



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·



RAPPORT

Rapport nr.: 2015.039	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
Tittel: E39 Krysning av Romsdalsfjorden. Berggrunnsgeologi, strukturgeologi og undersøkelse av ustabile fjellparti.			
Forfatter: Ole Lutro, Tim Redfield, Thierry Oppikofer, John Dehls og Jan S. Rønning		Oppdragsgiver: Statens vegvesen Region Midt / NGU	
Fylke: Møre og Romsdal		Kommune: Molde	
Kartblad (M=1:250.000) ÅLESUND		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1220 II Vestnes og 1320 III Åndalsnes	
Forekomstens navn og koordinater: Tautra UTM 32 N 391000 - 6950500		Sidetall: 36	Pris: 200,-
Feltarbeid utført: Mai 2015		Rapportdato: 23.09.2015	Ansvarlig: <i>Dyrdain Nordgulen</i>
Prosjektnr.: 364500			
Kartbilag: 1			
Sammendrag: <p>I et samarbeid med Statens vegvesen Region Midt har Norges geologiske undersøkelse (NGU) utført berggrunnsgeologisk og strukturgeologisk kartlegging i områdene der E39 er planlagt å krysse Romsdalsfjorden bl.a. med tunnel under fjorden. I tillegg har NGU vurdert om det finnes hittil ukjente ustabile fjellparti som kan være en trussel for den planlagte fjordkrysningen.</p> <p>Et nytt Berggrunnsgeologisk kart i målestokk 1: 50.000, som dekker området rundt planlagte krysning av Romsdalsfjorden ved Molde, er utarbeidet. Det er også laget et vertikalsnitt over antatt geologi langs tunneltracé. Kjent kunnskap fra tidligere og resultater fra ny kartlegging i felt er benyttet. Bergartene i området er beskrevet og vist med bilder. Berggrunnsgeologien langs tunneltracéen er usikker under Romsdalsfjorden, og NGU anbefaler at dette forbedres ved at kjernene fra pågående boringer logges og resultatene inkluderes i vertikalsnittet langs tunnelen.</p> <p>Strukturgeologien i området er kartlagt i detalj og satt inn i et regionalt bilde. Forkastninger og folder er beskrevet og detaljert informasjon om foliasjon og sprekkeplan er vist. Det gis en vurdering av seismisitet, en strukturgeologisk tolkning og mulige ingeniørgeologiske konsekvenser beskrives.</p> <p>Det kjente ustabile fjellpartiet Oppstadhornet viser en konstant bevegelse på fra 1,7 til 2,7 mm pr. år. Dette har pågått over lang tid som en kontinuerlig prosess, og sannsynligheten for at hele partiet går i fjorden ligger mellom 1/1000 og 1/5000. Skulle det gå i fjorden må en påregne en oppskylling mellom 30 og 40 meter på sørsida av fjorden. To andre kjente ustabile fjellparti på vestsida av Otrøya, Bendsethornet og Ræstadhornet, har mindre volum, og en mulig flodbølge blir betydelig mindre. Sannsynligheten for at disse går i fjorden er mindre enn 1/5000. Over Otrøya og Julneset er det foretatt InSAR-analyser uten at disse viser tegn til hittil ukjente ustabile fjellparti.</p>			
Emneord:			
Berggrunnsgeologi	Strukturgeologi	Ustabile fjellparti	
		Fagrapport	

Innhold

1. INNLEDNING	7
2. BERGGRUNNSGEOLOGI.....	8
2.1 Bakgrunn og begrensninger	8
2.2 Geologisk oppbygning.....	8
2.2.1 Grunnfjellsbergarter.....	8
2.2.2 Kaledonske skyvedekker.....	12
2.2.3 Strukturelle forhold	15
3. STRUKTURGEOLOGI.....	17
3.1 Strukturgeologisk oversikt	17
3.2 Strukturdata fra Molde-Fannefjord-området	20
3.3 Regional seismisitet.....	24
3.4 Strukturell tolkning	26
3.5 Ingeniørgeologiske konsekvenser.....	27
4. USTABILE FJELLPARTIER & FLODBØLGER	28
4.1 Oppstadhornet.....	29
4.2 Andre ustabile fjellpartier i studieområdet.....	30
5. INSAR-ANALYSE AV USTABILE FJELLPARTI.....	32
5.1 InSAR metodebeskrivelse	32
5.2 Analyser ved Otrøya.....	33
6. OPPSUMMERING OG ANBEFALINGER	34
7. REFERANSER.....	34

Vedlegg: Bergrunnskart ROMSDALSFJORDEN. Målestokk 1:50.000. Sammenstilt i juni 2015 av Ole Lutro

1. INNLEDNING

Prosjektet E39 Romsdalsfjorden er en del av det langsiktige målet ferjefri E39. Statens vegvesen, Region Midt står for planleggingen av dette prosjektet som omfatter strekningen Vik - Julbøen og som består av ei ca. 1950 meter lang bru over Julsundet og en ca. 15,5 km lang tunnel under Romsdalsfjorden fra Otrøya til Vik (se Figur 1).

Norges geologiske undersøkelse (NGU) ble koblet inn i prosjektet høsten 2014, noe som resulterte i magnetiske målinger fra helikopter og tolking av disse data med hensyn på mulige svakhetssoner (Ofstad 2015, Olesen & Ofstad 2015). Som en oppfølging til dette er det, som et samarbeid mellom Statens vegvesen og NGU, utført berggrunnsgeologisk og strukturgeologisk kartlegging i felt. I tillegg er det gjort en sammenstilling av informasjon om kjente ustabile fjellparti i området og foretatt en analyse av InSAR-data for å vurdere om det kan være hittil ukjente ustabile fjellparti i området, spesielt over tunnelinnslag og hengebrufeste på Otrøya. Denne rapporten gir en sammenstilling av eksisterende data og i tillegg til de data som ble samlet inn i slutten av mai 2015.

Berggrunnsgeologisk kartlegging (10 dager i felt) og sammenstilling med eksisterende data er utført av forsker Ole Lutro. Tilsvarende har forsker Tim Redfield foretatt strukturgeologisk kartlegging (5 dager i felt) og sammenstilt dette med eksisterende data. Vegvesenets egen geolog, Torkild Åndal, deltok på feltarbeidet sammen med Lutro i fire dager og sammen med Redfield i en dag. Forsker Thierry Oppikofer har satt sammen informasjon om kjente ustabile fjellparti rundt Romsdalsfjorden mens forsker John Dehls har utført InSAR-analyser for påvisning av mulige ukjente ustabile fjellparti. Lagleder Jan S. Rønning har koordinert prosjektet og sammenstilt rapporten.



Figur 1: E39 Kryssning av Romsdalsfjorden med hengebru over Julsundet og tunnel under Romsdalsfjorden fra Otrøya til Vik (Kilde: Statens vegvesen Region Midt).

2. BERGGRUNNSGEOLOGI

Kapitlet er utarbeidet av forsker Ole Lutro, og beskriver bergartene i det aktuelle området. Et oppdatert berggrunnskart, sammenstilt innenfor dette aktuelle prosjektet, er vedlagt rapporten. Her er bergartene nummerert etter en standard nummerserie. I påfølgende tekst benyttes denne nummereringen i beskrivelsen.

2.1 Bakgrunn og begrensninger

Området som dekkes av denne rapporten ble kartlagt av NGU i 1991 og 1992 i forbindelse med sammenstilling av kartblad Ålesund 1:250.000 (Tveten & Lutro 1996). Dessuten ble deler av området kartlagt i stor detalj av P. Robinson flere sesonger på 1990-tallet og senere. Denne kartleggingen og magnetiske data fra helikoptermålinger (Ofstad 2015, Olesen & Ofstad 2015) er lagt til grunn for oppfølgende kartlegging i perioden 18. til 29. mai 2015. Kartlegging har vært konsentrert nær traséen for tunnelen under Romsdalsfjorden. For den delen av tunnelen som ligger på Otrøya er det gode data om berggrunnen og det kan med god sikkerhet forutses hvilke bergarter tunnelen vil gå i. Når det gjelder den delen som går under selve fjorden, er det usikkerhet forbundet med å forutse hvilke bergarter man møter. Her må antakelsene støtte seg på tolking av geofysiske data (se Olesen & Ofstad 2015) og blotninger/forekomster av bergarter som ligger mange km fra selve tunnelen. Et unntak er bergartene som danner Tautra der det er det mulig å være rimelig sikker.

I tillegg til områder nær tunnelen er øya Sekken befart. Området i sør rundt Svartløkvatnet, sørvest for Tomrefjorden, er ikke undersøkt, unntatt et kort besøk. Dette skyltes at da feltarbeidet ble utført, var veien opp dit stengt på dagtid.

Det er i denne rapporten brukt betegnelsen granitt eller granittisk gneis om bergarter som har større rødlig K-feltspatkorn i en finkornet grunnmasse. Det er ikke utført kjemiske analyser eller tatt tynnslip av bergartene, slik at granitt her er brukt i en vid betydning og kan omfatte bergarter som strekker seg mot monsonitt og syenitt i sammensetning.

