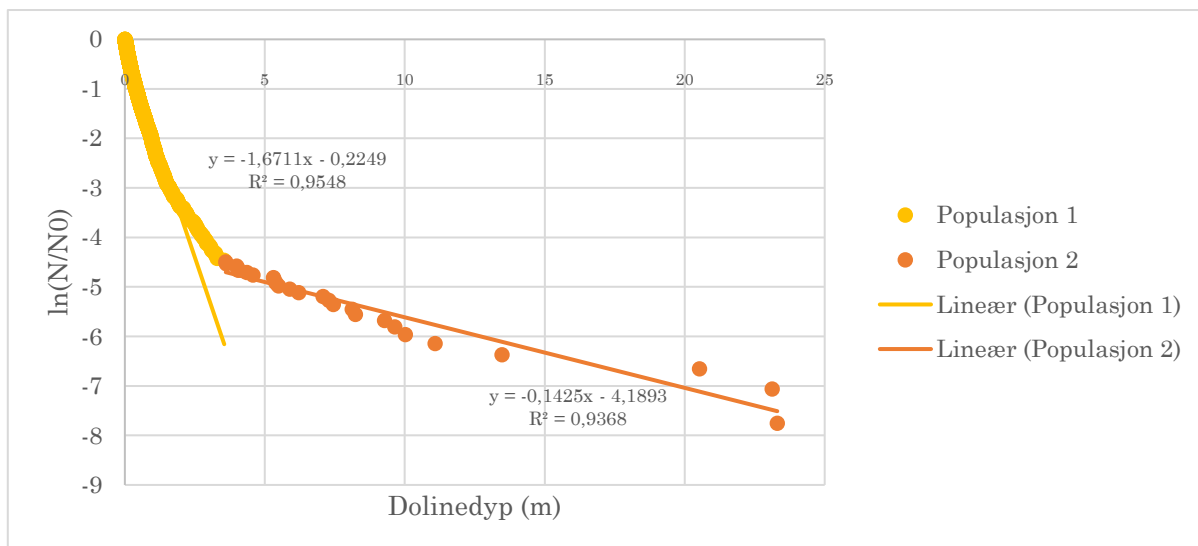


Figur 5.12 Gjennomsnittlig dolinedyp per høydemetersintervall ved Mefjellmassivet.



Figur 5.13 Gjennomsnittlig dolinedyp ved Mefjellmassivet, per høydemetersintervall med verdier for størst dolinedyp.

Figur 5.14 viser dolinedyp plottet mot en dimensjonsløs indeks $\ln(N/N_0)$ (kap.4.4.2). Plottene er delt i to lineære trendlinjer etter øyemål. Dersom alle dolinedyp stammer fra faktiske doliner kan trendlinjene representere to populasjoner doliner. Populasjon 1 består av små og grunne doliner og populasjon to består av store og dype doliner. Trendlinjekoeffisient (K), R^2 og halveringsdyp av populasjoner er oppgitt i tabell 5.3. Halveringsdyp er på 0,4 meter og 4,9 meter. R^2 -verdier for trendlinjene er på over 0,93, og indikerer nokså god sikkerhet ved at hovedparten av punktene faller innenfor trendlinjen.

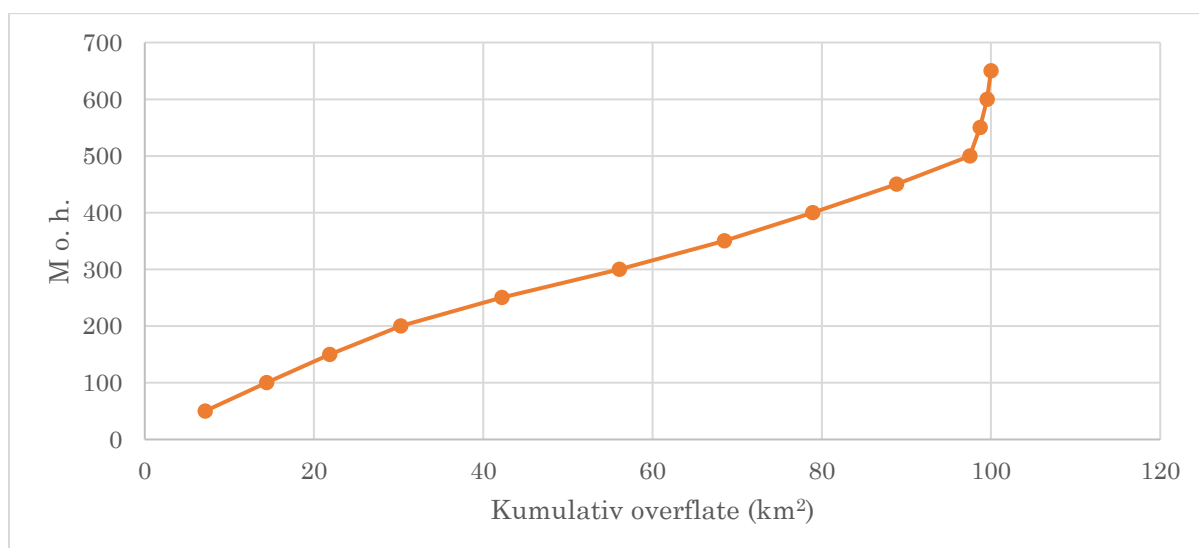


Figur 5.14 Dolinedyp plottet etter $\ln(N/N_0)$ for hele området ved Mefjellmassivet. To trendlinjer er oppført etter øyemål.

Tabell 5.3 Oversikt over dolinedyp, koeffisienter, R^2 og halveringsdyp ($Z_{1/2}$)

Dolinedyp (m)	K (m^{-1})	R^2	$Z_{1/2}$ (m)
0-3,5	1,6711	0,9548	0,4148
3,5-23,3	0,4125	0,9368	4,86

Figur 5.15 viser en hypsometrisk kurve av kumulativ overflate ved Mefjellmassivet. Mesteparten av overflaten er fordelt ved 150-500 m o. h..

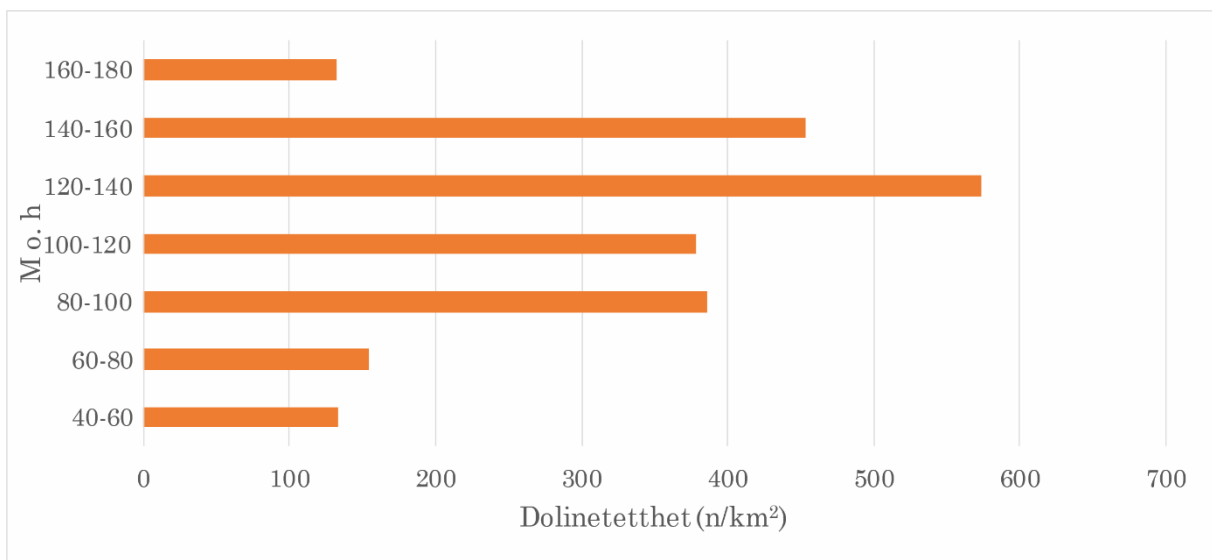


Figur 5.15 Hypsometrisk kurve for overflate av Mefjellmassivet. Kumulativ overfalte (km^2) er plottet mot høydemeter.

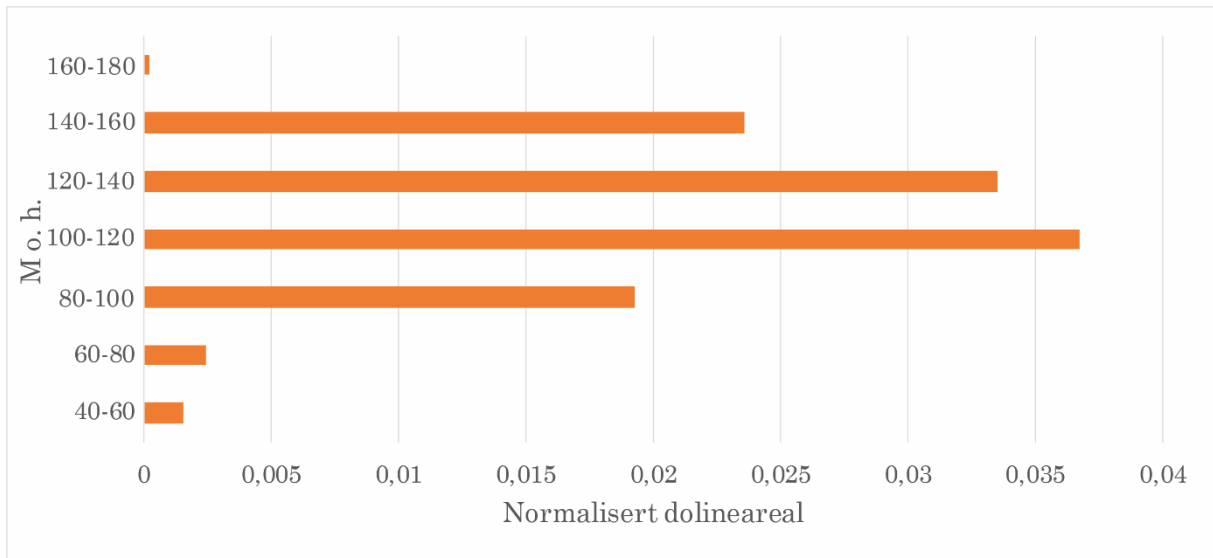
Kontorsletta

Totalt overflateareal av valgt område ved Kontorsletta er på 6,9km², hvor rett over 50% (3,6km²) utgjør kalkspatmarmor og dolomittmarmor. Området strekker seg fra 44 til 180 m o. h., og intervaller på 20 meter er valgt til å illustrere statistikken. Et totalt antall på 2070 doliner er detektert i området etter rensing. Ved å fjerne doliner med dyp på 0 meter reduseres antallet med 39% til 1264 doliner.

Figur 5.16 viser dolinetetthet per høydemetersintervall. Dolinetetthet er størst ved 120-140 m o. h., og minst ved 40-60 m o. h.. Figur 5. 17 viser totalt normalisert dolineareal per høydemetersintervall. Dolinearealet er størst ved 100-120 m o. h., og minst ved 160-180 m o. h.. Korrelasjon mellom grafene er dårlig, i likhet med samme statistikk fra Mefjellmassivet.

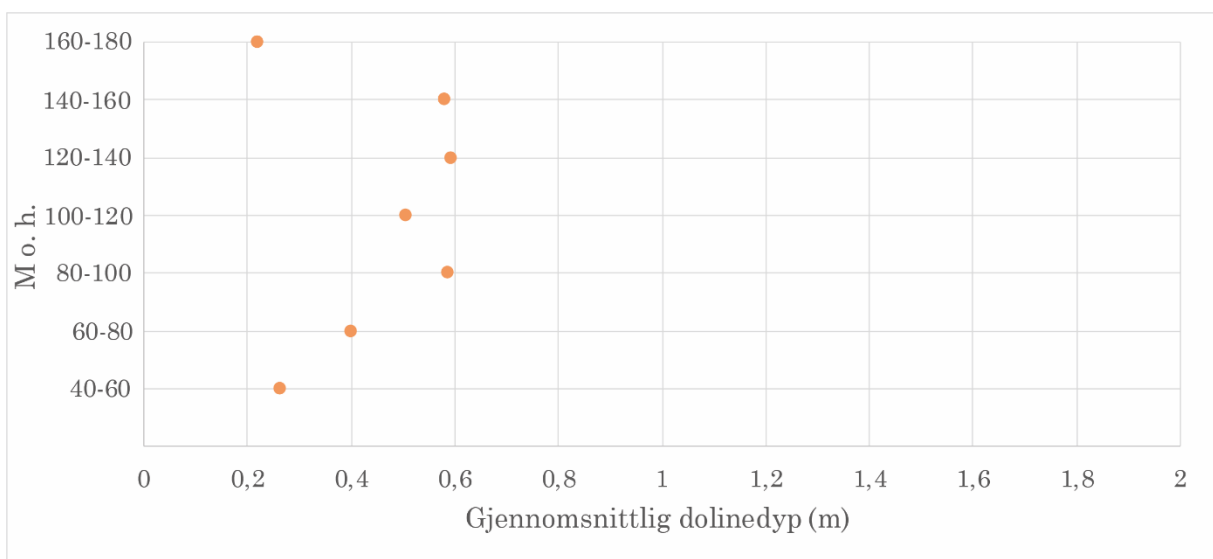


Figur 5.16 Dolinetetthet (n/km² marmor) per høydemetersintervall ved Kontorsletta.

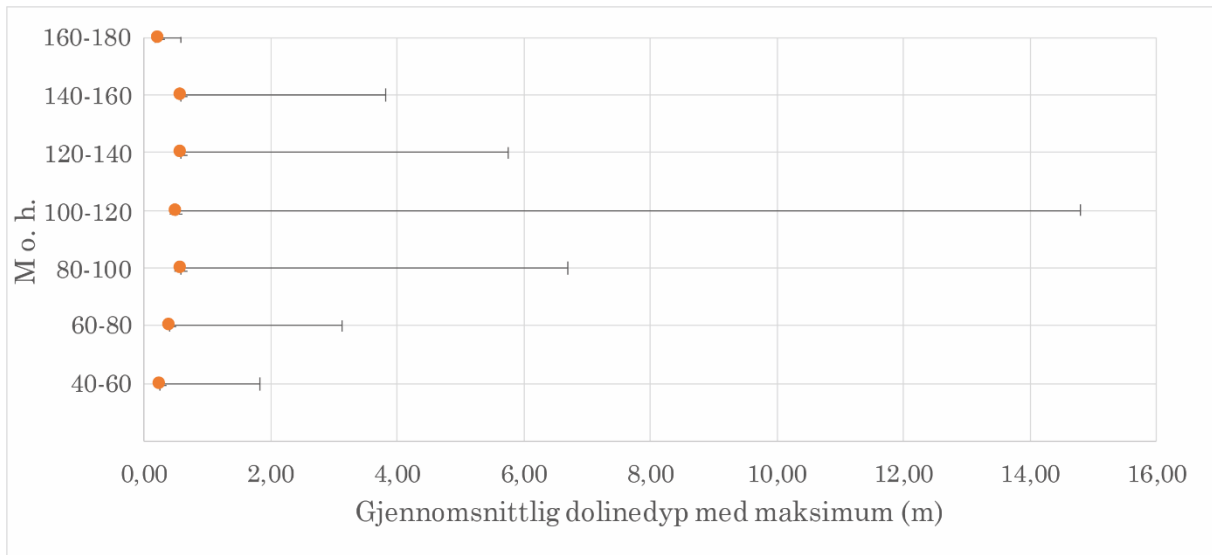


Figur 5.17 Dolineareal (km²) ved Kontorsletta, normalisert etter marmoroverflate (km²) per høydemetersintervall.

Figur 5.18 viser gjennomsnittlig dolinedyp per høydemetersintervall, og figur 5.19 viser gjennomsnittlig dolinedyp med største dolinedyp per høydemetersintervall. Trenden i figur 5.18 korrelerer ikke like godt med dolineareal, som de samme diagrammene for Mefjellmassivet. Ved 100-120 m o. h. er gjennomsnittlig dolinedyp noe grunnere enn for høydemetersintervallene over og under, mens dolinearealet er størst. Dypeste doline ligger også i dette høydemetersintervallet.

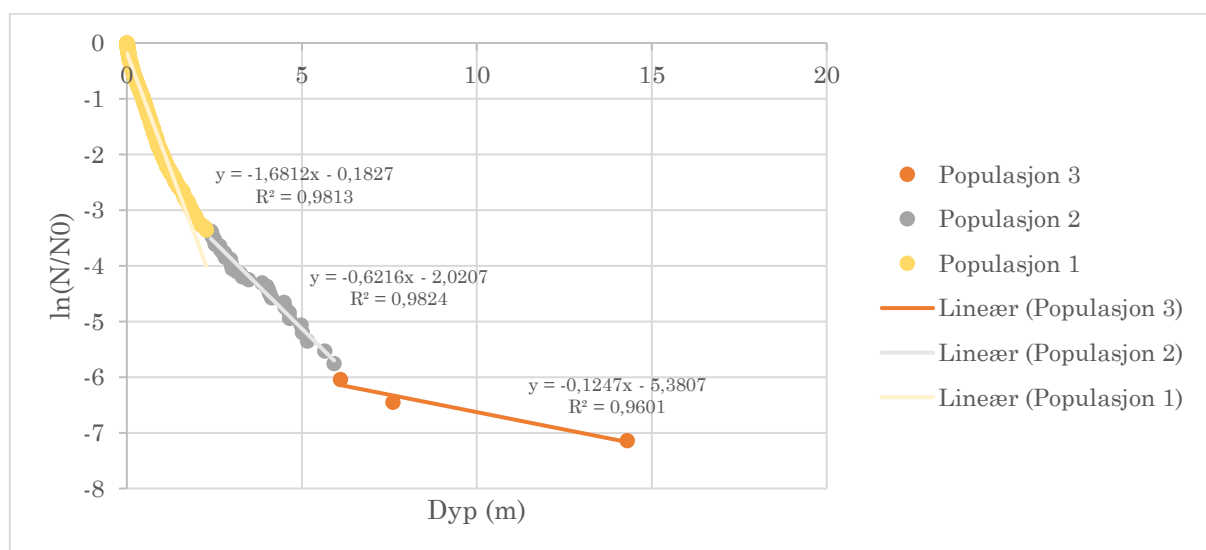


Figur 5.18 Gjennomsnittlig dolinedyp per høydemetersintervall ved Kontorsletta.



Figur 5.19 Gjennomsnittlig dolinedyp per høydemetersintervall med verdier for størst dolinedyp, ved Kontorsletta.

Figur 5.20 viser dolinedyp plottet mot en dimensjonsløs indeks $\ln(N/N_0)$. Plottene er delt i tre lineære trendlinjer etter øyemål. Dette kan indikere tre populasjoner doliner. Koeffisient (K), R^2 og halveringsdyp for populasjonene er oppgitt i tabell 5.4. Halveringsdyp er på 0,4, 1,1 og 5,6 meter. R^2 -verdiene for populasjon 1 og 2 er på over 0,98, og er på over 0,96 for populasjon 3. Dette indikerer nokså god sikkerhet.

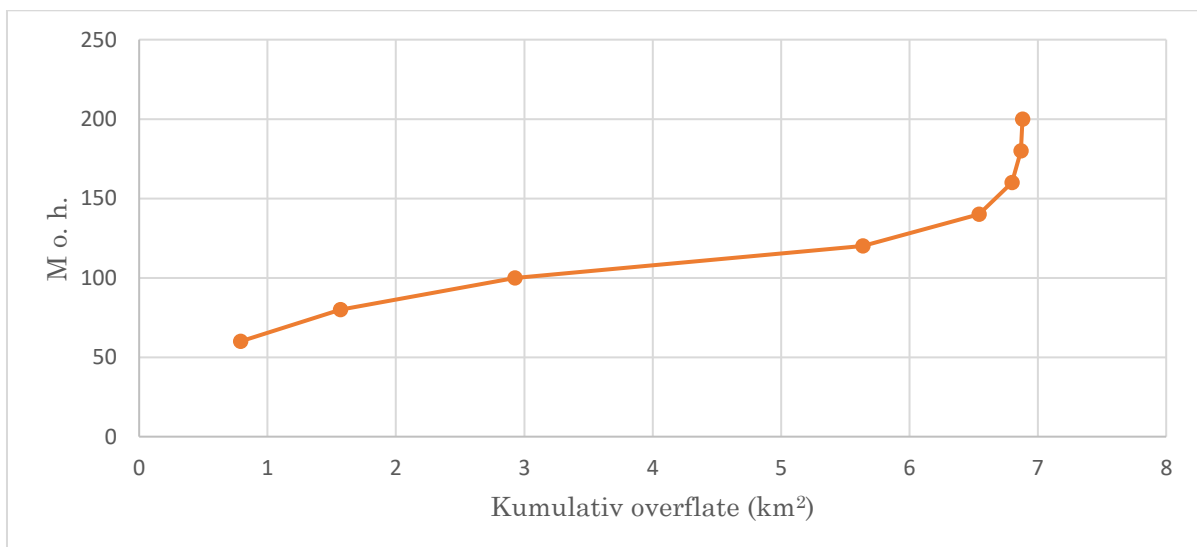


Figur 5.20 Dolinedyp plottet mot $\ln(N/N_0)$ for hele området ved Kontorsletta. Tre trendlinjer er oppført etter øyemål.

Tabell 5.4 Oversikt over dolinedyp, koeffesienter (K), R² og halveringsdyp (Z_{1/2}) ved Kontorsletta.

Dolinedyp (m)	K (m ⁻¹)	R ²	Z _{1/2} (m)
0-2,4	1,6812	0,9813	0,4123
2,4-13,5	0,6216	0,9824	1,1151
13,5-23,5	0,1247	0,9601	5,5586

Figur 5.21 viser en hypsometrisk kurve av kumulativ overflate over området ved Kontorsletta. Overflatefordelingen er størst ved 80-120 m o. h..

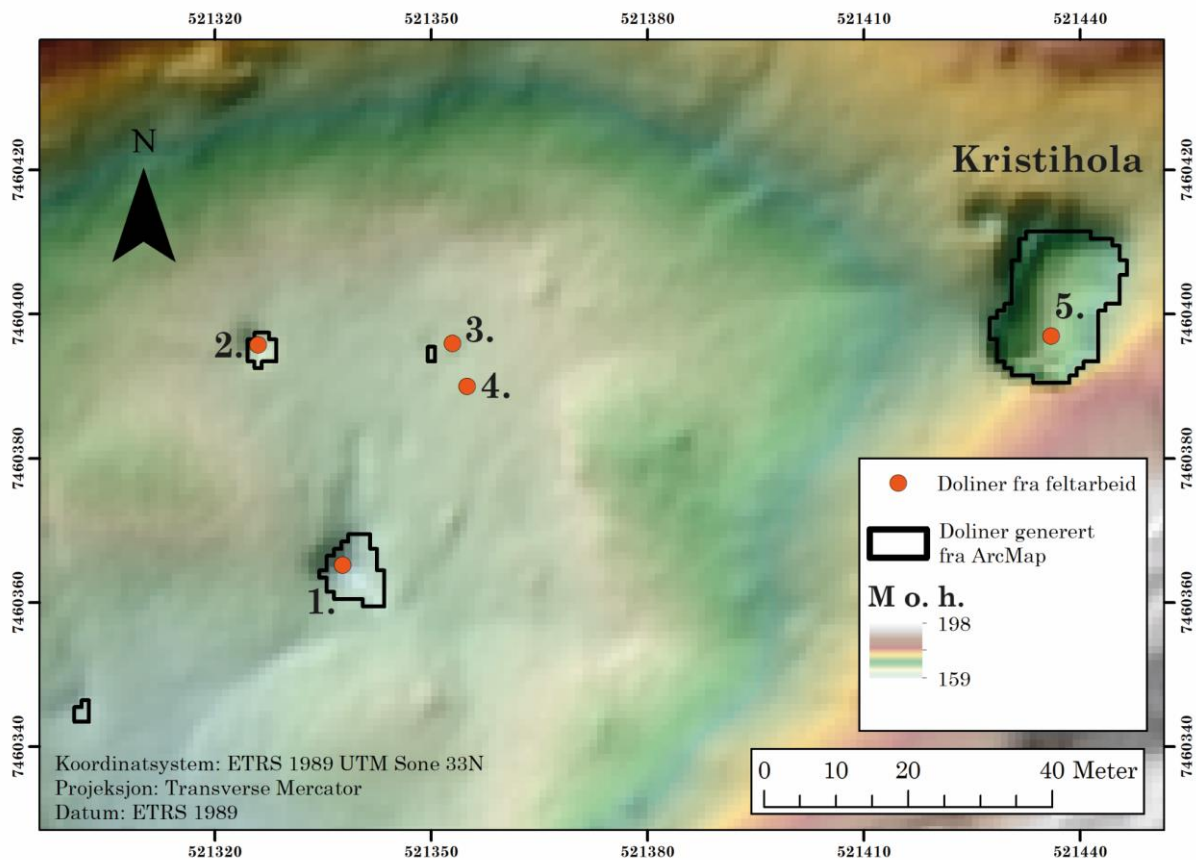


Figur 5.21 Hypsometrisk overflate ved Kontorsletta. Kumulativ overflate er plottet mot høydemeter.

I en tidligere masteroppgave ble en analyse av dolinedyp utført basert på manuelt kartlagte doliner i øvre Plurdalen (Espeland, 2015). Et forsøk på å sammenligne resultat fra manuell kartlegging med automatisk detekterte doliner i ArcMap ble gjort. Høyeste tilgjengelige oppløsning av DTM-data i Plurdalen er på 10 meter. Analysen ble gjennomført, men oppløsningen er for liten til at dolinene blir detektert, og en sammenligning kan ikke gjennomføres før DTM-data av høyere oppløsning er tilgjengelig.

5.3 Feltverifisering

Fem doliner ved Kristihola i Fauske (fig. 5. 4 viser eksakt geografisk plassering) ble kartlagt med GPS og målt for sammenligning med automatisk metode. Koordinater fra feltundersøkelse samsvarer forholdsvis bra med resultat fra automatisk detekterte doliner (fig. 5.22). Potensiell unøyaktig plassering av GPS under måling fører til en mindre forskyvning av koordinater. To små doliner (punkt 3. og 4. i fig. 5.22) er kartlagt nær hverandre fra feltarbeid, men automatisk metode detekter bare en av disse. Arealmaal av dolinene er listet i tabell 5.5. Mål av automatisk detekterte doliner er gjort på polygonomriss. Produsert polygon av Kristihola viser til å være litt mindre enn faktisk forsenkning. Mål på synlig omriss i ArcMap er derfor også inkludert i tabellen for Kristihola (punkt 5.), og samsvarer bra med mål gjort i felt.



Figur 5.22 Doliner kartlagt i felt og doliner funnet fra automatisk metode. Resultat av manuell og automatisk metode korrelerer forholdsvis bra i området ved Kristihola.

Tabell 5.5 Overflatemål på doliner fra automatisk detekterte lukkede forsenkninger og fra feltarbeid. *Målt etter synlig omriss fra skyggerelieff i ArcMap.

Nummer	Polygoner fra ArcMap (m)	Doliner fra feltarbeid (m)
1.	10,4 x 9,2	10,6 x 9,9
2.	4,6 x 5	4 x 5,3
3.	1 x 2	2,1 x 1,5
4.	Ingen data	2,2 x 1,8
5.	20,7 x 11,7 (27 x 18)*	26,6 x 18,1

6 Diskusjon

I dette kapitlet blir presentert resultat oppsummert og diskutert. Suksessen av utviklet metode for å detektere doliner i programvaren ArcGIS diskuteres opp mot resultat og potensielle feilkilder. Statistikk av geomorfometriske dolinetrender diskuteres opp mot regionalgeologi og glasialhistorie for å forklare fordelingen. Til slutt diskuteres muligheten for fremtidig produksjon av aktsomhetskart og fareprediksjonsmodeller i Nordland.

6.1 Evaluering av GIS-basert metode

6.1.1 Kvalitet av datasett

Nøyaktighet av anvendte datasett påvirker suksessen av GIS-basert metode for å definere aktsomhetsområder og detektere doliner. I dette delkapitlet diskuteres kvalitet av samtlige datasett. Spesifikk produktinformasjon for hvert datasett er oppført i vedlegg B.

Rasterdata (DTM)

Selve deteksjonen av lukkede forsenkninger er basert på DTM-datasett. Datasettene består av grid av celler hvor hver celle er tildelt en unik høydeverdi (m o. h.). Cellestørrelsen utgjør et unikt areal som avhenger av datasettets oppløsning. For hvert celleareal tildeles kun én høydeverdi. Dersom DTM-filen har en oppløsning på 10x10 meter, vil hele cellearealet tildeles samme høydeverdi, selv om det i virkeligheten er mer sannsynlig at det ikke er konstant innenfor hele arealet. Anvendte DTM er av typen høyoppløselig LiDAR-data hvor hver celle utgjør 1x1 meter. Nøyaktigheten av datagrunnlaget er derfor nokså stor, og bidrar til høy sikkerhet i slakere terreng, og størst unøyaktighet i bratt terreng. DTM-data viser landoverflaten i god oppløsning, og viser ikke vegetasjon og infrastruktur. Dette gjør omfattende undersøkelser av terrengforhold og

geomorfologi under vegetasjon mulig, som er vanskelig å observere i felt og gjennom ortofoto.

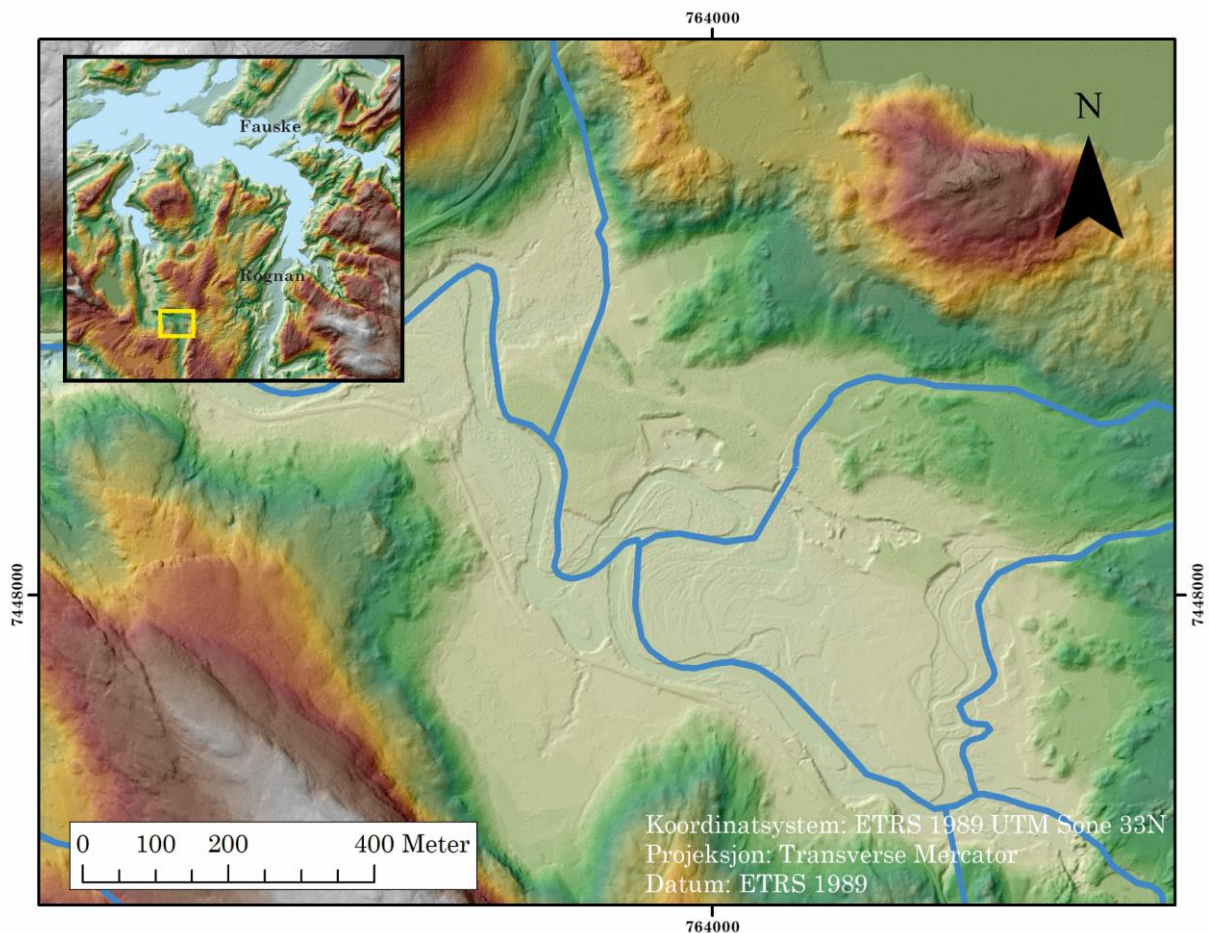
Vektordata (shapefiler)

Shapefiler (av punkter, linjer og/eller polygoner) er brukt for å renske lukkede forsenkninger til å gjelde kun doliner, samt til å identifisere aktsomhetsområder. Datasettene «Berggrunn N50» og «Løsmasse N50» er generert fra tradisjonell kartlegging med målestokk 1: 50 000. Bruk av gitt målestokk gjør det mulig å kartlegge store områder på kortere tid enn mer detaljert kartlegging. Målestokken er tilstrekkelig for flere formål som for eksempel kommunal planlegging, og kan med tanke på ressursbruken foretrekkes i noen tilfeller. Usikkerhet i NGUs datasett er ikke oppgitt, men kartverkets topografiske hovedkartserie i samme målestokk refererer til en usikkerhet på $\pm 10-15$ meter, avhengig av tema (Kartverket, 2019a). Jordfallshullet som oppstod i Finneidfjord ligger omtrent 17 meter fra grensen av kartlagt kalkspatmarmor (fig. 5.3), og indikerer derfor at usikkerheten må ligge på over 17 meter. Befaring ved Finneidfjord etter jordfallshullet har også bekreftet at bergartsgrensene er unøyaktige (Lauritzen, 2013). Kartlegging er basert på interpolering av målte bergartsenheter, relatert til målinger av bergmassens strøk og fall. Feiltolkning av bergartsgrenser er derfor alltid en stor mulighet. For denne studiens formål for å identifisere områder som kan være utsatt for dannelse av jordfallshull, er anvendt målestokk utilstrekkelig, og kan føre til store konsekvenser for farevurderinger. Dette gjelder også alle andre typer geofareevalueringer.