2.2 Geologisk oppbygning

Hoveddelen av bergartene i området er prekambrisk, granittisk gneis som hovedsaklig er deformerte størkningsbergarter. Tre aldersbestemmelser av granittiske bergarter viser aldre mellom 1605 og 1650 millioner år. I tynne soner finnes det rester av kaledonske skyvedekker med yngre bergarter, for det meste kvartsitt, granatglimmerskifer, amfibolitt og marmor. Dette er antatt å være en vestlig til vestsørvestlig fortsettelse av bergarter som opptrer i større områder i Midt-Norge. I det følgende beskrives hovedbergartene i området. Beskrivelsen følger hovedinndelingen på det vedlagte geologiske kartet.

2.2.1 Grunnfjellsbergarter

Øyegneis, omvandlet granittisk gneis (bergart nr. 52)

Denne bergarten utgjør det meste av den nordøstlige delen av Otrøya. Det er opprinnelig en granitt, men er deformert og omvandlet. Alderen til bergarten er ca

1605 millioner år. Den mest iøynefallende varianten av bergarten har flere cm store rød øyne av K-feltspat som ligger i en mørk finkornet grunnmasse av plagioklas, kvarts og biotitt (Figur 2). Øynene av K-feltspat er aggregat av rekrystallisert K-feltspat. Graden av deformasjon er varierende over korte distanser går bergarten fra å ha cm store øyne til å være en tynnfoliert mylonittisk gneis med tynne røde K-feltspatbånd som veksler med mørke. Tykkelsen kan være noen mm. Denne bergarten kan være vanskelig å skille fra andre båndete gneiser i området. Når K-feltspaten ikke er for deformert, danner den mange steder en tydelig lineasjon i bergarten. Det er i bergarten små kropper av granatamfibolitt/eklogitt opptil noen titalls meter lange og 5 til 10 meter breie.



Figur 2: Øyegneis fra Otrøya, alder 1605 millioner år. Lokalitet på Nautneset, Otrøya.

En lignende granittisk bergart opptrer fra ferjeleiet ved Furneset like nord for Vestnes og vestsørvestover mot Fiksdal og vil antakelig dukke opp ved sørenden av tunneltraséen. I bergarten er det store rødlige feltspatøyne på opptil flere cm som danner en markert lineasjon i bergarten (Figur 3). Det er bare få steder observert en foliasjon i bergarten. Den er godt blotlagt i høydedraget NV for Vestnes, men mot Fiksdalen på vestsida av Tomrefjorden er den tegnet på grunnlag av magnetiske data (Olesen et al. 2015).



Figur 3: Øyegneis, prøve tatt fra Steinbrudd ved ferjeleiet ved Furnes. Bergarten viser hvordan K-feltspatkornene danner en tydelig lineasjon i bergarten

En tredje type fins i ei 50 til 100 meter brei sone som opptrer langs SØ-kysten av Otrøya. Denne øyegneisen er 1650 millioner år gammel. Den består av 2 cm store K-feltspat øyne i en finkornet grunnmasse av plagioklas, kvarts og glimmer. Bergarten er kalt monzonitt, porfyrisk på kartet (bergart nr. 55).



Figur 4: Øyegneis fra Degerneset, Otrøya. Alder 1650 millioner år.

Gneis, hovedsaklig omvandlete granittiske til kvartsdiorittiske intrusive bergarter, stedvis migmatittisert (bergart nr. 58).

Dette er båndete, finkorna til grovkorna, folierte bergarter av varierende sammensetning og med veksling i sammensetning fra dm skala og oppover (Figurene 5 og 6). Lyse granittiske bergarter veksler med mørkere lag med mer glimmer- og amfibolholdige bergarter. Pegmatittårer er vanlig i disse bergartene og opptrer både parallelt med foliasjon og bånding, og som gjennomsettende ganger.



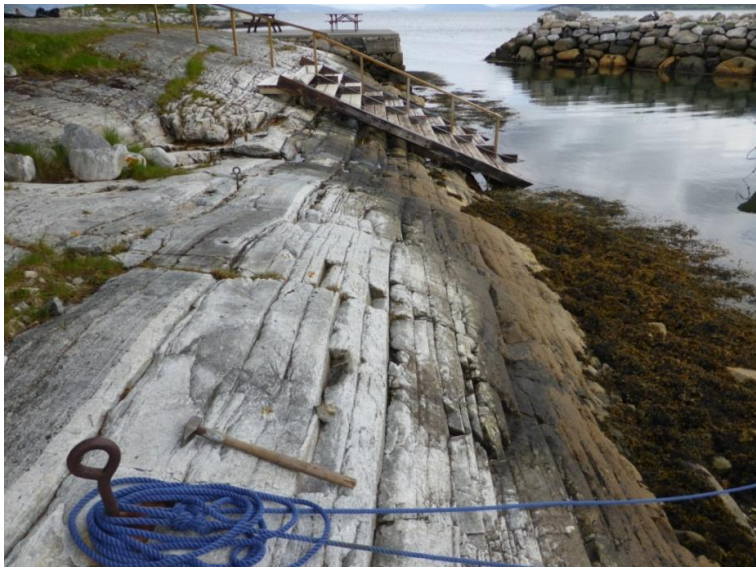
Figur 5: Båndet gneis, Hagset, Otrøya. Foto tatt like i nærheten av borplassen.



Figur 6: Hornblendeførende gneis fra Nord-Heggdal på Otrøya.

Kvartsitt (bergart nr. 40)

Det er tre områder på sørsida av Romsdalsfjorden hvor det er funnet kvartsitt med en viss tykkelse. Øst for Leirvågen fins det en sone som er over 100 meter tykk. Ved Rekdalshesten er det en sone med tilsvarende tykkelse og ved Neset ved Gjellstein (Figur 7) fins det en sone som er ca 30 meter tykk. Det er i tillegg steder hvor det er tynnere lag av samme bergarten. Det er en glassaktig finkornet bergart med noe rødlig feltspat. Den har dessuten tynne sjikt som har en del muskovitt glimmer. Bergarten spalter opp langs disse sjiktene. I kvartsitten er det også tynne glimmerskifer soner, noen meter tykke.



Figur 7: Kvartsitt. Lokalitet ved Neset, Gjellstein

Kvartsittsonen ved Neset danner den nordre sjenkelen av en tett antyklinalfold som kan følges rundt ved Rekdalshesten. Den sørlige sjenkelen av folden går over Fjellsenden på nordsida av Nakkefjellet og er antatt å fortsette til Leirvågen og videre forbi Faksen ca, 5-6 km NV for Vestnes. Tunnelen under fjorden vil krysse begge disse sonene, men det er vanskelig å anslå hvor brede kvartsittene vil være i tunnelnivå.

Øyegneis (bergart nr. 53)

Under kvartsitten, i kjernen til denne folden, fins det homogene granittiske gneiser med feltspat (opptil 1 cm) som er strukket ut og definerer en tydelig lineasjon i bergarten (Figur 8).



Figur 8: Gneis med tydelig lineasjon, lokalitet ved Kråkvikneset ved Leirvågen.

2.2.2 Kaledonske skyvedekker

Det fins soner av bergarter på øyene sør for Molde som skiller seg en del ut fra bergartene ellers i Romsdalen. De sees godt på Bolsøya, på Tautra og ved Rekdal. De er antatt å være en sørvestlig fortsettelse av skyvedekker som danner mye av bergartene i Trøndelag, og forbindelsen mot Romsdalen går gjennom Surnadal. Bergartene ligger foldet i en synform og det er den søndre sjenkelen som er bløtlagt. Den nordre sjenkelen er bløtlagt over en kort distanse lenger øst ved Kortgården i Fannefjorden hvor ombøyningen til folden er kartlagt. Bredden til sonene langs den nordre delen av folden er for det meste usikker, men har vært kartlagt i Fannefjordtunnelen.

Risbergdekket. Øyegneis (bergart 34)

Dette dekket består hovedsaklig av en øyegneis hvor feltspatøynene kan være over 5 cm store (Figur 9). Denne sonen er ved Rekdal 200 til 300 meter brei, mens den på Bolsøya er ca. 70 meter brei.



Figur 9: Øyegneis som tilhører Risbergdekket, lokalitet ved Geilen, Bolsøya

Sætradekket. Meta-arkose (bergart 26).

Noen få steder ligger det en tynn sone med meta-arkose over Risbergdekket (Figur 10). Denne er bare noen meter brei. I meta-arkosen ligger det mange steder deformerte mafiske ganger. Denne enheten er kartlagt ved Rekdal, men er ikke funnet på Bolsøya.



Figur 10: Foldet meta-arkose intrudert av en mafisk gang som er omvandlet til eklogitt.

Granat-glimmerskifer (bergart 24)

Over Sætradekket ligger Blåhødekket som hovedsaklig består av granat-glimmerskifer (Figur 11). Den er ca 350 meter brei på Bolsøya og ca 175 meter ved Rekdal, og antakelig et sted mellom disse to breddene ved Tautra.

På Tautra er det en tynn sone med marmor, kalkspatrik skifer, (bergart 15) som er noen meter brei.