Løsmasser klassifiseres som ulike jordarter på bakgrunn av genese, unntaksvis for forvittringsmateriale og torv-og myr (Jørgensen et al., 1997). Agensprosessenes ulike kompetanse og transportmekanisme fører til avsetninger med ulike sedimentære egenskaper. Datasettet «Løsmasser N50» viser kun hvilken jordart som dominerer i øverste meter av terrengoverflaten. Utvikling av jordfallshull er avhengig av tildekning av kohesive løsmasser (eks. leirrike), og siden løsmassenes grad av kohesivitet er uvisst lengre ned i jordprofilen blir det vanskelig å definere fareområder ut fra tilgjengelig datasett. Vanlige suffosjonsdoliner kan derimot utvikles i ukohesive sedimenter, og kan også føre til skade på infrastruktur.

Produserte polygoner av aktsomhetsområder vil derfor fremdeles indikere områder hvor nærmere undersøkelser er nødvendig.

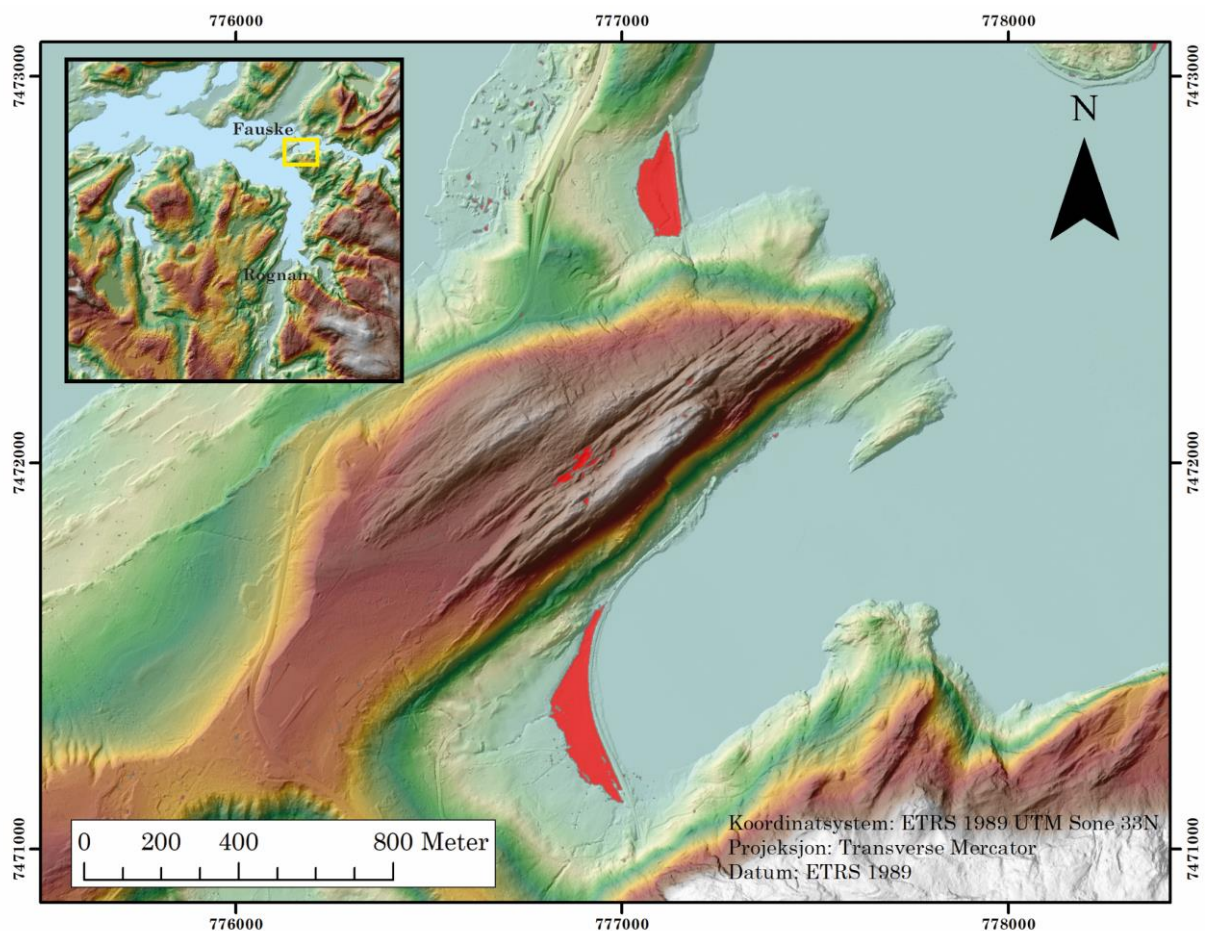
Shapefiler av elver, innsjøer, veier, jernbane og arealbruk som brukes for å rense polygoner av lukkede forsenkninger inneholder også mulige feilkilder. Elvenettverket, som er gjengitt av linjer på grunnlag av N50 kartdata fra kartverket (NVE, 2019b), utøver en spesielt stor feilkilde. Fra skyggerelieffkart kan elveorden av lavere grad observeres til å være særdeles unøyaktige (fig 6.1). En mulig forklaring kan være at små elver har endret elveløp i tiden etter kartlegging.



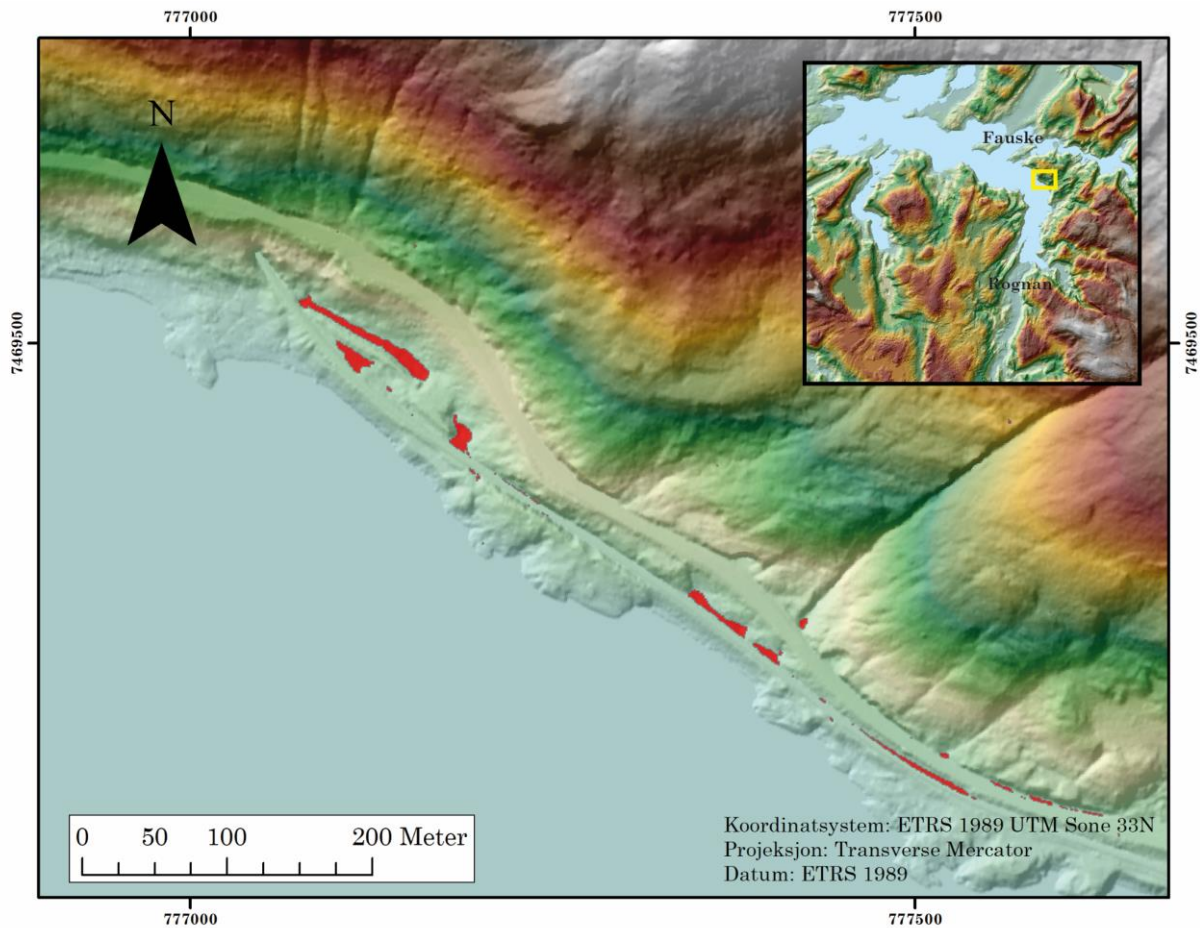
Figur 6.1 Eksempel på kartlagte elver av elveorden 2 og 3. Det er tydelig at linjene korrelerer dårlig med faktisk elvebeliggenhet ut fra skyggerelieffet. Elvene kan ha endret løp i tiden etter kartlegging. Kartutsnittet er lokalisert vest for Rognan (gul boks).

6.1.2 Kriterier for rensing av data

En del av de automatisk detekterte lukkede forsenkningene har former som gjør det er usannsynlig at de er av karstopphav. Forsenkningene kan være antropogene eller stamme fra andre naturlige prosesser. Rensing av rådata etter produksjon av lukkede forsenkningspolygoner følger flere utvalgte kriterier (kap. 4.3). Noen av polygonene kan for eksempel representere dødisgroper som blir vanskelig å fjerne med GIS-kriterier, og krever mulig manuell fjerning assistert med geomorfologisk ekspertise. Etter observasjon av skyggerelieffkart er det tydelig at flere lukkede forsenkninger er antropogene, produsert som en konsekvens etter utbygging av infrastruktur (fig. 6.2 og 6.3). Kriteriet for å fjerne disse fra polygonfilen er basert på kartobservasjon for å finne gjennomsnittlig avstand fra gitt infrastruktur, og introduserer unøyaktigheter og fører til fjerning av potensielle faktiske doliner.

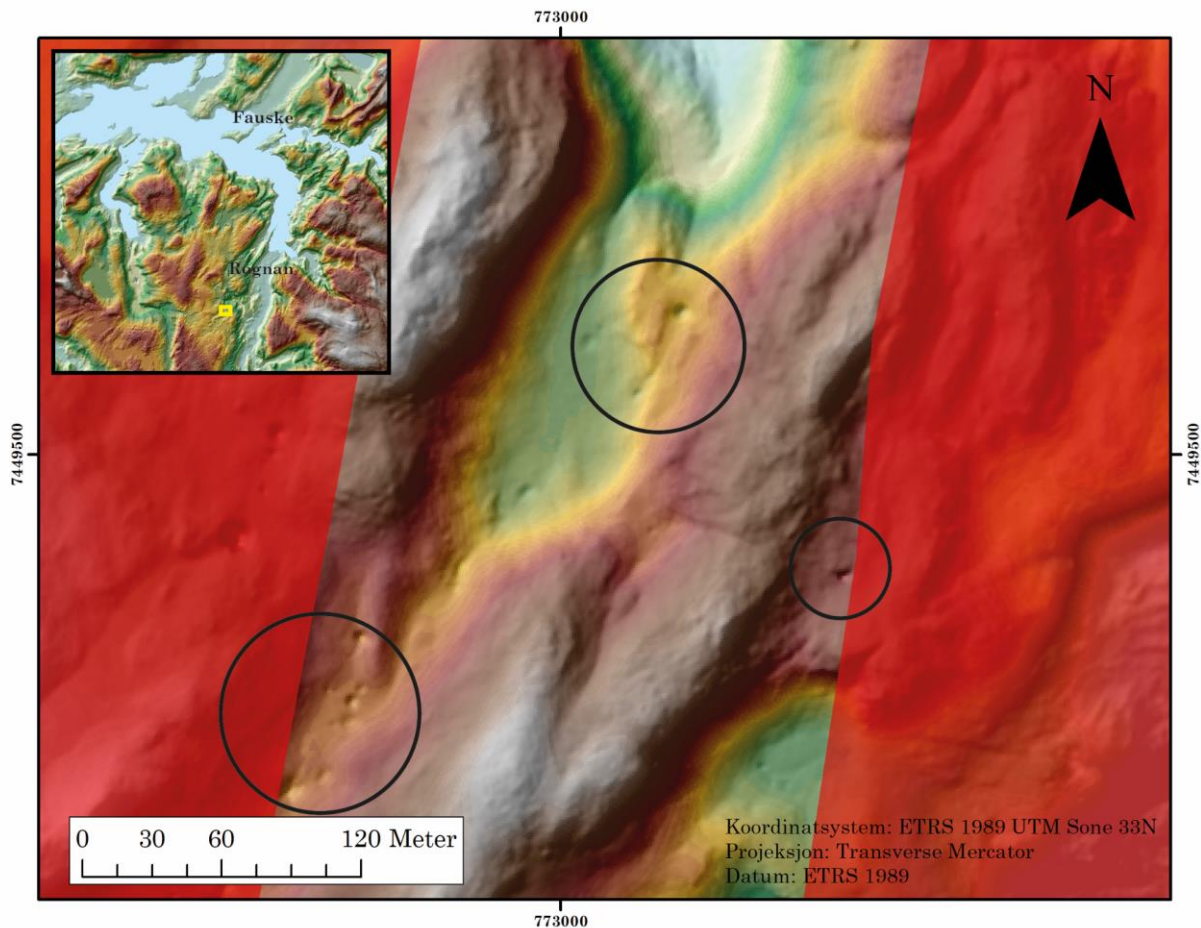


Figur 6.2 Antropogene forsenkninger av store dimensjoner øst for Fauske. Lokalisert ved jernbanestrekning sørvest for Nedrevatnet (gul boks).



Figur 6.3 Antropogene forsenkninger av mindre dimensjoner langs E6 og jernbanestrekning ved Setså i Saltdal kommune (gul boks).

Shapefilen med innsjøer kan være mangelfull fordi det er usikkert om alle mindre eksisterende innsjøer er kartlagt. Kriteriet av størst elementær betydning er å kun beholde forsenkninger som ligger innenfor polygoner av karbonater. På bakgrunn av tidligere diskutert unøyaktighet i gitt shapefil, vil dette kunne fjerne potensielle doliner (fig. 6.4). En måte å forbedre dette på er å utvide avstand fra karbonatpolygoner for å beholde doliner som ligger utenfor kartlagte grenser. Det er derimot vanskelig å vite hvor stor denne avstanden bør være, og det kan resultere i å beholde lukkede forsenkninger av annet opphav enn karst i shapefilen av doliner.



Figur 6.4 Overflateformer som ligner doliner utenfor kartlagte marmorgrenser nordvest for Rognan (gul boks). Dersom de lukkede forsenkningene er doliner, utgjør det en stor feilkilde i rensing av rådata.

6.1.3 Sammenligning med manuell kartlegging

Detekteringsteknikken av typen «*fill-difference*» er også anvendt i andre arbeid for kartlegging av doliner (Doctor og Young, 2013, Zhu et al., 2014, Zumpano et al., 2019, Wall et al., 2017). Resultatkapittelet presenterer hovedfunn fra automatisk metode, landkartmetode og feltobservasjoner. Metodene har blitt sammenlignet ved å gjøre overlappingsanalyser i ArcMap.

Fra tradisjonelt landkart ved Kontorsletta ble det observert 101 lukkede forsenkninger, mens det fra automatisk metode ble detektert 410 lukkede forsenkninger. Bruk av LiDAR DTM som *input* resulterte i fire ganger så mange elementer som ved tradisjonell kartlegging. Samme firedobling fra automatisk metode i forhold til tradisjonell kartlegging er også tilfellet i andre studier som har

anvendt LiDAR DTM for å detektere doliner i USA og Italia (Rahimi og Alexander Jr, 2013, Zhu et al., 2014, Wall et al., 2017, Zumpano et al., 2019). I studiene ble automatisk detekterte lukkede forsengkninger sammenlignet med manuelt kartlagte doliner, mens det i denne studien ble sammenlignet med alle typer lukkede forsengkninger fra landkart. Forholdet er likevel det samme. Firedobling i automatisk metode indikerer at det er vanskeligere å indentifisere alle lukkede forsengkninger i et område gjennom manuell kartlegging. Det er noen ulikheter i databasene fra resultatet, og forsengkninger fra tradisjonell kartlegging overlapper bare med 50% av automatisk detekterte lukkede forsengkninger. Resultatet indikerer at noen forsengkninger ikke detekteres fra DTM-data. Samtidig ble ikke 88% av automatisk detekterte forsengkninger funnet gjennom manuell kartlegging, og indikerer mer overordnet nøyaktighet.

I Zumpano et al. (2019) vektlegges en tilnærming basert på tidsrekkeanalyse (fra engelsk: «Multi-temporal») for kartlegging av doliner. Statistiske tidsrekker er data i tid, der det er en eller annen form for avhengighet mellom det som skjer på et tidspunkt og det som skjer i det neste. Dersom tidsavhengighet ikke tas hensyn til vil involverte usikkerheter ofte undervurderes, og føre til at resultatet ikke er til å stole på. Fra observasjon av tilgjengelige flyfoto og ortofoto over 8 år ble det identifisert en lukket forsenkning som gradvis ble fylt igjen av antropogent eller naturlig materiale. Dette førte til at verken automatisk eller tradisjonell kartlegging detekterte dolinen (Zumpano et al., 2019). Tidligere studier (Zhu et al., 2014, Wu et al., 2016) demonstrerer at dolinemorfologi kan endres raskt av naturlige eller antropogene årsaker, og at doliner derfor er høyt dynamiske. Tidsrekkeanalyse er følgelig nødvendig som en konsekvens av dette. Galve et al. (2011) vektlegger også nødvendigheten ettersom grunnlaget for å utvikle fareprediksjonsmodeller er avhengig av informasjon om størrelse ved utviklingstid, og når dolinene har oppstått.

Forsenkningpolygoner fra automatisk metode samsvarer godt med observasjoner gjort i felt ved Kristihola i Fauske (fig. 5.22), med noen mindre ulikheter. I Zumpano et al. (2019) produserer dolinepolygoner generert fra LiDAR-data et større areal enn hva som er kartlagt manuelt. Etter observasjon av

skyggerelieffkart er det tydelig at størst polygon ved Kristihola utgjør et mindre areal enn det som ble målt i felt. Dette kan være ett av få tilfeller hvor automatisk metode ikke overdriver areal, ettersom Zumpano et al. (2019) anvender lignende metode og kommer frem til at flertallet av automatisk detekterte forsenkninger er større enn manuelt kartlagte doliner.

En mindre andel forsenkningspolygoner fra GIS-basert metode kan representere støy eller andre uønskede former, men utgjør fremdeles omriss av lukkede forsenkninger. I figur 5.9 illustreres det at automatisk metode detekterer tydelige doliner som ikke er kartlagt i landkart. Dette kan ha to årsaker; forsenkningene kan være vanskelige å observere grunnet tett vegetasjon, eller noen av dem er jordfallshull utviklet etter produksjon av landkartet. Et (totalt) uvisst antall lukkede forsenkninger som er synlige i skyggerelieffkart er heller ikke detektert med automatisk metode. Årsaken til dette kan mulig begrunnes med at forsenkningene er av dimensjoner som er for små til å bli detektert med DTM-data med 1 meters oppløsning. LiDAR-data med 0,25 meters oppløsning kan sannsynligvis detektere veldig små doliner, men firedoblet oppløsning kan potensielt produsere enda flere polygoner av støy som kan være vanskelige å fjerne uten riktige kriterier.

Mindre doliner inni større lukkede forsenkninger detekteres ikke ved bruk av anvendt metode. Dolinene kan observeres fra skyggerelieffkart (fig. 5.6 og 5.7), og må mulig kartlegges manuelt i ArcMap dersom metoden ikke kan forbedres i programvaren. Dette introduserer en systematisk feilkilde for analyse av dolinefordeling.

Sammenligning av automatisk metode med manuell kartlegging og feltobservasjoner viser store ulikheter i antall kartlagte doliner. Automatisk metode resulterer i høyest antall doliner, men dette kan ikke på egenhånd bestemme metodens suksess. Flere overflateformer må fjernes basert på ulike kriterier for å kunne resultere i en shapefil bestående av kun doliner. Dette viser seg til å være mer komplisert enn først antatt. Areal virker til å være en bedre indikator for dolineomfang enn antall, da mindre doliner inni større forsenkninger ikke detekteres.

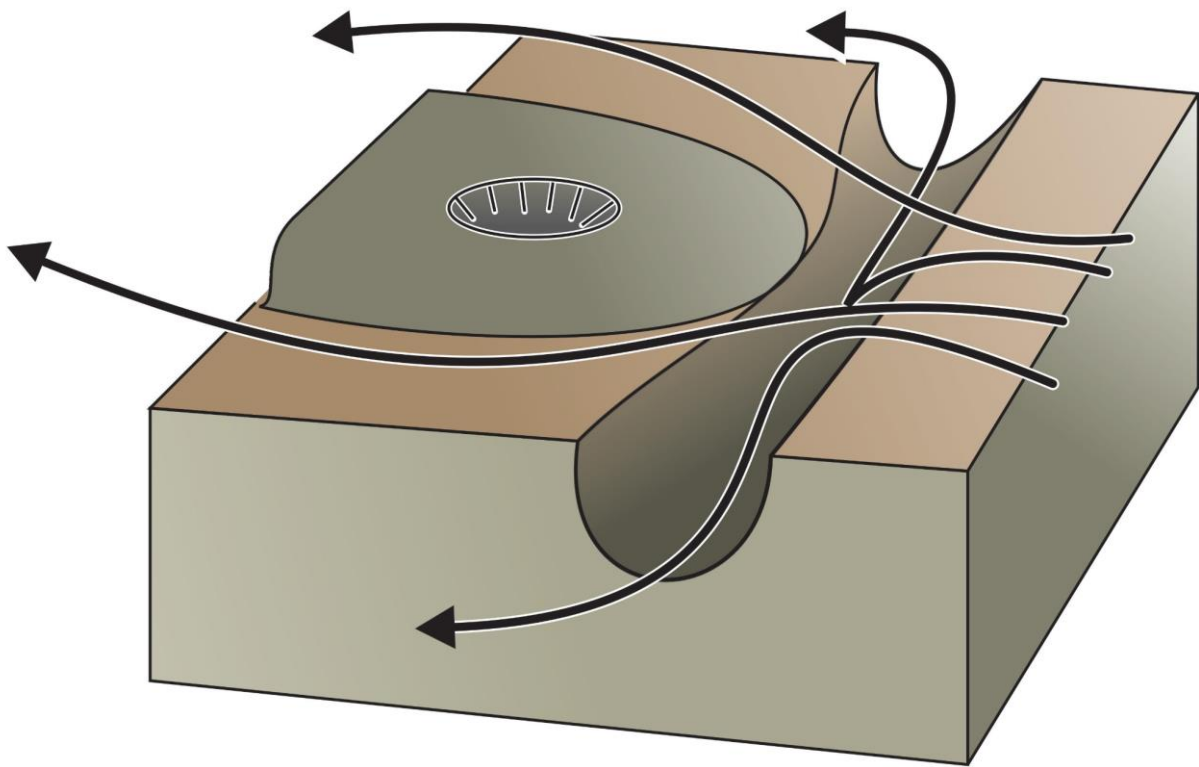
Høy oppløsning er viktig for suksessen av en GIS-basert detekteringsmetode, men den må kombineres med geomorfologisk ekspertise og feltverifisering. Et av formålene for metoden er å bygge opp en database som kan brukes til å utvikle prediksjonsmodeller for jordfallshull, og produsere aktsomhetskart. I England, blant andre land, utvikles det databaser for overflatekarstformer som har som formål å sette grunnlag for en vellykket ingeniørtlønning i karstområder (Farrant og Cooper, 2008). En GIS-basert metode for utvikling av en slik database har som største fordel å øke effektivitet og redusere ressursbruk. Et større problem er at doliner er høyt dynamiske og kan endres raskt over kort tid. Dette fører til økt kompleksitet for kartlegging av nye doliner for videre bruk til utviklingsprediksjoner.

6.2 Morfometrisk tolkning av doliner

Regional tektonisk historie, glacialhistorie og geomorfologi er faktorer som påvirker dolinefordeling i Nordland, og resten av verden. I følge Sauro (2013) omhandler kun rundt 20% av artikler fra karstvitenskapen overflateformer. Et fåtall av artiklene forsøker å gjøre helomfattende studier av total ansamling karstformer innen et regionalt område. Flertallet av artiklene er relatert til spesifikke enkeltstudier, og tar ikke for seg regional geomorfologi i karstområdet. I dette delkapittelet forsøkes resultat fra dolinestatistikk å diskuteres opp mot regional geomorfologi og glacialhistorie. Statistikk av rensede lukkede forsøkninger diskuteres med den antagelse at alle polygoner representerer doliner, da det kan argumenteres for at de etter rensing er nærmere sannheten. Innledningsvis i dette kapittelet presenteres relevant bakgrunnsinformasjon som er brukt i tolkning og diskusjon av dolinefordeling.

Glasiere erosjonsprosesser fjerner ofte grunne karstformer, slik det er kjent fra Canada og Nord-Europa (Ford, 1987). Epikarst med overflateformer utviklet i interglasiere eroderes bort i etterfølgende glacial. Siste istid vil derfor ha fjernet hovedbestanddelen av epikarst i områder hvor breerosjonen har vært konsentrert. I høyereliggende «paleiske» platå kan det tenkes at iserosjon har hatt lite

påvirkningskraft. Dette kan blant annet begrunnes med at innlandsisen ikke lå langt ut fra Nordland ved LGM (fig. 2.4). Isen har sannsynligvis vært tynn ved høyereliggende platå, og hatt lite erosiv kraft. Hovedstrøm av is kan også ha blitt ledet utenom platå på lesiden av store glasiøle daler (fig. 6.5), og resultere i stagnert og kaldbasert is på platå (Lauritzen, 2010, Lauritzen og Skoglund, 2013). I tillegg virker iserosjon av store karstformer med høy skjærstyrke til å være ineffektivt for fjerning av doliner som er en meter eller dypere under generell base for epikarstsonen (Ford, 1987).



Figur 6.5 Dype glasiøle daler kan lede isstrømmer bort fra høytliggende platå og redusere breerosjon ved platået. Figur fra Lauritzen (2010).

Dolinstørrelse er relatert til hvor lenge og hvor intens karstifisering i gitt området har vært (Lauritzen, 2005). Dersom en varmbasert isbre glir over en karstoverflate med tilstrekkelige sprekkesystemer, kan sprekkesystemene overta subglasiøle drenering og redusere basal glidning (Lauritzen, 1996). Isbreer kan dermed fryse fast til karstoverflaten og resultere i plukking fremfor abrasjon. Former av mindre dimensjoner kan deretter modifiseres av isbreprosesser, men dersom formenes

skjærstyrke er tilstrekkelig nok vil isbevegelse foregå langs deformasjonssoner i isen fremfor på karstoverflaten. Store doliner kan dermed fylles med stagnert is og preservere dem fremfor å fjerne eller endre dem. Lauritzen (1996) bruker disse resonnementene til å forklare flere preserverte megaformer av karst i Norge, som har en størrelse og alder så stor at de ikke kan være dannet i løpet av postglasial tid. Mindre overflateformer fjernes derfor ofte i glasialer, mens store kan bevares eller bli ismodifisert (Ford, 1987).

Områder utsatt for flere glasiasjoner kan utvikle ulike forhold mellom overflatekarstformer og glasiale prosesser (Ford, 1987). Plassering og dimensjon av postglasiale overflateformer har lite tilknytning til tidligere glasiale prosesser, mens plassering og gjenkjennelige deler av morfologi og dimensjoner av preglasiale overflateformer er bestemt av arvede glasiale trekk (Ford, 1987).

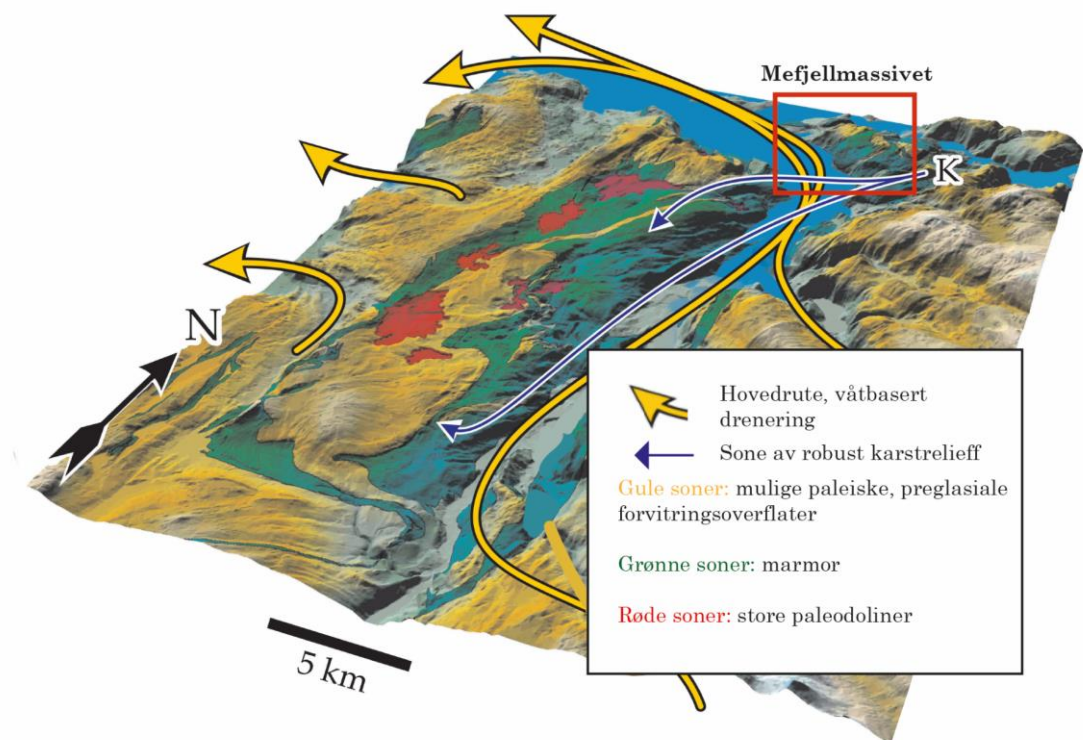
Norges største karstforsenkninger er lokalisert på «paleiske», sannsynligvis preglasiale landformer (Gjessing, 1966). Mindre, men fremdeles store doliner i Nordland viser en foretrukket konsentrasjon ved høye platå, fremfor dypere i glasiale daler (Lauritzen, 1996). Dette korresponderer med det faktum at dannelse av store oppløsningsformer krever lengre tid enn postglasialt tidsforløp for å utvikles, og vil derfor forventes å eksistere i områder hvor glasiale erosjonsrater har vært ved et minimum (Lauritzen, 1996).