*Figur 11:
Granatglimmerskifer
tilhørende Blåhø-dekket
kuttet av en lys
pegmatittgang.
Lokalitet på Årneset,
Otrøya,*

Amfibolitt (bergart nr. 20)

En opp til ca 500 meter brei sone med amfibolitt strekker seg NØ-over fra Trollhaugen på Otrøya mot Julsundet (Figur 12). Denne bergarten er inkludert i Blåhødekket. Det er en båndet bergart hvor innholdet av mørke mineral varierer en god del. Det kan variere fra meget lyse plagioklasrike lag til mørke amfibolrike. Tykkelsen varierer og fra cm til dm skala. Den inneholder i partier en god del granater.



Figur 12: Granatamfibolitt, lokalitet ved Trollhaugen, rett over planlagt tunneltrase.

Størendekket. Amfibolitt (bergart nr. 9)

Det øverste av skyvedekkenene er Størendekket som i Trondheimsfeltet består av bl.a. vulkanske bergarter dannet som putelava og som er omvandlet til grønnstein. I Moldeområdet er det ikke funnet putelava og både deformasjonsgraden og omvandlingen er høyere enn lenger NØ. Her er bergarten amfibolittisk (Figur 13). På Tautra er det en dioritt (bergart 10) i amfibolitten, ca 50 meter brei. Det er også en noen meter brei skiferhorisont i amfibolitten på Tautra.



Figur 13: Tynnskipfrig amfibolitt fra Størendekket, Lokalitet ved Vardholmbukta, Bolsøya

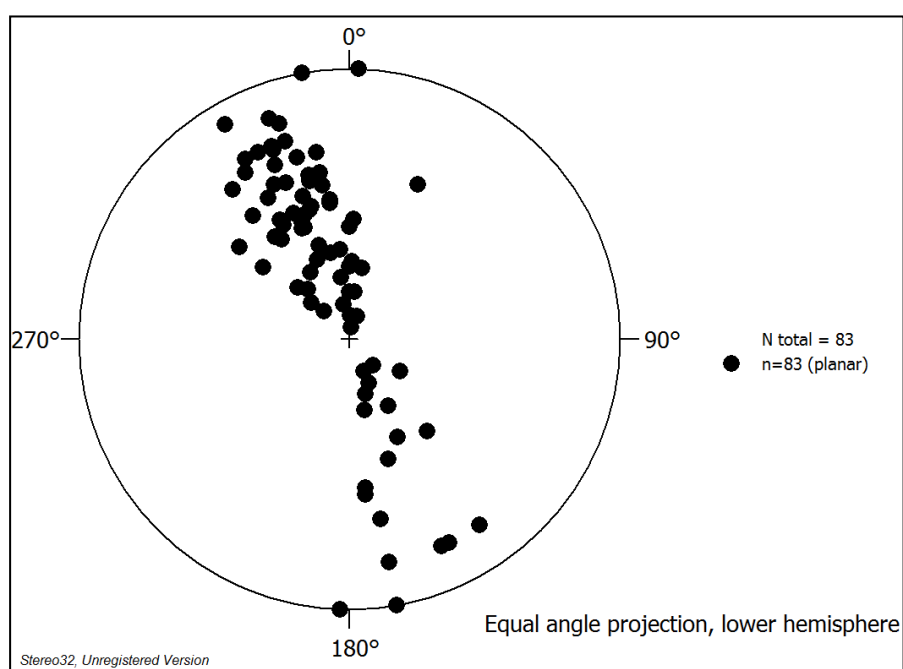
I tillegg til sonene i Moldefjorden opptrer enkelte steder bergarter som likner på bergartene i skyvedekkkene som lag i de prekambriske gneisene. På Otrøya ligger det nord for Oppstadhornet en sone med granat-glimmerskifer og nord for Heggdalshornet en tilsvarende sone. De er antatt å være innfoldete soner av Blåhødekket.

I området fra Fjellsenden til Nakkefjellet, vest for Tomrefjorden, ligger det tynne soner med kvartsitt (40), granat-glimmerskifer (24), amfibolitt (56) og øyegneis (52) som kan representere tynne soner av skyvedekkkene som er beskrevet over. De er observert vestover, men ikke øst for Tomrefjorden. På kartet er de tegnet forbi tunneltraseen for å antyde at det er en mulighet for at man kan møte disse bergartene i tunnelen.

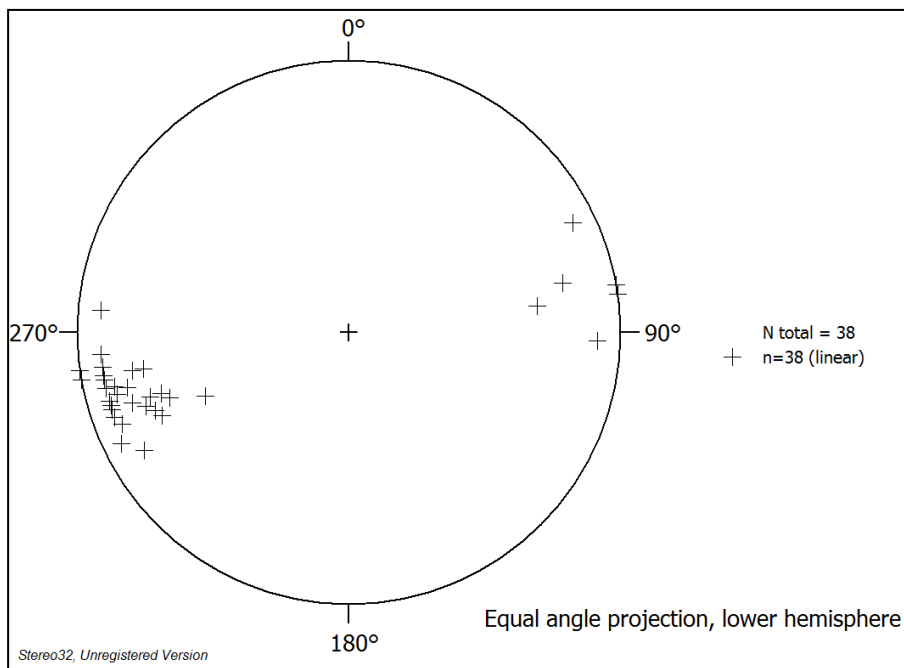
2.2.3 Strukturelle forhold

Foliasjonen som er målt under feltarbeidet er plottet i stereogram (Figur 14). Dette viser at foliasjonen i området har en retning som er meget stabil ØNØ-VSV-retning med en overvekt med fall mot SSØ. Dette er samme retningen som bergartssonene har i området. Plott av lineasjoner og foldeakser viser den samme retningen, med en hovedvekt av stupning mot VSV (Figur 15). Den VSV-lige retningen som foldeakser og lineasjoner viser, gjenspeiler seg og i de to større foldene som er kartlagt i området. De kaledonske dekkene ligger i en synklinal i Romsdalsfjorden som har denne retningen og kvartsitten under Rekdalshesten er og foldet i en antiklinal som kan følges vestover mot Brattvåg.

Det er tegnet inn noen forkastninger på kartet som er basert på tolkning av det aeromagnetiske kartet (Olesen et al 2015). De er også satt inn i vertikalsnittet som er tegnet langs tunneltraseen.



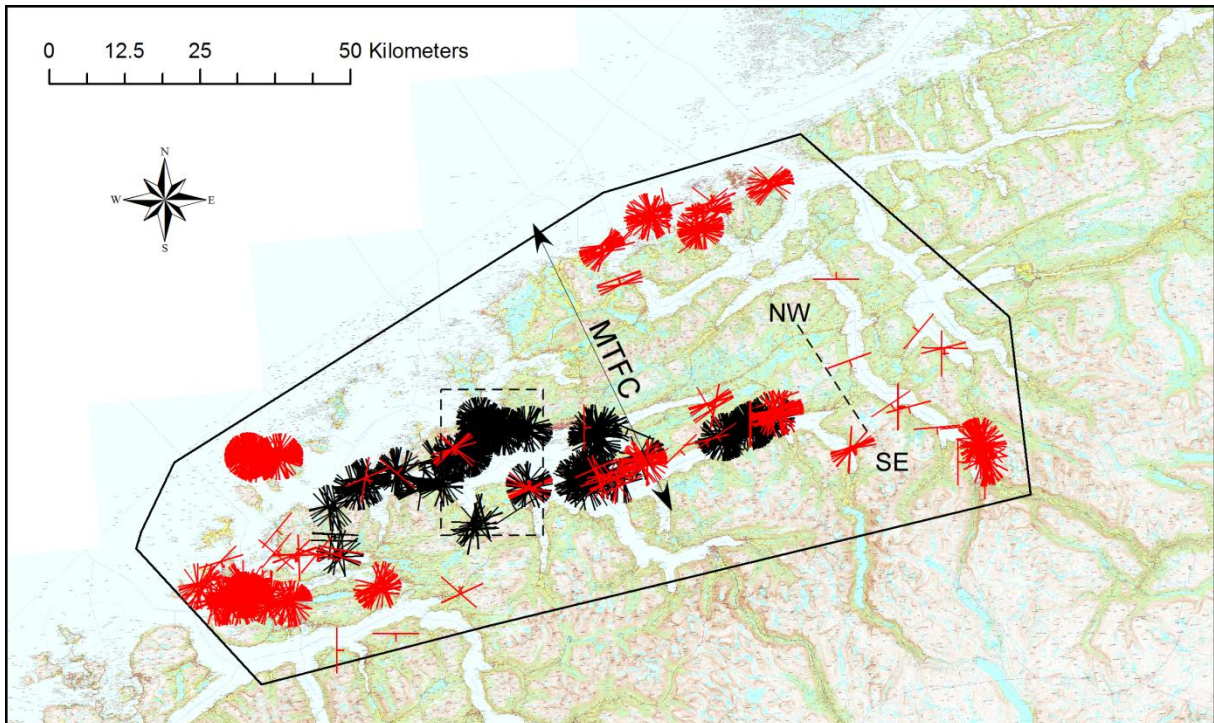
Figur 14: Polen til målte foliasjonsflater, plottet i undre halvkule.