6.2.1 Topografisk fordeling av doliner

Resultat av dolinetrender ved fokusområdene er styrt av internt relieff i områdene. Ved Kontorsletta strekker området seg fra 40-180 m o. h., en rekkevidde på 120 meter, og er relativt flatt. Ved Mefjellmassivet strekker området seg fra 0-500 m o. h., en rekkevidde på 500 meter, og har et intermediært relieff. Tolkning og diskusjon av mulig forklaring av fordeling presenteres først grundig for Mefjellmassivet, på bakgrunn av større variasjon i relieff og areal, og introduseres deretter for Kontorsletta før områdenes statistikk sammenlignes.

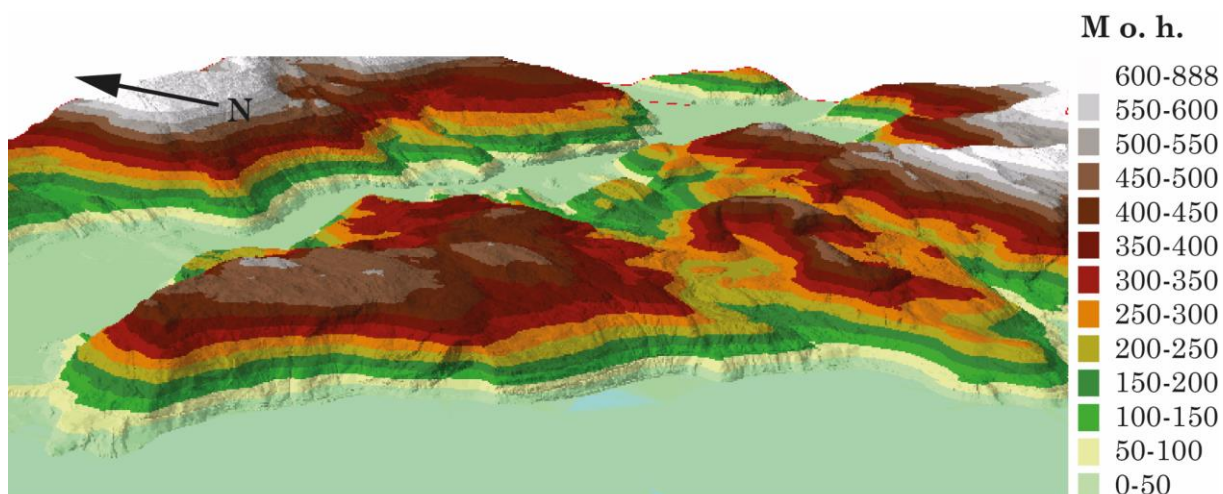
Mefjellmassivet

Mefjellmassivets høyeste områder er tolket til å være et mulig preglasialt, paleisk platå (Lauritzen og Skoglund, 2013). Figur 6.6 illustrerer potensielle paleiske overflater, marmor, og hovedretning av våtbasert drenering i Saltdalsområdet under deglasiasjonen etter siste istid.



Figur 6.6 Mulige paleiske, preglasiale forvitningsformer i Saltdalsområdet. Modifisert fra Skoglund og Lauritzen (2013).

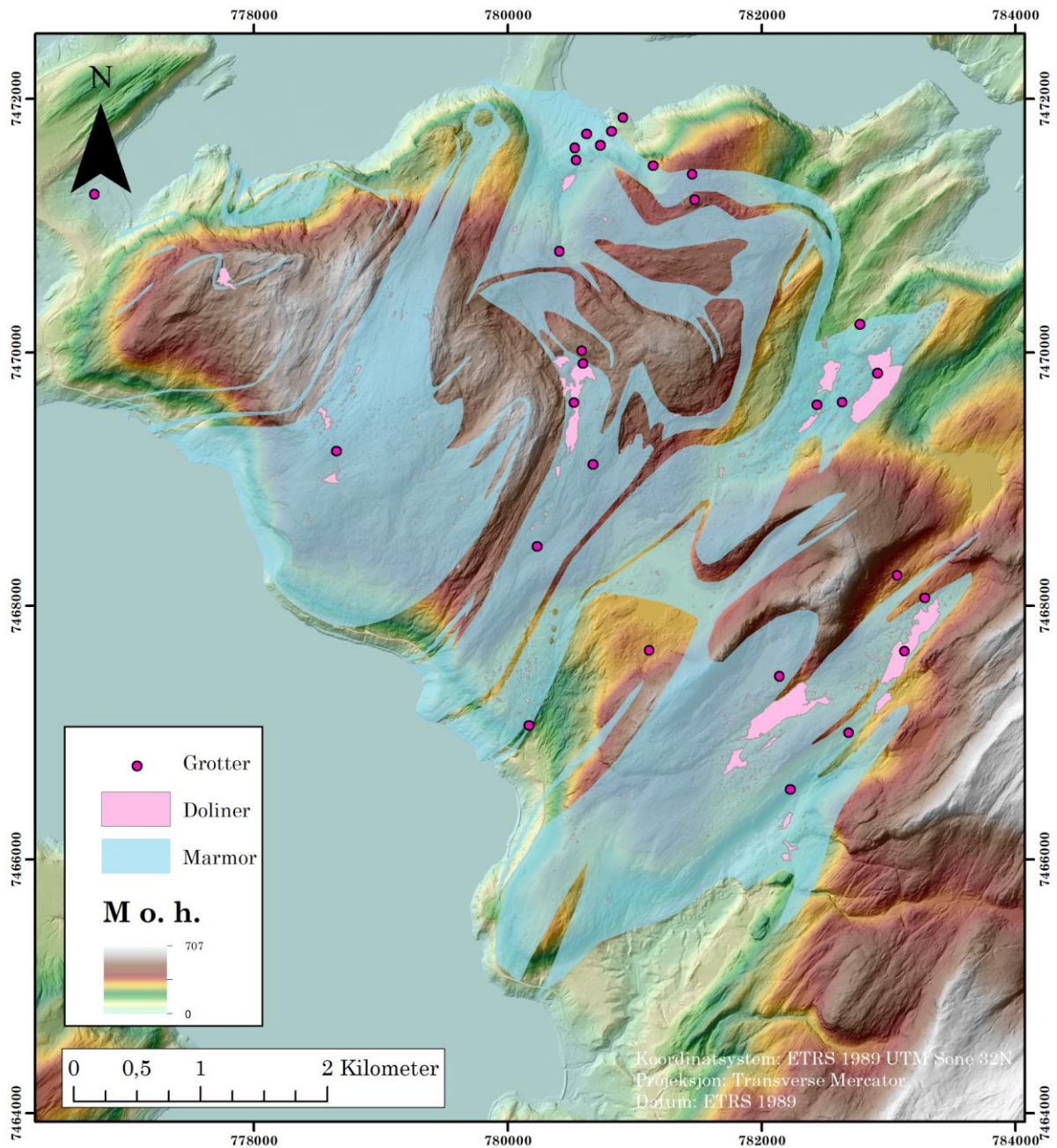
Dolinetetthet ved Mefjellmassivet viser et økende minimum fra fra 0 – 150 m o. h. (fig. 5.10). Dette kan forklares ved at marin grense i området ligger på ca. 120 m o. h.. Områder under MG kan ha blitt tildekket med fjordavsetninger, i tillegg til at utviklingstid for nye doliner er redusert i forhold til høyereliggende områder. Økning av dolinetetthet fra 150-250 m o. h. kan forklares ved at dolinene ligger i en flat dalbunn (fig. 6.7), da dolinedannelse er mer effektiv ved slake terreng (Sauro, 2013). Påfølgende reduksjon i dolinetetthet mot et maksimum ved 400 m o. h. kan forklares ved at det er brattere på dalsidene før det slakes ut mot et flatt platå, som har vært utsatt for mindre glasial erosjon.



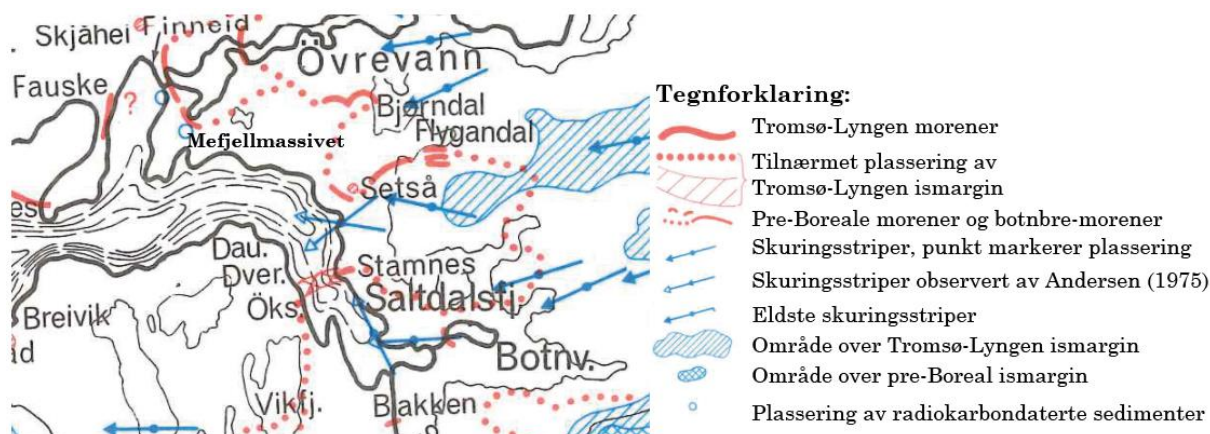
Figur 6.7 3D-modell av området ved Mefjellmassivet. En dalbunn er lokalisert ved 150-250 m o. h., og ved 400 m o. h. ligger et karstplatå.

Normalisert dolineareal (fig. 5.11) viser en annen fordeling. Fra 0-50 m o. h. slår det ikke ut, og ved dalbunnen på 150-200 m o. h. er det et maksimum som er litt større enn dolineareal ved platået på 400-450 m o. h.. Samlet dolineareal ved karstplatået består av et høyt antall doliner, hvor noen er relativt store. Dolinene ser ikke ut til å ha en preferert orientering av elongerte akser (fig. 6.8), og dette støtter teorien om lite breerosjon ved preglasiale platå.

Maksimum ved dalbunnen slår ut grunnet tre av de største og dypeste dolinene som utgjør hele statistikken. Dolinene er elongert i stripekarstens orientering (fig. 6.8) og i skuringsstriperetning kartlagt ved Setså (Andersen, 1975) (fig. 6.9) Skuringsstriper er derimot ikke kartlagt i gjeldende dal, men iserosjon i dalorientering er fremdeles sannsynlig, og korresponderer med NØ-SV skuringsstripeorientering som ved Setså. Det korresponderer også med teorien om at glasiiale daler vil lede is utenom platå og langs dalsidene (fig. 6.5).



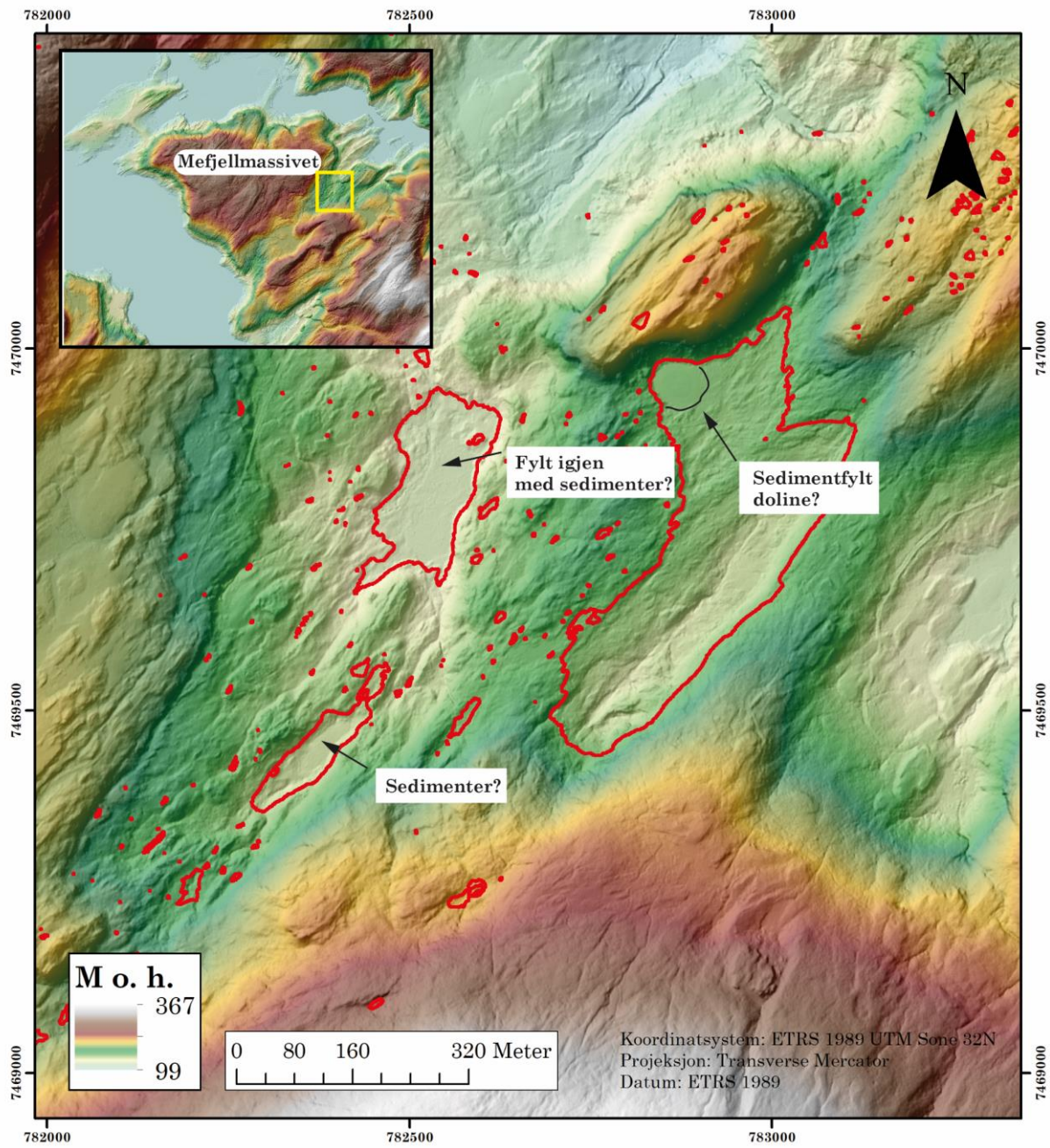
Figur 6.8 Flere store doliner som ikke ligger på karstplatået er elongert i lokal orientering av stripekarsten. Grotter er kartlagt ved flere av de store dolinene.



Figur 6.9 Skuringsstriper er kartlagt i NØ-SV orientering ved Setså. Modifisert fra Andersen (1975).