Figur 15: Lineasjoner og foldeakser plottet i stereonet, undre halvkule.

3. STRUKTURGEOLOGI

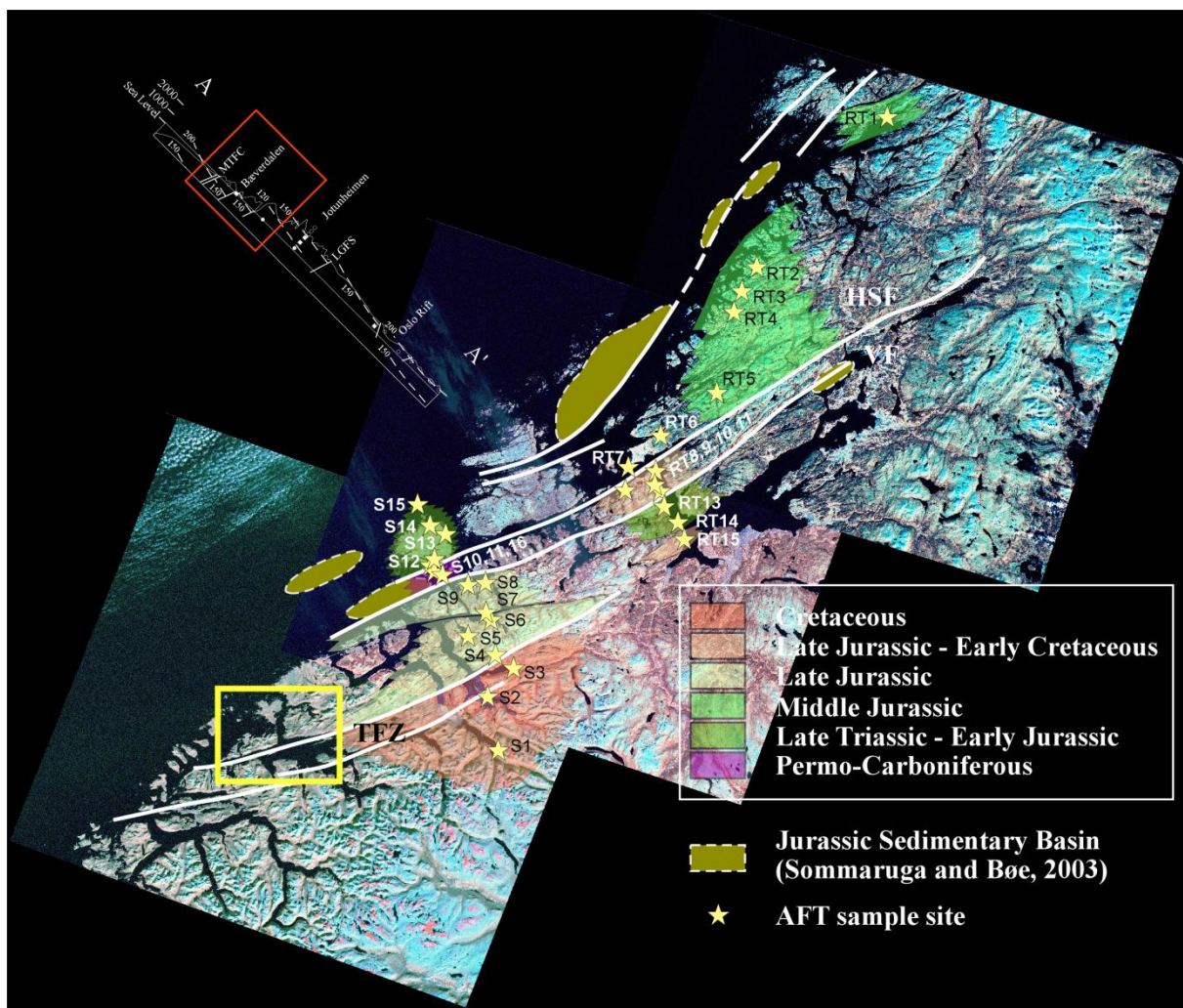
I perioden 21. til 26. mai 2015 ble det gjennomført en detaljert strukturgeologisk analyse av området langs Romsdalsfjorden av forsker Tim Redfield. Figur 16 viser lokaliteter der det ble gjort nye observasjoner (svarte symboler). I tillegg er data fra tidligere undersøkelser utført av NGU (2000-2013) tatt med her (røde symboler).



Figur 16: Kart som viser det undersøkte området (svart polygon) i Molde- Fannefjord-regionen. Svarte symboler viser data innsamlet i spesifikt for denne rapporten. Røde symboler viser data innsamlet tidligere av T. Redfield, P.T. Osmundsen og andre. Møre-Trøndelag Forkastningskompleks (MTFC i Figuren) er definert som området mellom to viktige forkastninger som ligger hhv nær kysten og i indre deler av Romsdal (jfr. Figur 17). Stiplet boks viser området der det skal bygges tunnel og bru. Stiplet linje merket NW-SE viser plassering av snittet/profilen nederst i Figur 18.

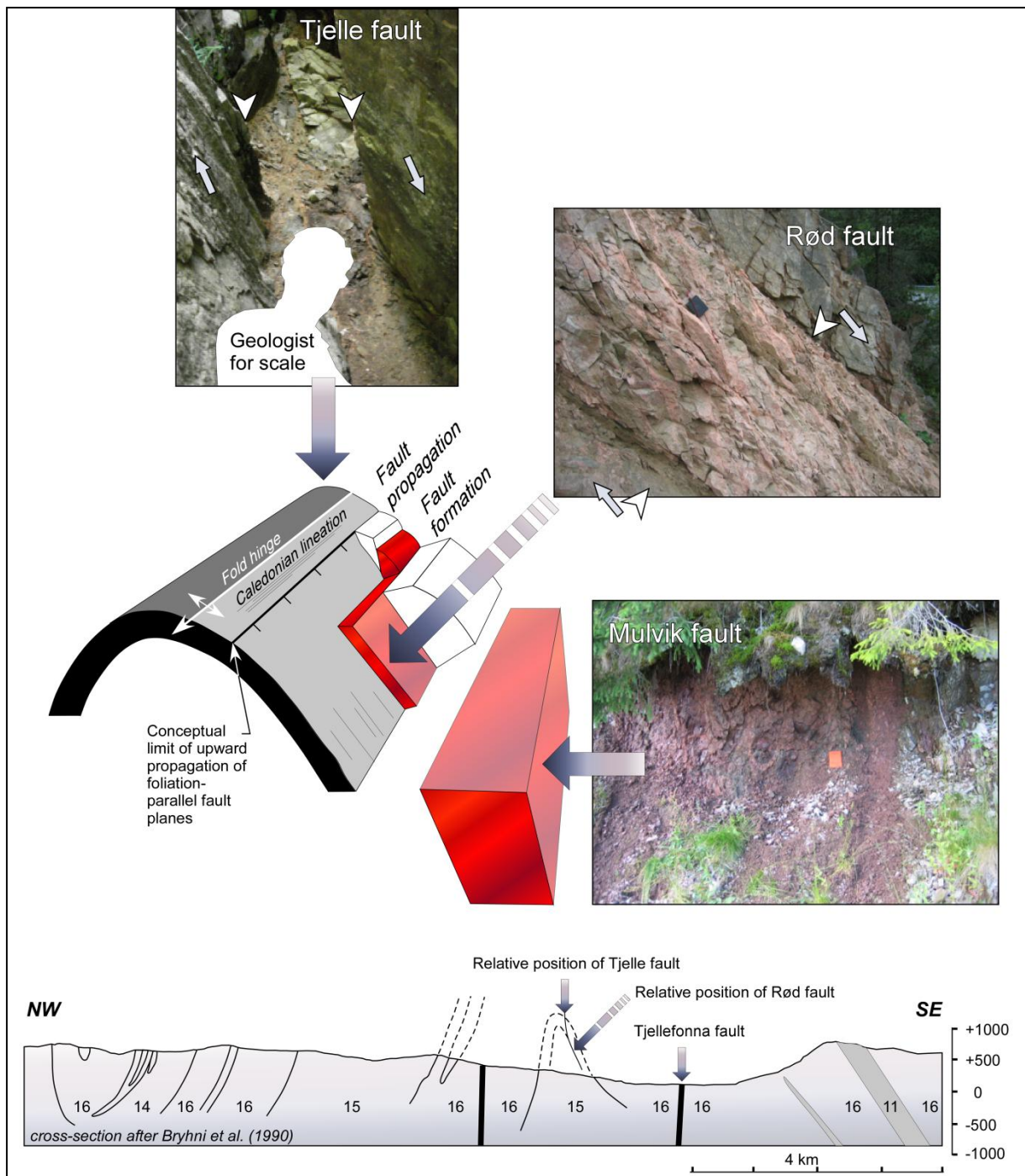
3.1 Strukturgeologisk oversikt

Møre-Trøndelag Forkastningskomplekset (MTFC, Figur 16 and 17) ble opprinnelig definert av Gabrielsen & Ramberg (1979) på grunnlag av studier av satellittbilder. Gabrielsen & Ramberg (1979) foreslo at MTFC i hovedsak består av to NØ-SV-orienterte, sub-parallelle forkastninger: Hitra-Snåsa og Verran forkastningene. I tillegg er det stort antall mindre forkastninger og lineamenter assosiert med disse forkastningene. I tiden etter den opprinnelige definisjonen har avgrensingen av MTFC i sørøst blitt flyttet gradvis lenger innover mot fastlandet. Redfield & Osmundsen (2009) foreslo at Tjellefonna forkastningssone, som strekker seg langs Langfjorden, utgjør den innerste forkastningen i MTFC. Denne rapporten følger denne definisjonen, slik at hele det undersøkte Molde-Fannafjordområdet tilhører MTFC.



Figur 17: Oversiktskart som viser tre viktige forkastninger langs Møre Trøndelag Forkastningskomplekset (MTFC). HSF = Hitra-Snåsa- forkastningen. VF = Verran-forkastningen. TFZ = Tjellefonna-forkastningssonen. Gule stjerner og tilhørende prøvenummer viser apatitt fisjonssporaldre (Apatite Fission Track; AFT) og resultater fra tidligere undersøkelser (f. eks. Redfield et al. 2004, 2005a). Generelt viser undersøkelser langs sprø forkastninger relativ bevegelse ned mot nordvest. To til fire kilometers relativ bevegelse har trolig skjedd i løpet av de siste 100 Ma. Gul boks nede til venstre viser området som er undersøkt for denne rapporten.

MTFC er et strukturelement som har vært aktivt gjennom lang tid og har en tektonisk historie med bevis for høyrelengs, venstrelengs og normal relativ bevegelse. Det er klart at forkastningskomplekset har spilt en viktig rolle i utviklingen av kontinentalmarginen langs norskekysten (f. eks. Gabrielsen et al. 1999; Braathen 1999). Senere undersøkelser har vist at individuelle/enkelte forkastninger langs MTFC ble reaktivert i mesozoisk tid, og etter strekningen som til slutt ledet til åpningen av Nord-Atlanteren (Redfield et al., 2004, 2005a, b; Redfield and Osmundsen, 2009, 2013, 2015). I tillegg til å reaktivere eldre kaledonske og pre-kaledonske forkastninger, har det under ekstensjonen også blitt dannet forkastninger langs glimmerrike foliasjonsplan i bergartene (Figur 18; se Redfield & Osmundsen, 2009). Reaktivering av mange forkastninger langs MTFC har blitt tolket som en saksebevegelse med økende sprang (bevegelse) fra nordøst mot sørvest (Redfield & Osmundsen, 2009).



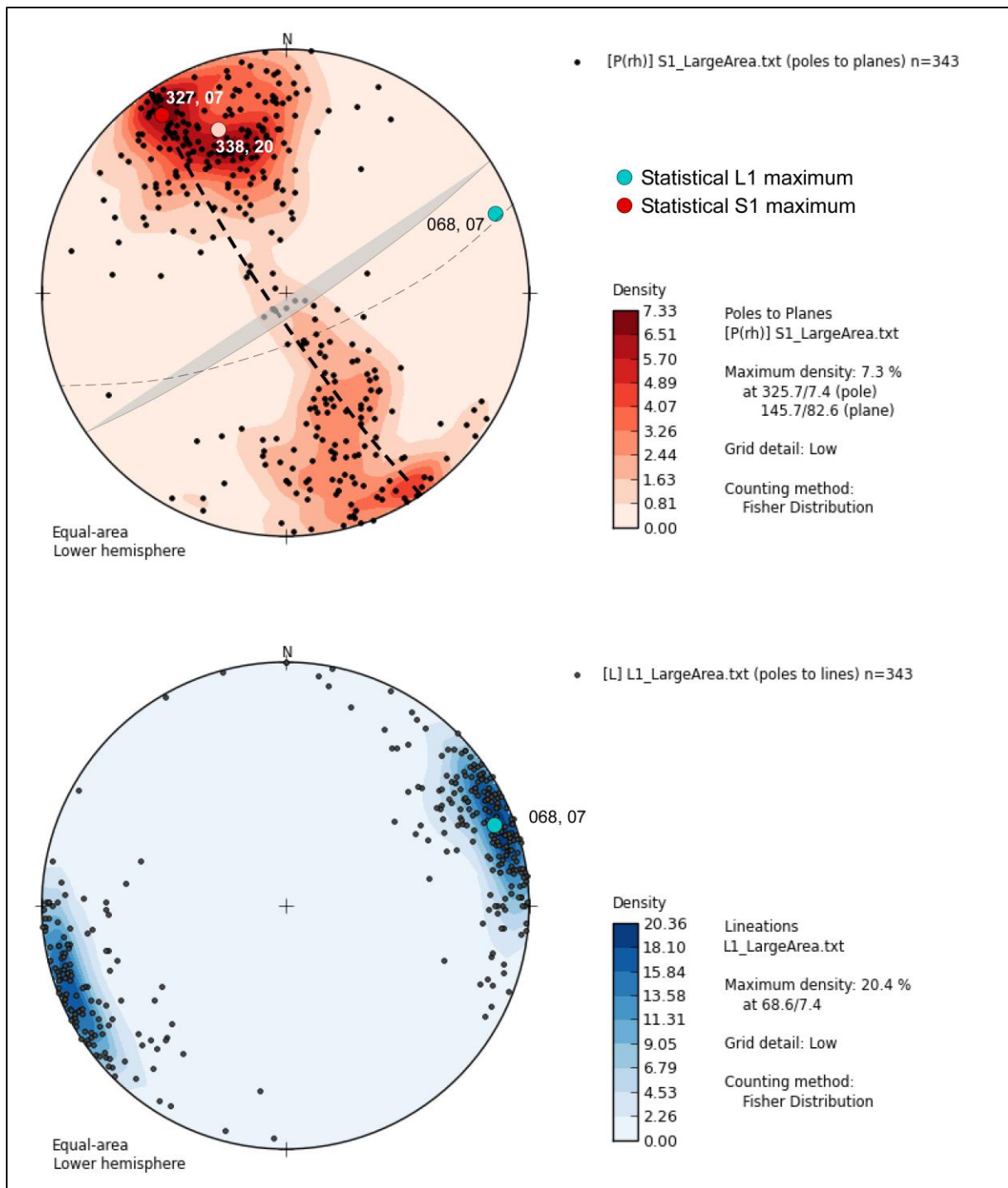
Figur 18: Figuren viser hvordan Tjelle-forkastningen, Rød-forkastningen, som ligger langs strøket fra Tjelle, og Mulvik-forkastningen, konseptuelt kan plasseres i forhold til en av de tette foldestrukturene som opptrer i det undersøkte området. Rød-forkastningen er orientert parallelt med strøket for foldet kaledonsk foliasjon; denne forkastningen oppstod trolig ved re-aktivering av eksisterende foliasjonsplan under mesozoisk skorpestrekning og ekstensjon. Forkastninger av Tjelle-typen vil i hovedsak dannes langs foldeombøyninger der re-aktiverte normalforkastninger lokalt må kutte den regionale foliasjonen. En modell for utviklingen av forkastningssystemet vil omfatte: 1) Sen-mesozoisk eller tidlig-kenosoisk dannelse eller re-aktivering av forkastninger parallelt med hovedfoliasjonen; 2) kenosoisk utvikling av forkastninger langs folde-ombøyninger; og 3) forkastningene lenkes sammen til brede og kontinuerlige strukturer med en velutviklet forkastningskjerne slik som ved Mulvik. Underst i Figuren: Store, gjennomgående forkastninger som ved Mulvik utgjør regionalt viktige strukturer som gjerne ligger langs fjordene, jf Tjellefonna-forkastningen. Forkastninger og foldegeometri relatert til et geologisk snitt (fra Bryhni et al. 1990) over ved Tingvoll/Langfjorden er vist som stiplet linje i den nordøstlige delen av Langfjorden (Figur 16).