Dolinene er store og relativt dype, men nokså flate i bunnen, og ser ut til å være dekket med sedimenter. I tillegg kan det se ut som at det er utviklet en mindre doline i nordlig venstrehjørne av den største forsenkningen (fig. 6.10). Dersom plataet er en eldre preglasial flate med lite glasial påvirkning, ville det være naturlig å finne det største utslaget av dolineareal der, i og med at dolinene har hatt lengst utviklingstid, og ikke har blitt fjernet av iserosjon. Dette er derimot ikke tilfellet selv om størst dolinekonsentrasjon ligger der. Maksimumet ved dalbunnen kan ha minst to mulige forklaringer. Fordi dolinene er elongert i potensiell isbevegelsesretning er det en mulighet for at det er store kollapsdolinere som har blitt bevart, forstørret og ismodifisert. De må derfor være eldre enn siste istid. Dolinene på plataet er mindre fordi de ikke er forstørret av glasial erosjon, eller fordi de ikke har hatt nok tid på å utvikle seg. En annen forklaring kan være at de store elongerte forsenkningene er grotter som har kommet frem i dagen. Takløse grotter (fra engelsk «unroofed caves») er eldre grotter som er eksponert på overflaten som en følge av senkning av karstoverflaten (Knez og Slabe, 1999). Dette kan forekomme ved at vertikal iserosjon av et karstmassiv eroderer tidligere høyereliggende flater ned til en dal, og er tenkt forklaring for dalen ved Mefjellmassivet. Takløse grotter er en tidligere form av endokarstopphav som senere har utviklet seg til å utgjøre en eksokarstform gjennom overflateprosesser. Et relikv grottesystem er tomt eller fylt med sedimenter, og formen av takløse grotter utgjør lukkede forsenkninger (Knez og Slabe, 1999). Åpning av fossile

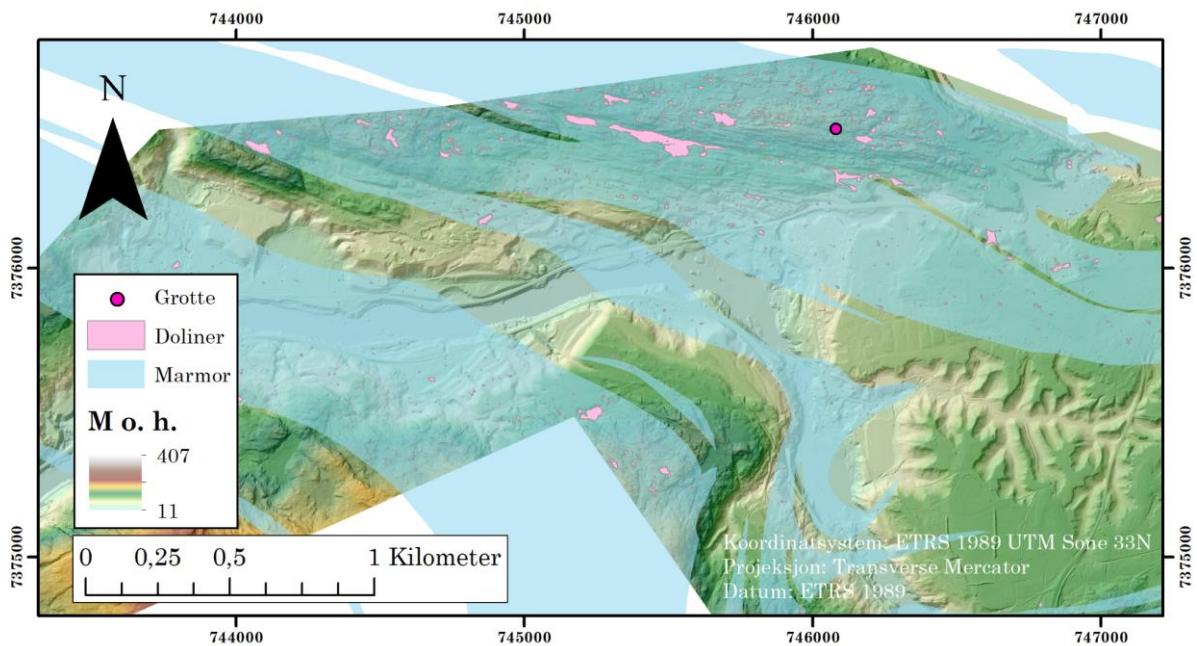
grotter reaktiverer eldre hydrostrukturer og fører til transport av fyllmasse og utvikling av doliner (Sauro, 2012). Fra observasjoner av kartutsnitt i figur 6.10 kan det se ut som at en doline har blitt utviklet i bunnen av den mulige takløse grotten, og blitt fylt igjen i likhet med resten av de store dolinene. Dette kan i så fall indikere at dolinene har gjennomgått flere glasialer, og må derfor være mye eldre enn siste istid. Takløse grotter inneholder relikter av grottefyllinger og stalagmitter (Sauro, 2012). På grunn av tett vegetasjon i dolinene er det vanskelig å finne ut om det faktisk er gamle grotter som er kommet frem i dagen, men et forsøk på å identifisere relikte grotteinnhold gjennom feltarbeid kan bekrefte teorien. Grotteinnganger ved de største dolinene (fig. 6.10) kan også støtte teorien. Grottene kan derimot ha blitt dannet som en konsekvens av at det ligger doliner der fra før av, som fungerer som punktvis kommunikasjon mellom eksokarst og endokarst. Dermed kan grottedannelse ha blitt intensifisert i dolinene.



Figur 6.10 Store elongerte lukkede fosenkninger ved dalbunnen rundt Mefjellmassivet (gul boks). Fosenkningene ser ut til å være dekket med sedimenter.

Kontorsletta

Fokusområdet for analysen ved Kontorsletta er mye mindre enn Mefjellmassivet, og strekker seg bare fra 20 til 180 m o. h (fig. 6.11). Marin grense ved området er på ca. 120 m o. h., og kan forklare økning i dolinetetthet over dette, på samme måte som ved Mefjellmassivet. Størst dolinetetthet ligger ved 140 m o. h., hvor området er slakest og overflaten ligger over marin grense. Dolinearealet fordeler seg relativt likt, men har et maksimum ved 120 m o. h.. Dette kan mulig forklares ved at noen av dolinene er eldre ismodifiserte kollapsdoliner eller takløse grotter. Eller så eksisterer det et høyt antall reaktiverte jordfallshull under MG. Den dypeste dolinen ligger også i dette høydeintervallet. Dolinearealet er minst ved 180 m o. h., hvor det er minst overflate, og brattest terreng.



Figur 6.11 De store dolinene ved Kontorsletta er elongert i stripekarstens orientering. Hovedparten av de mindre dolinene viser ikke en trend av preferert elongering.

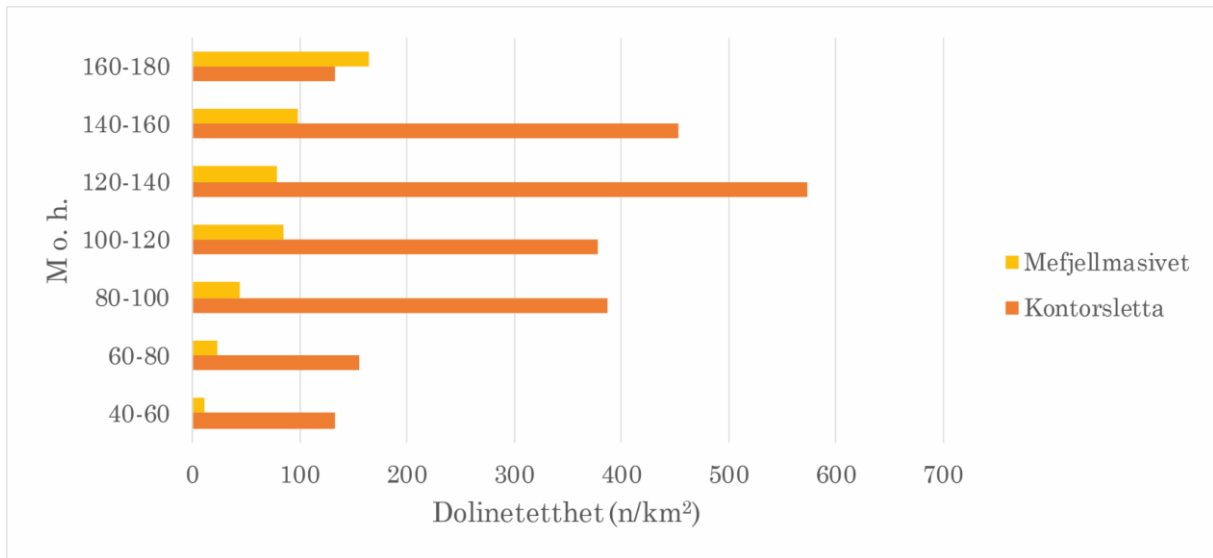
Hele området er relativt flatt, men det er flatest ved 100-120 m o. h.. Ved dette høydemetersintervallet ligger en veldig stor lukket forsenkning som er elongert i NV-SØ retning. Orienteringen korresponderer med stripekarstens orientering. Flere av de små dolinene under dette høydeintervallet ser ikke ut til å ha en preferert elongering, og kan mulig begrunnes med et tykt løsmassedekke avsatt under MG, hvor nydannelse av jordfallshull har forekommet.

Sammenligning av doliner ved Kontorsletta og Mefjellmassivet

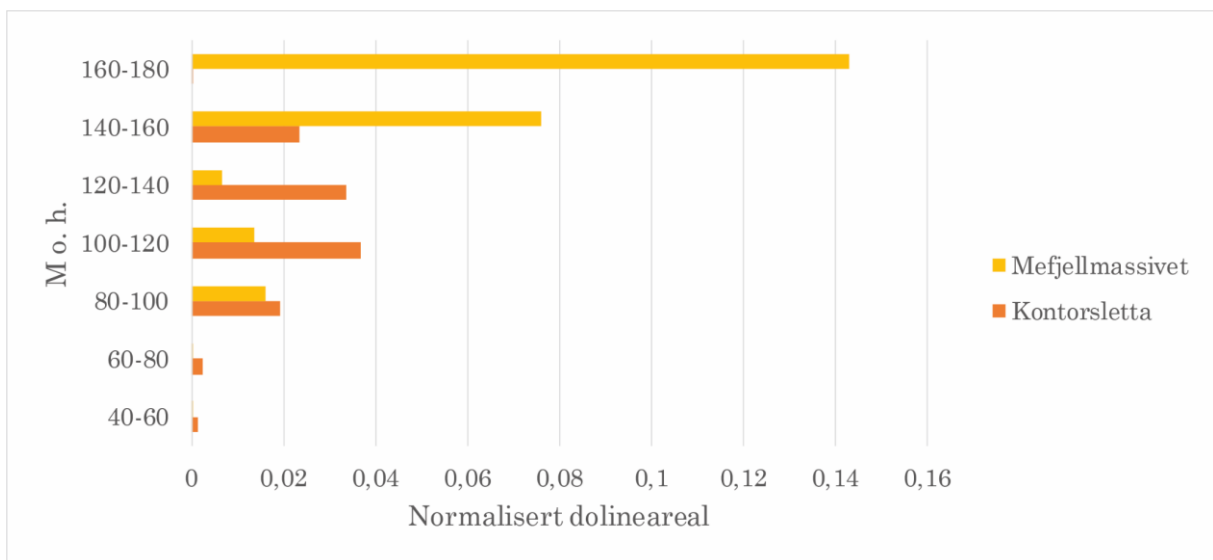
Fra kunnskap om brebevegelse sør for Svartisen (fig. 2.6) kan det se ut som at området ved Kontorsletta har hatt lite glasial påvirkning. Forekomst av glasiale avsetninger er også begrenset i området (fig. 2.8) og støtter denne teorien. Landskapet ved Kontorsletta bærer et større preg av å være fluvialt enn glasialt, i motsetning til Mefjellmassivet. Ranaelva har sannsynligvis erodert landskapet i tiden etter LGM. Kontorsletta vil ha hatt mest glasial påvirkning under deglasiasjonen når isdekket var gradientdirigert, og mulig lite også da. De store dolinene ved Kontorsletta kan derfor tenkes å være eldre enn siste istid, og eventuelt ismodifisert. Store deler av Kontorsletta ligger under MG (fig. 2.10) og tildekning av kohesive løsmasser kan forklare flere av potensielle reaktiverte og nye doliner i området.

Figur 6.12 og 6.13 viser en sammenligning av generert statistikk av dolinetetthet og normalisert dolineareal ved Mefjellmassivet og Kontorsletta. Statistikken fra Mefjellmassivet er definert til samme høydemetersintervaller som ved Kontorsletta, og ved Mefjellmassivet utgjør dette relativt lite overflate på fjordsidene. Dolinetetthet er mye høyere ved Kontorsletta enn ved Mefjellmassivet innenfor undersøkte høydemetersintervall (fig. 6.12). Dette kan indikere at nydannelse av suffosjonsdoliner og jordfallshull er enda mer fremtredende ved Kontorsletta enn ved Mefjellmassivet.

Normalisert dolineareal er større ved Kontorsletta opp mot 140 m o. h., før dolinearealet ved Mefjellet blir mye høyere (fig. 6.13). Dette kan indikere at det eksisterer flere preglasiale doliner ved dette høydemetersintervallet ved Mefjellmassivet enn ved Kontorsletta. Fra statistikken virker det sannsynlig at Kontorsletta har høyest rate av nydannelse av suffosjonsdoliner og jordfallshull.



Figur 6.12 Sammenligning av dolinetetthet ved Mefjellmassivet og Kontorsletta. Dolinetetthet er generelt mye høyere ved Kontorsletta.

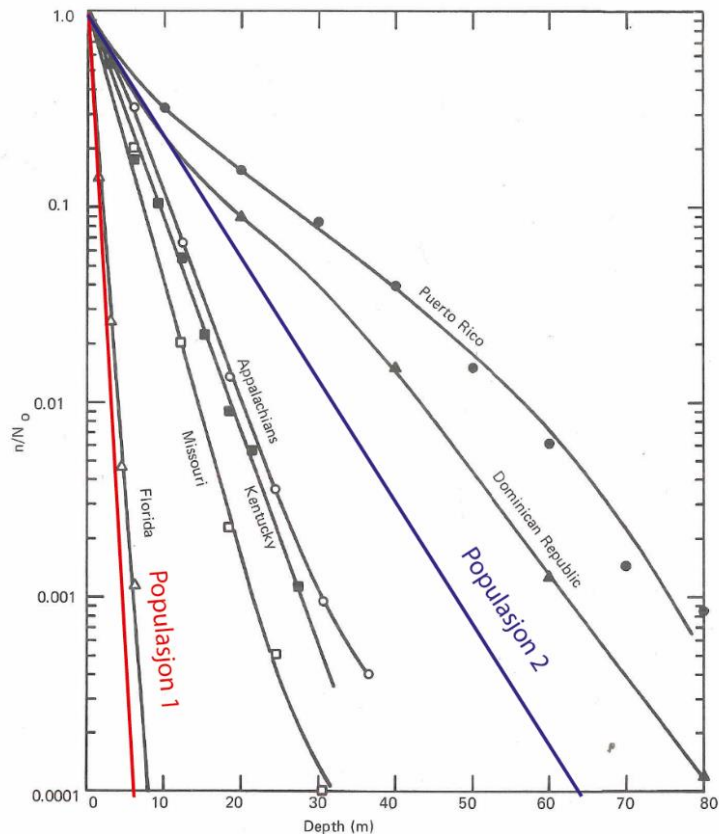


Figur 6.13 Sammenligning av normalisert dolineareal ved Mefjellmassivet og Kontorsletta. Dolinearealet er størst ved Kontorsletta opp mot 140 m o. h., og størst ved Mefjellmassivet fra 140-180 m o. h.

6.2.2 Dolinedyp og halveringsdyp

Resultat av dolinedyp fra fokusområdene viser begge tydelige knekkpunkt i eksponentiell fordeling (fig 5.14 og fig 5.20). En oppdeling til to og tre dolinepopulasjoner er derfor gjort, og gir nokså like halveringsdyp på 0,4 meter og 4,9 meter ved Mefjellmassivet, og 0,4 meter, 1,1 meter og 5,6 meter ved Kontorsletta. De to første populasjonene ved Kontorsletta kan mulig slås sammen, og vil gi et halveringsdyp på litt over 0,4 meter. Resultatet kan sammenlignes med tidligere arbeid gjort av White (1988). White presenterer fordeling av dolinedyp i fire tempererte karstregioner og to tropiske karstregioner (fig. 6.14), etter tidligere innsamlede data fra Troester et al. (1984). Fordelingen av dyp er omtrent eksponentiell for alle karstregionene, men med ulike verdier av K . Normaliserte data viser et mønster som reflekterer gjeldende karstområdes interne relieff og modenhet. Floridakarsten er flat, med brede og grunne doliner. *Missouri*, *Kentucky* og *Appalachian* karst er utviklet i paleozoiske kalksteiner og dolomitter med intermediært relieff. De to tropiske karstregionene har størst internt relieff og avviker mest fra en enkel eksponentiell form (White, 1988). Resultat av populasjon 1 fra denne studien har en gjennomsnittskoeffisient som er litt lavere enn Floridakarsten, og er omtrentlig plassert med rød strek i figur 6.14. Gjennomsnittskoeffisienten for populasjon 2 er plassert med blå strek mellom moden karst og karst med intermediært relieff, og indikerer større grad av modenhet for populasjon 2, og derfor en høyere alder enn populasjon 1.