I hele Molde-Fannefjord-regionen er det strukturelle bildet dominert av en rekke antiformer og synformer der de kaledonske skyvedekkene blir foldet sammen med de prekambriske bergartene i grunnfjellet (se f. eks. Robinson, 1995). Foldene ble dannet ved kompresjon under duktile forhold, og ble utsatt for strekning og utvikling av sprekker/forkastninger ved senere (mesosoisk) sprø deformasjon av bergartene. Mange forkastninger ser ut til å ha blitt initiert langs steile sjenkler på regionale folder (Figur 18). Lag med mye glimmer har vært særlig gunstig for dannelse av forkastninger. Ved fortsatt strekning ble det dannet flere og flere forkastninger som etter hvert ble lenket sammen og dannet større, regionalt viktige forkastningssoner. Noen av de største forkastningssonene som nå definerer forløpet av fjordene, kan ha hatt relativ bevegelse på opptil 2-4 km siden sein kritt (Redfield et al., 2004, 2005a, b).

Disse observasjonene har stor betydning for vurdering av de ingeniørgeologiske forholdene langs den planlagte tunneltraseen. Det fins mange forkastninger i hele Molde-Fannefjord-regionen. Den planlagte tunneltraseen vil krysse både større og mindre forkastningssoner som går langs fjorden, og det vil være viktig å identifisere disse så langt det lar seg gjøre under planlegging av tunnelen.

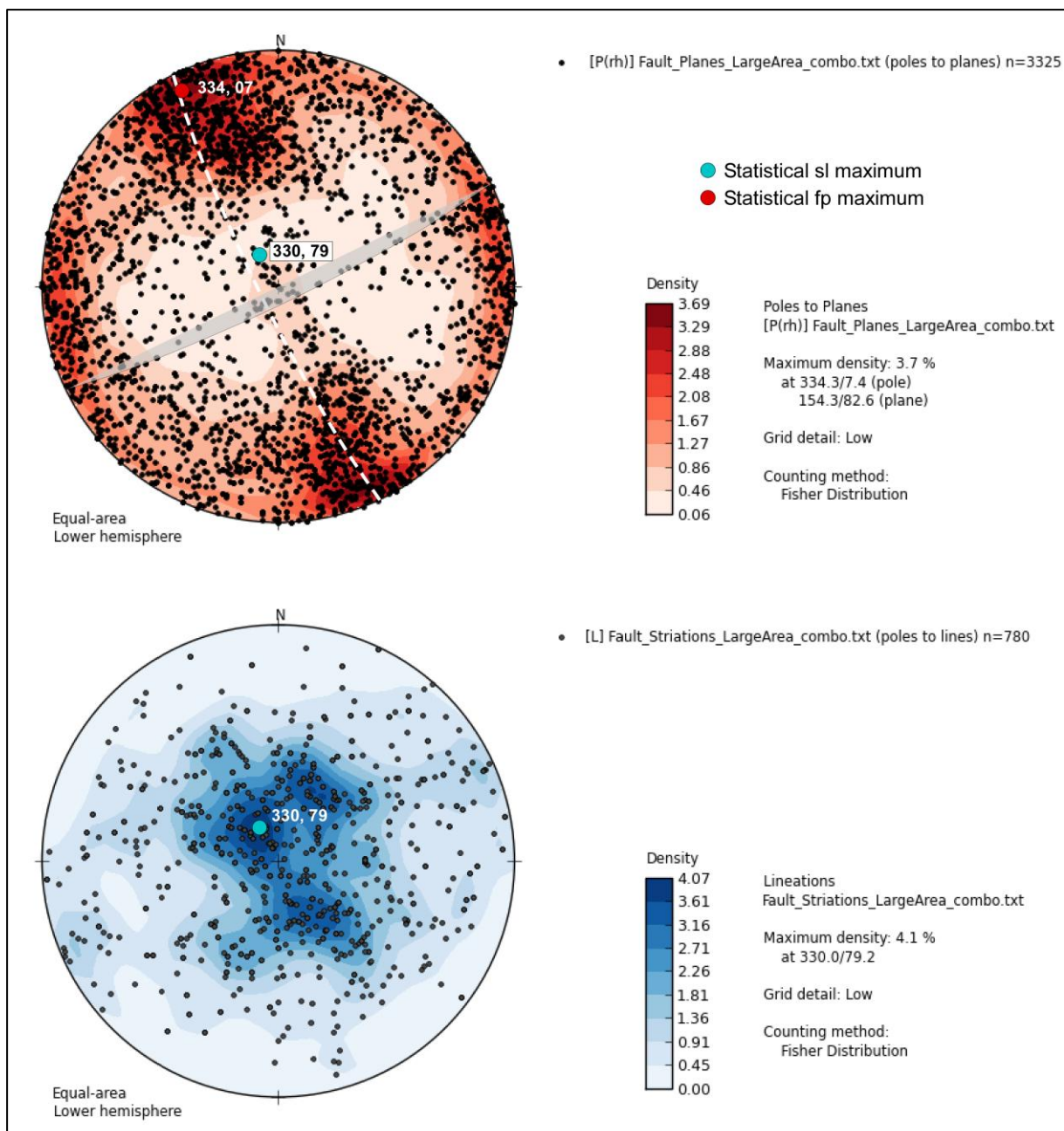
3.2 Strukturdata fra Molde-Fannefjord-området

Datasettet som er brukt i den regionale sammenstillingen in denne rapporten omfatter til sammen 2769 målinger; omtrent halvparten av disse stammer fra tidligere undersøkelser. (Figur 16). I tillegg er det tatt hensyn til målinger og undersøkelser utført av Peter Robinson i flere år siden 1990. Målte strukturer omfatter foliasjonsplan, duktile strekningslineasjoner, sprø forkastningsplan, slickenlines på sprø forkastningsplan, og ulike typer sprekker/joints med og uten mineralisering/belegg.



Figur 19: Stereoplott (equal-area, undre halvkule) som viser poler til S1 foliasjonsplan (øverst) og L1 strekningslineasjon (nederst). Målingene er gjort regionalt i Molde-Fannefjord-regionen (Figur 16). Rød og blå sirkel indikerer statistisk maksimum for henholdsvis pol-til-plan og lineasjoner. Lys rosa sirkel ved (338, 20) representerer et alternativt S1 maksimum som vil passe bedre til det observerte S1 maksimum (lys blå sirkel).

Strukturdata fra denne undersøkelsen er i samsvar med tidligere arbeid utført av Robinson (1995) og Bryhni et al. (1990) som viste at området er karakterisert av tette til isoklinale syn- og antiformer som folder en sterk metamorf foliasjon (her kalt S1). Den duktile strekningslineasjonen (L1) er sterkt utviklet.



Figur 20: Stereoplott (equal-area, undre halvkule) viser poler til forkastninger dannet ved sprø deformasjon (øverst) og slickenlines dannet ved bevegelse langs slike plan (nederst).

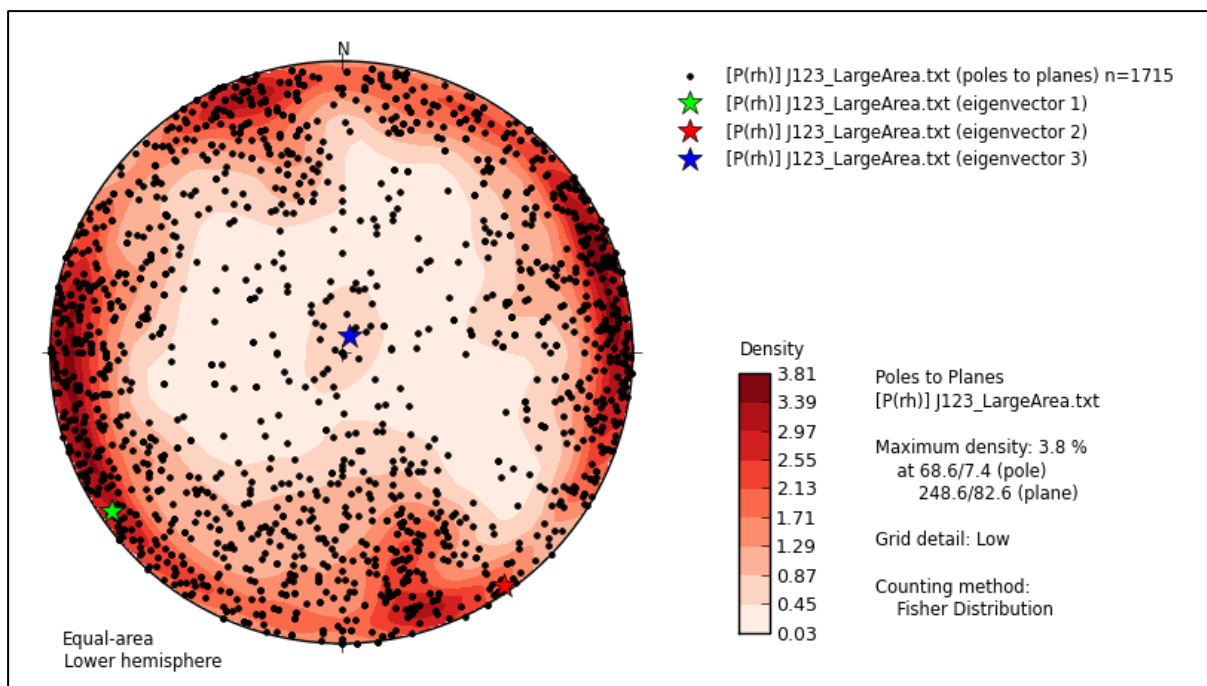
Etter en regional heving fra relativt store dyp med duktil deformasjon, ble både grunnfjellet og skyvedekkenes utsatt for sprø deformasjon og gjennomslutt av forkastninger. Slik sprø deformasjon foregikk i mange områder langs den norske kontinentalmarginen, inkludert hele området som er undersøkt her. Bauck (2010) undersøkte zeolitt-mineraler fra tre blotninger i Tjellefonna-forkastningssonen (Figur 17), og resultatene indikerer at forkastningsbergartene ble dannet på et dyp på maksimalt 9 km. Bauck (2010) fant ulike typer forkastningsbergarter fra breksje og kataklasitt til leirrik gouge, og med minst tre generasjoner med zeolitt. Dette er i samsvar med flere episoder med sprø deformasjon som kan ha skjedd over et langt geologisk tidsrom.

I det undersøkte området er lineasjoner på forkastningsplan vanligvis dannet av kataklasitt, epidot og rød/rosa zeolittmineraler som basert på Bauck (2010) er antatt å være laumontitt. Selv om det fins eksempel på slak lineasjon, er det generelle bildet preget av steile lineasjoner (Figur 20). Kinematiske indikatorer er av variabel kvalitet fra meget god (Figur 21) til dårlig eller ikke-eksisterende. Samlet viser undersøkelsene gjennom flere år at mange av forkastningene viser normal bevegelse.



Figur 21: Slickenlines og velutviklede trinn i laumontitt(?) i en forkastning med normal bevegelse.

Bergartene i det undersøkte området er et stort antall sprekkersett (Figur 22). Mange er steile, men det fins også sprekker med moderat til slak helling. Den siste kategorien blir trolig underrepresentert i Figur 22 på grunn av at steile sprekker kommer mer tydelig fram og vanligvis blir lettere observert i felt.



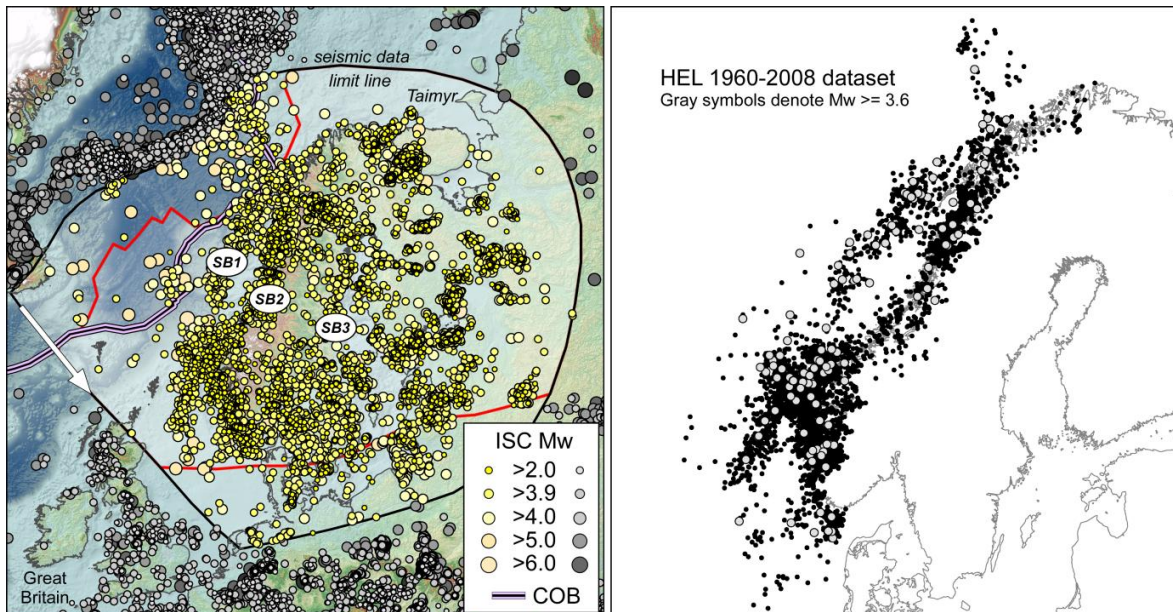
Figur 22: Stereoplott (equal-area, under halvkule) som viser poler til sprekkeplan. Stjerner med farge viser maksimum (grønn), middels (rød), and minimum (blå) egenvektorer. Merk at mange naturlige forekommende subhorisontale sprekker sannsynligvis mangler i datasettet.

3.3 Regional seismisitet

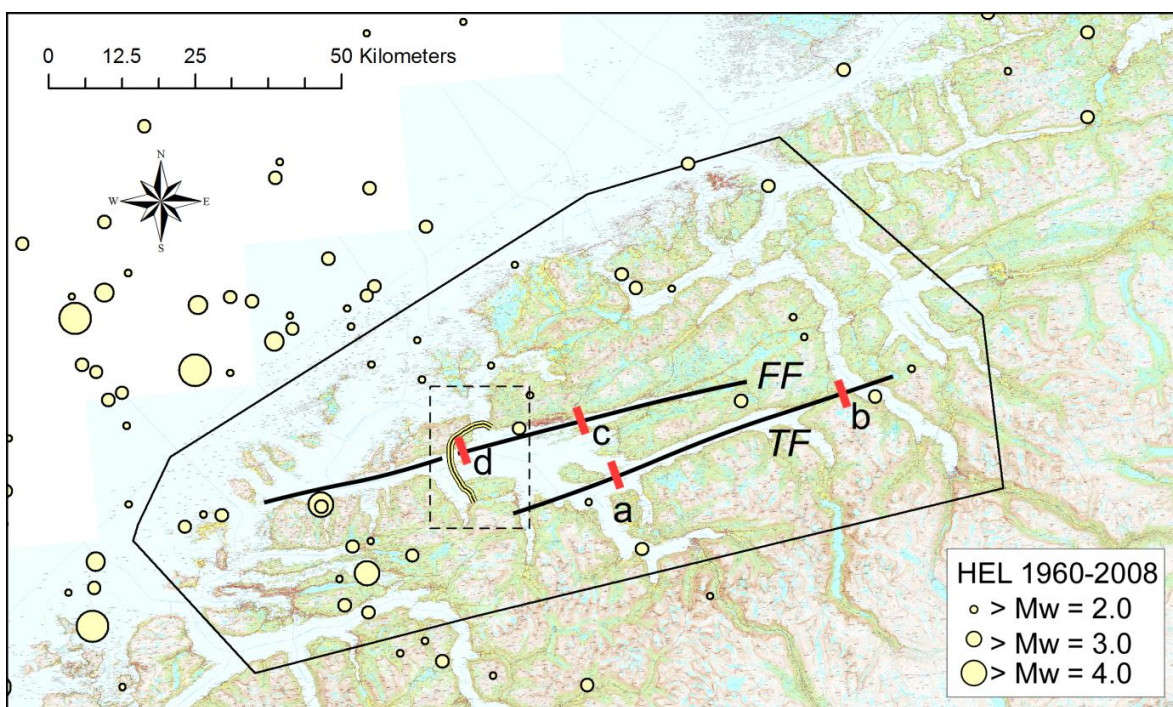
Jordskjelvaktivitet i Skandinavia viser at det finnes aktive forkastninger. Sykes (1978) foreslo at jordskjelv som ikke forekommer langs aktive plategrenser er relatert til relativt svake soner i berggrunnen. Schulte & Mooney (2005) demonstrerte at omtrent 50 % av slike jordskjelv med $M_w \geq 4.5$ forekommer i skorpe med strekningsspenning (se også Johnson & Kanter, 1990). Fennoskandisk seismisitet er i godt samsvar med dette: 80 % av energien (Cumulative Seismic Moment magnitude - CSM_w), forekommer langs kontinentalmarginen (Figur 23; se Redfield & Osmundsen, 2015).

Jordskjelv med $M_w \geq 5.0$ er ikke uvanlig i Fennoskandia, og historiske hendelser av denne typen er dokumentert langs norskekysten (Husebye & Kebeasy 2004; Husebye 2005; Bungum & Olesen 2005 a, b). Ingen jordskjelv med $M_w \geq 6.0$ har blitt registrert i Fennoskandia innenfor tidsperioden med instrumentell måling av skjelv. Hyppigheten av slike skjelv er derfor ikke godt forstått. På grunnlag av teoretiske betraktninger foreslo Bungum et al. (2005) at det er et "underskudd" på jordskjelv i Norge.