Tidligere manuelle analyser av dolinedyp fra Greftdalen (i Skauvoll, Gildeskål) viser at fordelingen kan separeres til to populasjoner doliner (Lauritzen, 1996). Dette i likhet med resultat fra Espeland (2015) og Stadheim (2016), men med litt ulike halveringsdyp (0,52m og 0,58m). Resultatet fra analysen i Greftdalen forklares ved at en større populasjon av små og grunne doliner ($Z_{1/2} = 0,94\text{m}$) er postglasiale. En mindre populasjon av store og dype doliner ($Z_{1/2} = 8,15\text{m}$) tolkes til å være store og sterke nok til å ha blitt beskyttet mot glasial fjerning, i tillegg til at noen av dem er avkuttete grotteinnganger (sjakter)/takløse grotter. Espeland (2015) og Stadheim (2016) kommer frem til samme konklusjon.



Figur 6.14 Fordeling av dolinedyp ved 6 ulike karstregioner. Florida har lavest koeffisient og har lavest internt relieff, de tre i midten har intermediært relieff, og de to siste er fra tropiske og humide karstområder med stort internt relieff. Resultat fra denne studien er plassert omtrentlig i grafen. Figur modifisert fra White (1988).

Halveringsdyp generert gjennom denne studien indikerer to populasjoner doliner ved Mefjellmassivet og to eller tre populasjoner doliner ved Kontorsletta. Tolkningen av topografisk fordeling av doliner og dolineareal støtter også denne teorien, ved at de fleste små og grunne dolinene har blitt utviklet i en nyutviklet epikarstzone som har blitt dannet etter siste istid, og at færre store og dype doliner må ha blitt utviklet før siste istid for å klare å nå slike dimensjoner. Gjennomsnittlig dolinedyp er litt større ved Mefjellmassivet (fig. 5.12) enn ved Kontorsletta (fig. 5.18). Dette indikerer flere eldre doliner ved Mefjellmassivet, og gir mening med tanke på det høytliggende karstplatået.

Tolkning av topografisk fordeling av doliner og halveringsdyp støtter begge konklusjonen om at det eksisterer to populasjoner doliner i Nordland; preglasiale og postglasiale.

6.3 Utvikling av fremtidige aktsomhetskart

Utvikling av presise aktsomhetskart og fareprediksjonsmodeller for jordfallshull er komplisert uten tidligere historisk informasjon om dimensjoner, plassering og tidspunkt for utvikling. Jordfallshull oppstår i Nordland, men utvikling registreres sjelden da mesteparten av bebyggelse ligger utenfor aktsomhetsområder. I en artikkel fra Aftenposten er det uttalt at det ikke bygges på masser av karbonater og løsmasser i Nordland, og at det er god kontroll på dette (Slettholm, 2015). Etter denne studien kan det derimot konkluderes med at uttalelsen ikke stemmer. Store deler av bebyggelse ved Kontorsletta ligger innenfor et aktsomhetsområde (fig. 5.2), i likhet med bebyggelse ved Finneidfjord (fig. 5.3). Jordfallshull nær mennesker forekommer til tider, som bevist ved «hagehullet» i Finneidfjord, men jordfallshullet oppstod utenfor kartlagt marmorgrense. Dette utgjør et bevis for at kontroll på utbygging i Nordlands karstområder ikke er god nok. Selv om jordfallshull til tider oppstår nær bebyggelse, er ikke frekvensen høy nok til å kunne produsere en database for nyutvikling av dolinetyper. Grunnlaget for prediksjonsmodeller og aktsomhetskart av stor nøyaktighet er derfor manglende.

Potensialet for presise aktsomhetskart og fareprediksjonsmodeller er større i områder hvor utviklingsrate er høy, hvor det er synlig, og hvor jordfallshull utgjør stor skade på infrastruktur og bebyggelse. Et eksempel på et slikt område er evaporittkarsten i dalen Ebro i Spania, hvor utviklingsraten for jordfallshull er høy (>50 jordfallshull/km²/år) (Galve et al., 2011). I dalen blir tidsrekkeanalyser tatt i bruk for utvikling av faremodeller for hvor og når nye jordfallshull kan oppstå. Mellom 2005 og 2006 detekterte Galve et al. (2011) 943 nye jordfallshull i området. Ved å ta i bruk informasjon over tidsrekker kan trender korreleres til spesifikke områder. Utbygging er en av hovedårsakene for utløsning av jordfallshull i Ebro. Galve et al. (2011) påpeker at faremodellen må oppdateres i henhold til endrende forhold i området, som endring av utbyggingsrate og forhold.

I fareprediksjonsmodellen til Galve et al. (2011) analyseres blant annet hvilke geomorfologiske faktorer som favoriserer utvikling av jordfallshull i gitt område. Analysen utføres vanligvis ved å studere romlig korrelasjon mellom ulike faktorer

og tidligere hendelser av jordfallshullutvikling. Et eksempel på dette er å studere en enhet av alluviale sedimenter med varierende tykkelse. Dersom jordfallshull typisk utvikles hvor tykkelsen er på 10-20 meter, vil områder med denne tykkelsen antas å være mest utsatt for utvikling av nye jordfallshull. Lignende tilnærminger kan være mulig å utføre i Nordland. Galve et al. (2011) vektlegger også forholdet mellom dolinedimensjon og frekvens av jordfallshull i faremodellen, og at tidsforløp og informasjon av hver enkelt hendelse forbedrer modellen.

Kartlegging av nye jordfallshull i Nordland er ikke gjort over tid. Per dags dato er det derfor vanskelig å implementere en slik modell i Norges karstområder. Dersom utbygging i tidligere uberørte karstområder i Nordland økes i fremtiden, kan derimot konsekvensene av jordfallshull bli et større problem. Først da er det sannsynlig at grunnlaget for produksjon av en lignende modell vil bli en mulighet.

Utvikling av jordfallshull og suffosjonsdoliner kan fremdeles berøre allerede etablert infrastruktur og bebyggelse, og påvirkning av naturlig drenering kan fremskynde prosessene. Selv om det er vanskelig å implementere en prediktiv faremodell for jordfallshull i Nordland, vil utbygging innen produserte polygoner av aktsomhetsområder innebære en viss risiko. En klassifisering av faregrad i aktsomhetsområdene kan gjennomføres dersom mer informasjon om løsmassedekkenes tykkelse og kohesivitet blir tilgjengelig. Det er vanskelig å stadfeste dette ut fra nedlastede løsmassepolygoner. Områder under marin grense kan bære preg av en større ansamling av kohesive løsmasser som kan ha fylt igjen eldre doliner eller sprekkesystemer. Det vil i så fall være sannsynlig at flere av disse vil kunne reaktiveres, eller at det vil kunne utvikles nye hulrom mellom karbonater og sedimenter. Det kan derfor tenkes at aktsomhetsområder under marin grense vil utgjøre en større risiko for utvikling av nye jordfallshull.

Ettersom et jordfallshull hadde store konsekvenser for bebyggelse i Finneidfjord, er det sannsynlig at det vil kunne ha konsekvenser andre steder i Nordland. I områder hvor forholdene ligger til rette er det også sannsynlig at konstruksjonsarbeid kan utløse nye jordfallshull. Det er derfor viktig at fremtidig ingeniørarbeid i aktsomhetsområder tar dette i betraktning. Det er også viktig å

vektlegge konsekvensene av unøyaktig kartlegging av bergartsgrenser i karstområder, fra et geofareperspektiv.

7 Konklusjon

- Utvikling av en nøyaktig automatisk metode for å detektere doliner er mulig ved bruk av høyoppløselige DTM-data på maks 1 meter. DTM-data med 10 meters oppløsning er utilstrekkelig for deteksjon av mindre doliner. Innførte kriterier i denne studien er ikke gode nok per dags dato, men med fremtidig optimalisering, feltverifisering og med geomorfologisk ekspertise, er sannsynligheten stor for utvikling av en nøyaktig automatisk metode.
- Sammenligning av manuelle metoder med automatisk metode viser større overordnet nøyaktighet for detektering av lukkede forsengkninger ved bruk av en automatisk metode.
- Tilgjengelige shapefiler som er brukt til rensing av lukkede forsengkningspolygoner er for unøyaktige. Per dags dato er tilgjengelig informasjon om løsmassedekker utilstrekkelig, og bergartsgrenser er for dårlig kartlagt til å kunne produsere nøyaktige aktsomhetskart for geofaren.
- Områder under marin grense virker til å inneholde flere jordfallshull enn områder over, og har derfor større risiko for utvikling av nye suffosjonsdoliner og jordfallshull. Kunnskap om regionalhistorie og glacialhistorie er viktige verktøy for å forstå dagens fordeling av doliner, og er derfor viktig for å kunne spå utvikling av nye doliner. Tilgjengelighet av historiske data fra tidligere jordfallshull er i stor grad fraværende, og ettersom tidsrekkeanalyser er viktig for utvikling av presise fareprediksjonsmodeller, er det per dags dato ikke mulig å innføre en slik modell.
- Det eksisterer to populasjoner doliner i Nordland: preglasiale og postglasiale.
- Fra kunnskap om at jordfallshull tidligere har hatt store konsekvenser for bebyggelse i Nordland bør fremtidig utbygging i aktsomhetsområder utføres med ekspertise innenfor karstprosesser og prosessenes konsekvenser.

8 Videre arbeid

En automatisk metode for detektering av doliner har vist seg å finne flere potensielle doliner, men de kan ikke stadfestes som doliner før de har blitt verifisert gjennom feltbefaring i samtlige områder. Et forslag til videre arbeid er derfor å velge ut noen områder hvor flere automatisk detekterte lukkede forsenkninger befinner seg og verifisere hvilke av polygonene som faktisk er doliner, hvilke polygoner som er et resultat av støy, og hvilke som utgjør andre former. På denne måten kan videre utvikling av metoden optimaliseres. Ved å gjøre dette på et utvalg av områder kan en sammenligning av antall faktiske doliner innen områder gjøres, og en gjennomsnittlig feilkilde kan kalkuleres for analysen. I tillegg vil feltbefaring og geomorfologisk ekspertise bidra til å finne ut hvilke nye kriterier som er nødvendige for å renske polygonene til å gjelde kun doliner. Videreutvikling av deteksjonsmodellen for doliner har et stort potensiale.

For en fremtidig fareprediksjonsmodell og utvikling av nøyaktige aktsomhetskart i Nordland foreslås det å starte med å lage databaser for nye jordfallshull, hvor de oppstår, dimensjon og tid for utvikling. På denne måten kan trender defineres og bidra til utvikling av prediksjonsmodellen. Når LiDAR-data blir tilgjengelig over hele Nordland, og når automatisk metode for detektering er optimalisert, kan dette samkjøre for å finne ut hvor mange nye jordfallshull som oppstår hvert år, og tidsrekkeanalyser blir dermed mulige.

Ettersom mekanisk styrke av overliggende løsmasser tilsier hvorvidt en suffosjonsdoline vil utvikles til et katastrofalt jordfallshull, er det nødvendig å kartlegge jordprofil i aktsomhetsområder nær bebyggelse og infrastruktur, slik at grad av kohesivitet kan bli tatt med i utvikling av fremtidige aktsomhetskart. Bergartsgrenser er bevist å være unøyaktige, og ny kartlegging av grensene (spesielt) i aktsomhetsområdene bør gjøres med mindre målestokk for å kunne produsere nøyaktige aktsomhetskart.

Studier av dolinenes orientering og relativ fordeling med tanke på strukturelle egenskaper av bergmassen kan korreleres med geologiske og hydrologiske

parametere for å forstå dolinedannelsen bedre. Med tilgjengelig database av kartlagte grotter i Norge kan grottetetthet undersøkes som en indikator for hvilke områder som er utsatt for karstifisering i størst grad, og mulig bidra til å forstå hvilke områder som har størst risiko for dannelse av nye jordfallshull.

Referanser

- Andersen, B. G. (1968) *Glacial geology of western Troms, North Norway*. Oslo: Universitetsforlaget.
- Andersen, B. G. (1975) *Glacial geology of Northern Nordland, North Norway*. Trondheim: Universitetsforlaget.
- Blake, K. 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.
- Bryhni, I. og Andréasson, P. G. (1985) Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. I Gee, D. G. og Sturt, B. A. (red.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. London: John Wiley & Sons Ltd., s. 763-781.
- Cvijić, J. (1893) Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie. *Geographischen Abhandlung*, 3, s. 218-329, (sitert i Kranjc (2013)).
- Doctor, D. H. og Young, J. A. (2013) An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data. *Proceedings of the 13th Multidisciplinary Conference on Sinkholes & the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, s. 449-458.
- Downing, J. A., Cole, J. J., Duarte, C., Middelburg, J. J., Melack, J. M., Prairie, Y. T., Kortelainen, P., Striegl, R. G., McDowell, W. H. og Tranvik, L. J. (2012) Global abundance and size distribution of streams and rivers. *Inland waters*, 2 (4), s. 229-236.
- Espeland, C. (2015) *Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana* (mastergradsoppgave). Universitetet i Bergen.
- Farrant, A. R. og Cooper, A. H. (2008) Karst geohazards in the UK: the use of digital data for hazard management. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 41 (3), s. 339-356.
- Ford, D. (1987) Effects of glaciations and permafrost upon the development of karst in Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12 (5), s. 507-521.
- Ford, D. og Williams, P. (2007) *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd.

- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. og Andersen, A. (2013) En fjellkjede blir til. I Ramberg, I. B., et al. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. 2. utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 180-234.
- Galve, J. P., Remondo, J. og Gutiérrez, F. (2011) Improving sinkhole hazard models incorporating magnitude–frequency relationships and nearest neighbor analysis. *Geomorphology*, 134 (1-2), s. 157-170.
- Garde, R. J. (2006) *River morphology*. New Delhi: New Age International.
- Gjessing, J. (1966) Norway`s Paleic Surface. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 21 (2), s. 69-132.
- Gustavson, M. og Gjelle, S. (1992) Berggrunnskart for Mo i Rana M 1:250 000; trykt i farger. NGU.
- Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J. og Jourde, H. (2014) A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews*, 138, s. 61-88.
- Horn, G. (1937) Über einige Karsthöhlen in Norwegen. *Mitteilungen für Höhlen und Karstforschung*, 1-15, (siteret i Skoglund og Lauritzen (2010)).
- Jones, W. K. (2013) Physical structure of the epikarst. *Acta Carsologica*, 42 (2), s. 311-314.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. og Haldorsen, S. (1997) *Kvartærgeologi*. Oslo: Landbruksforlaget.
- Kaufmann, O. og Quinif, Y. (2002) Geohazard map of cover-collapse sinkholes in the ‘Tournaisis’ area, southern Belgium. *Engineering geology*, 65 (2-3), s. 117-124.
- Knez, M. og Slabe, T. (1999) Unroofed caves and recognising them in karst relief (discoveries during motorway construction at Kozina, South Slovenia). *Acta carsologica*, 28 (2), s. 103-112.
- Knežević, J., Heldal, T., Lauritzen, S.-E. og Haukdal, I. (2019) Cave and Karst Database. *Abstracts and Proceedings of the 33rd Geological winter meeting*. Bergen: The Geological Society of Norway, s. 49.
- Kollung, S. og Gustavson, M. (1995) Berggrunnskart; Rognan; 21293; 1:50 000; trykt i farger. NGU.
- Kranjc, A. (2013) Classification of Closed depressions in Carbonate karst. I Shroder, J. F. (red.) *Treatise on geomorphology*. San Diego: Academic Press, s. 104-111.
- Lauritzen, S.-E. (1991) Karst resources and their conservation in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 45 (3), s. 119-142.

- Lauritzen, S.-E. (1996) *Karst landforms and caves of Nordland, North Norway. Guide for Excursion 2, Climate Change; The Karst Record*. Universitetet i Bergen, upublisert manuskript.
- 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. (2005) Karst as a weathering skin phenomenon: is there a simple, scale-independent model for karstification. *Proceedings of the 14th International Congress of Speleology*. Athen: The International Union of Speleology, s. 1-6.
- Lauritzen, S.-E. (2010) *Grotter: Norges ukjente underverden*. Oslo: Tun forlag.
- Lauritzen, S.-E. (2013) Rapport til Statens Vegvesen: Jordfallshull ved Finneidfjord, Hemnes kommune. 11 sider.
- Lauritzen, S.-E. (2015) Finneidfjord Jordfallshull - rapport fra sporstoffundersøkelse. Til Statens Vegvesen. 9 sider.
- Lauritzen, S.-E. (2017a) Kapittel 8: Klassifikasjon av eksokarst. *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen, upublisert manuskript.
- Lauritzen, S.-E. (2017b) Kapittel 5. Likevekter i karbonatsystemet. *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen, upublisert manuskript.
- Lauritzen, S.-E. (2017c) Kapittel 11. Makroformer. *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen, upublisert manuskript.
- Lauritzen, S.-E. og Skoglund, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. I Shroder, J. F. (red.) *Treatise on geomorphology*. San Diego: Academic Press, s. 363-396.
- Lindsay, J. B. og Creed, I. F. (2006) Distinguishing actual and artefact depressions in digital elevation data. *Computers & Geosciences*, 32 (8), s. 1192-1204.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. (2011) Glacial history of Norway. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, s. 279-298.
- Mangerud, J., Jansen, E., Landvik, J. Y., Solheim, A., Riis, F., Elverhoi, A., Faleide, J. I., Jensen, L. N. og Cloetingh, S. (1996) Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4), s. 11-26.
- Mørk, M. (1985) Geology and metamorphism of the Krutfjellet mega-lens, Nordland, Norway. I Gee, D. G. og Sturt, B. A. (red.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. London: John Wiley & Sons Ltd., s. 903-915.

- Parise, M. (2015) Karst geo-hazards: casual factors and management issues. *Acta Carsologica*, 44 (3), s. 401-414.
- Rahimi, M. og Alexander Jr, E. C. (2013) Locating sinkholes in LiDAR coverage of a glacio-fluvial karst, Winona County, MN. *Proceedings of the 13th Multidisciplinary Conference on Sinkholes & the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, s. 469-480.
- Sauro, U. (2012) Closed depressions in karst areas. I White W. B. og Culver D. C. (red.) *Encyclopedia of Caves*. Cambridge: Academic Press, s. 140-155
- Sauro, U. (2013) Landforms of mountainous karst in the middle latitudes: reflections, trends and research problems. *Acta carsologica*, 42 (1), s. 5-16.
- Skoglund, R. Ø. og Lauritzen, S.-E. (2010) Morphology and speleogenesis of Okshola, Fauske, Northern Norway; example of a multi-stage network cave in a glacial landscape. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 90 (3), s. 123-139.
- Skoglund, R. Ø. og Lauritzen, S.-E. (2017) Karst Hydrology In Sub-Arctic Norway. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney: The International Union of Speleology, s. 89-91.
- Stadheim, A. G. (2016) *Kartlegging av karstgrotter og overflatekarst ved Reingardslivatnet, Mo i Rana* (mastergradsoppgave). Universitetet i Bergen.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. og Houmark-Nielsen, M. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13), s. 1229-1271.
- Troester, J., White, E. L. og White, W. B. (1984) A comparison of sinkhole depth frequency distributions in temperate and tropic karst regions. *Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes*. Orlando: National Cave and Karst Research Institute, s. 65-73, (siteret i White (1988)).
- UN/ISDR (UN/International Strategy for Disaster Reduction) (2009) *UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction*. Geneva: United Nations.
- Wall, J., Bohnenstiehl, D. R., Wegmann, K. W. og Levine, N. S. (2017) Morphometric comparisons between automated and manual karst depression inventories in Apalachicola National Forest, Florida, and Mammoth Cave National Park, Kentucky, USA. *Natural Hazards*, 85 (2), s. 729-749.
- Waltham, A. og Fookes, P. (2003) Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36 (2), s. 101-118.

- Waltham, T. (2008) Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 41 (3), s. 291-300.
- Waltham, T., Bell, F. og Culshaw, M. (2005) *Sinkholes and Subsidence: Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction*. Berlin: Springer.
- White, W. B. (1988) *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York: Oxford University Press.
- Williams, P. (2004) Dolines. I Gunn, J. (red.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York: Routledge, s. 628-642.
- Wu, Q., Deng, C. og Chen, Z. (2016) Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. *Geomorphology*, 266, s. 1-10.
- Zandbergen, P. A. (2010) Accuracy considerations in the analysis of depressions in medium-resolution LiDAR DEMs. *GIScience & Remote Sensing*, 47 (2), s. 187-207.
- Zhu, J., Taylor, T. P., Currens, J. C. og Crawford, M. M. (2014) Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. *Journal of Cave and Karst Studies*, 76 (3), s. 207.
- Zumpano, V., Pisano, L. og Parise, M. (2019) An integrated framework to identify and analyze karst sinkholes. *Geomorphology*, 332, s. 213-225.

Nettsider

- Esri Resources (2018) *GIS Dictionary* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://support.esri.com/en/other-resources/gis-dictionary> [Lest 20.11 2018].
- Esri Resources (2019a) *Using Select by Location* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/map/working-with-layers/using-select-by-location.htm> [Lest 06.03 2019].
- Esri Resources (2019b) *Zonal Statistics as Table* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/zonal-statistics-as-table.htm> [Lest 12.03 2019].
- Esri Resources (2019c) *How Fill works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-fill-works.htm> [Lest 12.03 2019].
- Esri Resources (2019d) *3D Analyst and ArcScene* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/guide-books/extensions/3d-analyst/3d-analyst-and-arcscene.htm> [Lest 10.04 2019].

- Kartverket (2019a) *Norge 1: 50 000* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/Kart/Norge-150-000/> [Lest 24/4 2019].
- Lindsay, J. B. (2019) *Welcome to the Whitebox GAT Project* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://www.uoguelph.ca/~hydrogeo/Whitebox/> [Lest 03.03 2019].
- NVE (2019b) *Elvenettverk/ELVIS* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/karttjenester/kartdata/vassdragsdata/elvenettverk-elvis/> [Lest 14.04 2019].
- Slettholm, A. (2015) *Derfor oppstår synkehull* [Internett]. Aftenposten. Tilgjengelig fra: <https://www.aftenposten.no/norge/i/J4zb/Derfor-oppstar-synkehull> [Lest 20.05 2019].

Nettbaserte kart og tjenester

- Bane NOR SF (2019) *Railway Network*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/search> [Hentet: 04.02.2019]
- Kartverket (2018a) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no> [Hentet mellom 01.-30.04. 2018]
- Kartverket (2018b) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra <https://www.norgeskart.no> [Hentet: 03.12.2018]
- Kartverket (2019b) *Vbase*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/search> [Hentet: 20.01.2019]
- NGU (2018a) *Berggrunn N50*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> [Hente mellom 15.-30.01.2018:]
- NGU (2018b) *Løsmasser N50*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> [Hentet mellom 15.-30.01.2018]
- NGU (2019a) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Hentet: 09.03.2019]
- NGU (2019b) *Marin grense*. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/ [Hentet: 09.03.2019]
- NVE (2019a) *ELVIS elvenett*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/search> [Hentet:20.01.2019]
- SSB (2019) *Arealbruk*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/search> [Hentet: 13.01.2019]

Vedlegg A. GIS-terminologi

Attribute (egenskap): ikke-romlig informasjon om et geografisk objekt. For eksempel navn, lengde og orden av en elv.

Attribute table (egenskapstabell): rader og kolonner av geografisk data, hvor egenskaper knyttet til et objekt lagres. Rader representerer objektet og hver kolonne representerer en spesifikk objektegenskap.

DTM: digital terrengmodell.

Feature: en representasjon av et ekte objekt på et kart.

Geodatabase: database eller filstruktur som brukes til å lagre, analysere og manipulere romlig data.

Geoprosessering: GIS-handling som manipulerer GIS-data. En typisk geoprosessering tar et *input* datasett, utfører en handling på datasettet, og returnerer resultatet av handlingen som et *output* datasett.

GIS: geografisk informasjonssystem.

Celle (piksel): minste enhet av informasjon i rasterdata. Hver celle er assosiert med en egenskapsverdi og representerer en del av overflaten.

LiDAR (Light Detection and Ranging): fjernmålingsteknologi som bruker laser for å måle distanser til reflekterte overflater.

Rasterdata: definerer rom i en matrise av celler arrangert i rader og kolonner, samt komponert av enkle eller flere bånd. Hver celle inneholder en egenskapsverdi og koordinater. En gruppe av celler som har samme verdi representerer samme type geografiske objekt.

Select: dataanalyse hvor spesifikke egenskaper velges fra en objektgruppe for å produsere separate datasett eller deldatasett.

Shapefile: lagringsformat for plassering, form og egenskaper til geografiske objekter.

TIN (Triangular Irregular Networks): Triangler bestående av x,y og z-verdier for lagring og visualisering av 3D-overflatemodeller.

Vektordata: koordinatbasert representasjon av geografiske objekter som punkt, linjer og/eller polygoner (mangekant).

Zonal statistics: kalkulering av statistikk for hver sone av et sonedatasett basert på verdier fra et annet datasett. *Output*-verdier kalkuleres for hver celle i hver sone, definert av *input* sonedatasett.

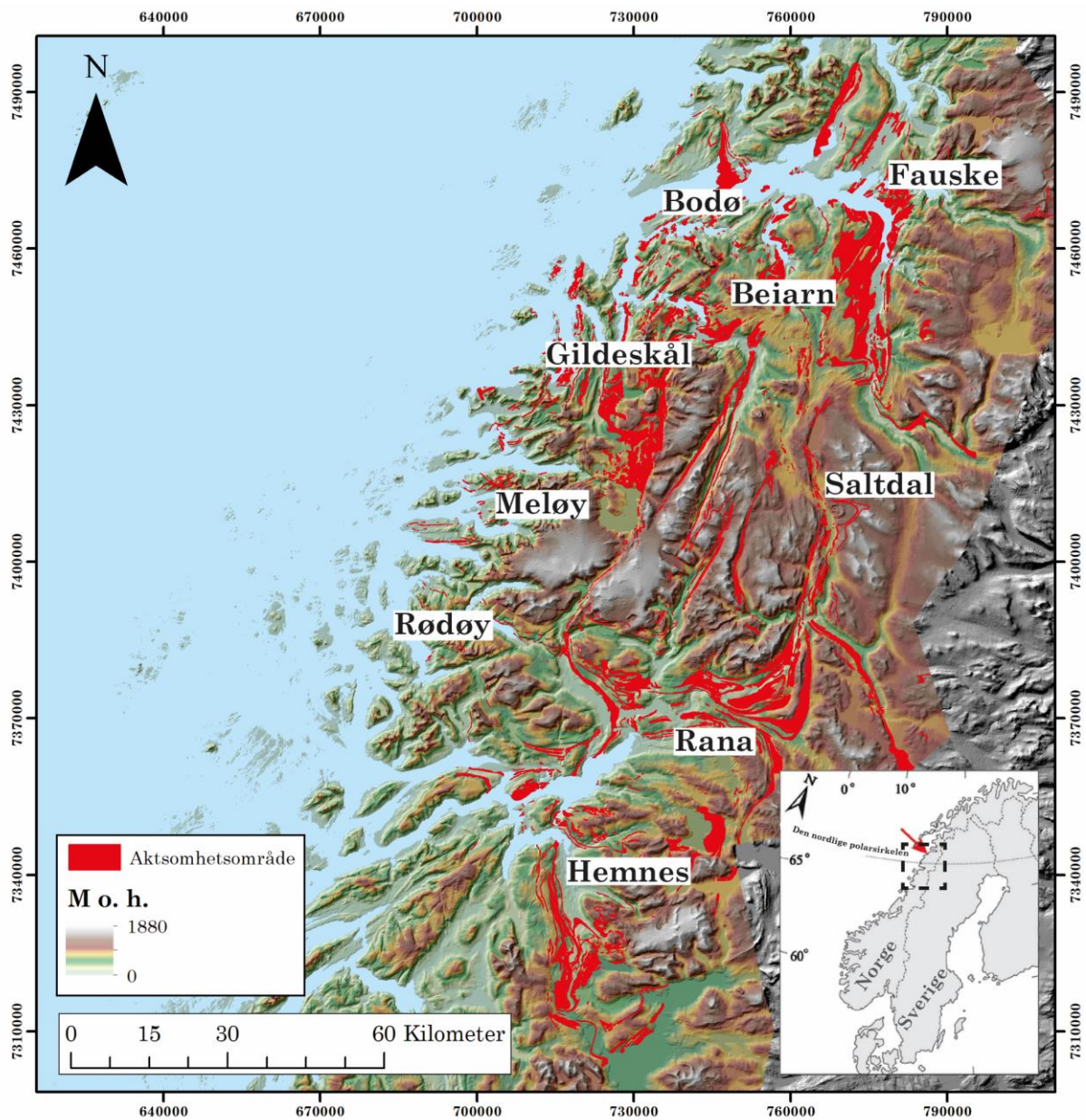
Vedlegg B. Produktinformasjon for datasett

Tabell B1: Produktinformasjon for anvendte datasett. Referanse for hvert datasett er tilgjengelig i referanselisten under *Nettbaserte kart og tjenester*.

Datasett	Tilgjengelig fra	Beskrivelse	Format	Oppløsning (raster) / detaljnivå (vektor)	Nøyaktighet	Koordinat-system	Projeksjon
Arealbruk	SSB (2019)	Landsdekkende datasett bestående av polygoner, som gir oversikt over bebygd og opparbeidet areal i Norge og hvordan dette brukes.	Shape (vektor)	1: 5 000	Ikke oppgitt	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator
Berggrunn N50	NGU (2018a)	Berggrunnsdataene viser utbredelse av ulike bergarter på Norges landoverflate. Datasett består av polygoner/flater og grenser.	ESRI File Geodatabase (vektor)	1: 50 000	Varies	WGS84 UTM33N	Transverse Mercator
DTM1	Kartverket (2018a)	Digital terrengmodell etablert som punktsky fra flybåren laserskanning (LiDAR) eller matching fra flybilder. Tilgjengelighet er begrenset til utvalgte områder i Norge.	GeoTIFF (raster)	1 meter	Ikke oppgitt	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator
DTM10 og DTM25	Kartverket (2018a)	Digital terrengmodell over fastlands-Norge med høyder i gridformat på 10x10 meter og 25x25 meter. Generert fra laserdata der hvor det er tilgjengelig.	GeoTIFF (raster)	10 meter og 25 meter	±2-3m standardavvik i høyde avhengig av terreng og alder av kartdata	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator
Elvenett - ELVIS	NVE (2019)	Digitalt elvenettverk basert på NVEs nasjonale elvenettverksdatabase. I ELVIS er alle vassdrags-elementer representert som sammenhengende linjer i et nettverk. Hver gren i elvenettverket har en unik identifikasjon – elvID.	Shape (vektor)	1: 50 000	Avleder fra vanntema i N50 kartdata fra Kartverket	WGS84 UTM33N	Transverse Mercator

Grotter	Stein-Erik Lauritzen (konfidensielt)	Georefererte punkter av kartlagte grotter i Norge.	Shape (vektor)	Ikke oppgitt	Varies	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator
Jernbane - Banenettverk	Bane NOR SF (2019)	Datasettet inneholder referanselinjer for jernbanestrekninger som er en del av statens jernbaneinfrastruktur (samt museumsbaner) i Norge, med geografisk stadfestet linjegeometri og noder i et topologisk nettverk.	ESRI File Geodatabase (vektor)	1: 5000 – 1: 100000	Varies	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator
Løsmasser N50	NGU (2018b)	Løsmassedataene viser hovedsakelig utbredelsen av løsmassetyper som dekker fjelloverflaten. Dataene viser kun hvilken jordart som dominerer i øverste metere av terrengoverflaten. Tykke og tynne lag av andre jordarter kan opptre lengre ned i jordprofilet. Datasett består av polygoner/flater og grenser.	ESRI File Geodatabase (vektor)	1: 50 000	Varies	WGS84 UTM33N	Transverse Mercator
Vbase	Kartverket (2019b)	Vbase omfatter alle kjørbare veier (lengre enn 50 meter), gang- og sykkelvegnett, veisperringer, adresseinformasjon og trafikkreguleringer, i form av linjer.	Shape (vektor)	1: 5 000 – 1:25 000	± 2 m	EUREF89 UTM33N	Transverse Mercator

Vedlegg C. Aktsomhetsområder i sentral-Nordland



Koordinatsystem: ETRS 1989 UTM Sone 33N
Projeksjon: Transverse Mercator
Datum: ETRS 1989