Selv om jordskjelvprediksjon ikke er en eksakt vitenskap, er det ikke urimelig å anta at områder med kjente forkastninger, og der det også er seismisk aktivitet, kan være utsatt for framtidige jordskjelv. Planlagt tunnel og bru ligger innenfor det som er definert som 'Fennoscandian coastal seismic belt SB2' (Figurene 23 og 24), og ligger nær Fannefjord/Tjellefonna-segmetet av TFZ/MTFC (Figur 17). Det vil derfor være viktig å vurdere om Fannefjord- eller Tjellefonna-forkastningen vil kunne gi opphav til et signifikant jordskjelv.



Figur 23: Venstre: Kartet viser seismisitet i Fennoskandia og nordlige Atlanteren. Sirklene representerer episenter som er arkivert ved International Seismological Center (ISC) mellom 1960 og 2012, skalert etter styrke (magnitude M_w). Gult markerer hendelser som ligger innenfor den seismiske avgrensingen av Fennoskandia og tilgrensende havområde (se Redfield & Osmundsen, 2015). SB1, SB2 and SB3 viser til seismiske belter diskutert i teksten. Høyre: Kartet viser jordskjelv langs den Skandinaviske kontinentalmarginen. Data er tatt fra FENCAT catalog; University of Helsinki.



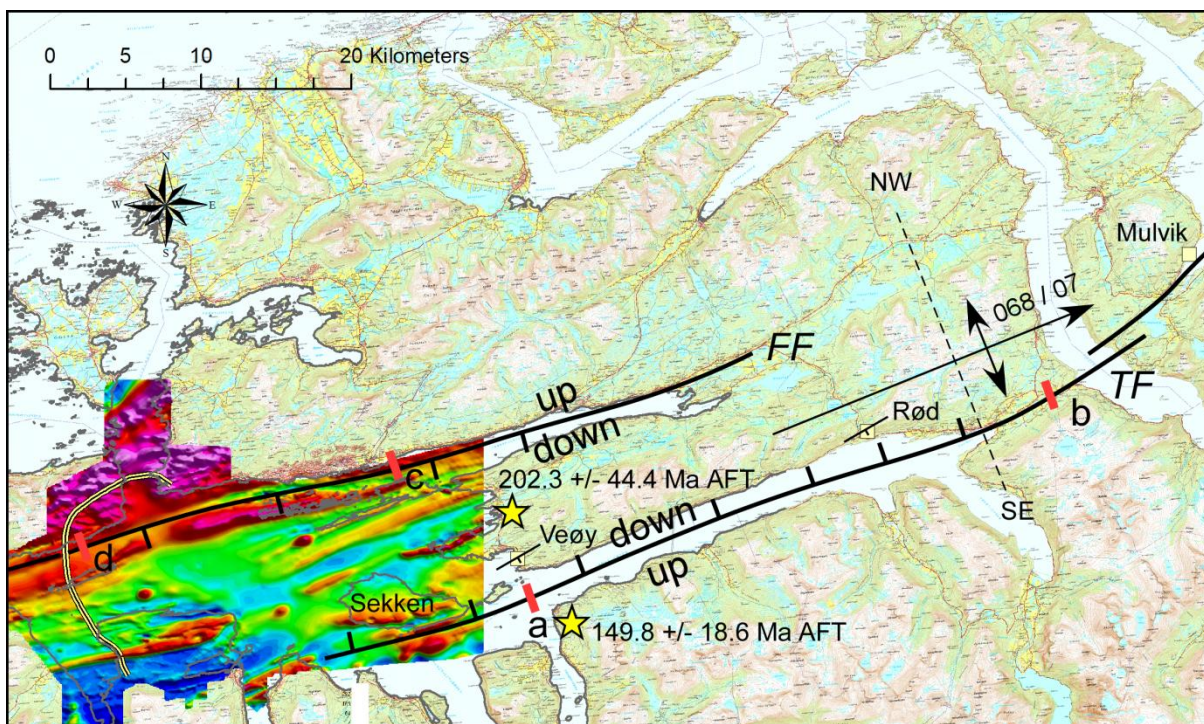
Figur 24: Kartet viser jordskjelv $M_w \geq 2.0$ (gule sirkler) som forekom i det undersøkte området mellom 1960 and 2008; alle data kommer fra University of Helsinki (FENCAT) catalog. Planlagt bru/tunnel vist med gult vegsymbol. FF = Fannefjord-forkastningen. TF = Tjellefonna-forkastningen. Merk at det fins mange andre forkastninger i regionen; disse er ikke vist her. Røde snittlinjer markert a), b), c), and d) viser til steder der plasseringen av FF/TF forkastningssoner er godt avgrenset ved hjelp av seismiske refraksjonsmålinger som viser soner med lav hastighet i kjernen av forkastningene. Det er ikke mulig å knytte spesifikke hendelser til enten FF eller TF.

3.4 Strukturell tolkning

Som nevnt over utgjør kaledonsk foliasjon og skifrighet det strukturelle grunnlaget for reaktivering som skjedde under strekning og fortynning av skorpa i mesozoisk tid (se f. eks. Redfield & Osmundsen, 2009). Forkastningsbergartene i området viser at det må ha vært flere perioder med deformasjon (f. eks. Bauck, 2010). Dagens seismiske aktivitet tilsier videre at det oppstår nye brudd i bergartene på dypet (Redfield & Osmundsen, 2015).

Selv om Tjellefonna- (TF) og Fannefjord-forkastningen (FF) er skjult i fjordene, er det likevel mulig å si noe om tolkningen av disse regionalt viktige strukturene. En mulig tolkning er vist i Fig. 25, der TF og FF er framstilt som to steile normalforkastninger med motsatt polaritet/bevegelse: FF er kartlagt som hellende steilt mot SSV basert på upubliserte data fra en grunn refraksjonsseismisk linje skutt over traseen for Bolsøy-tunnelen på 90-tallet. TF er antatt å ha relativ bevegelse ned mot NNV. Dette er basert på detaljerte studier av fisjonsspor i apatitt fra prøver på begge sider av forkastningen. Forskjellen i fisjonsspor data viser at forkastningen skiller to ulike strukturelle nivå med klart forskjellig termisk historie.

Det er ikke mulig å avgrense forkastningsbevegelser mer enn å fastslå at det har vært bevegelse innenfor de siste 100 millioner år. Den maksimale alderen stammer fra regionale termokronologiske undersøkelser (Redfield et al., 2004, 2005a; se Fig. 17). Basert på flere studier i Norge, er det generelt enighet om at dagens fjellområder har blitt hevet omtrent 1000m eller mer i kenozoisk tid (dvs. de siste 65 millioner år). Ved å sammenligne med andre landskap styrt av normalforkastninger, i ulike deler av verden, har Redfield et al., (2005b), Redfield & Osmundsen (2013; 2015) og Osmundsen et al. (2010) foreslått at mye av dette foregikk ved heving av liggsonen langs store forkastningsskrenter som karakteriserer mange av forkastningene langs TFZ. Dersom denne modellen er korrekt, vil jordskjelvaktiviteten, og heving langs forkastninger, kunne anses som uttrykk for frigjøring av spenninger i jordskorpa (se Redfield & Osmundsen, 2015).



Figur 25: Tolkingskart som viser plassering og postulert relativ bevegelse langs Fannefjord- (FF) og Tjellefonna-forkastningen (TF). Relativ bevegelse er bestemt ved hjelp av tolkning av regionale termokronologiske data (fisjonsspor i apatitt, gule stjerner, se også Figur 17), regionale kinematiske indikatorer observert langs mindre forkastninger, og seismiske refraksjonsdata skutt over Bolsøy-tunnelen (c). Plassering av Veøy-, Rød-, og Mulvik-forkastningen vist med gule firkanter. Antiformsymbolet viser til regionale S1 og L1 data (Figur 19).

3.5 Ingeniørgeologiske konsekvenser

Området der det er planlagt tunnel og bru ligger i en sone med sterkt utviklet foliasjon i bergartene, stor hyppighet av sprø strukturer (sprekker og forkastninger), og mer lokaliserte forkastninger med sterkt oppsprukne bergarter. Alle disse strukturelementene vil kunne bidra til å svekke bergartene, og til sammen kan de gi opphav til svært svake bergarter. Høye vanntrykk i en dyp tunnel under fjorden vil sammen med potensiell seismisk aktivitet gi grunn til stor aktsomhet.

I området der det planlegges hengebru er foliasjonen i bergartene foldet i en antiform avgrenset av forkastninger. Både grunnfjellet og bergartene i skyvedekkenene har til vanlig lav sprekketetthet. Det finnes mange små, sprø forkastninger; vanligvis uten zeolitt-årer eller soner med oppknust berg (gouge). Sprekkene er vanligvis uten mineralisering.

Otrøy-tunnelen passerer under et stort volum med mulig ustabil fjell ved Oppstadhornet. Den nedre avgrensingen av det ustabile partiet antas å komme i dagen noen hundre meter over havnivå. Det skal også nevnes at Braathen et al. (2004) identifiserte en viktig forkastning med steilt fall mot SSØ langs baksprekken for det ustabile partiet. Langs denne forkastningen finnes det zeolitt-mineralisering, breksjer og slickensides som indikerer normal bevegelse langs forkastningen. Forløpet mot dypet er ukjent, men det kan ikke ses bort fra tunnelen vil kunne treffe på at denne eller lignende forkastninger.

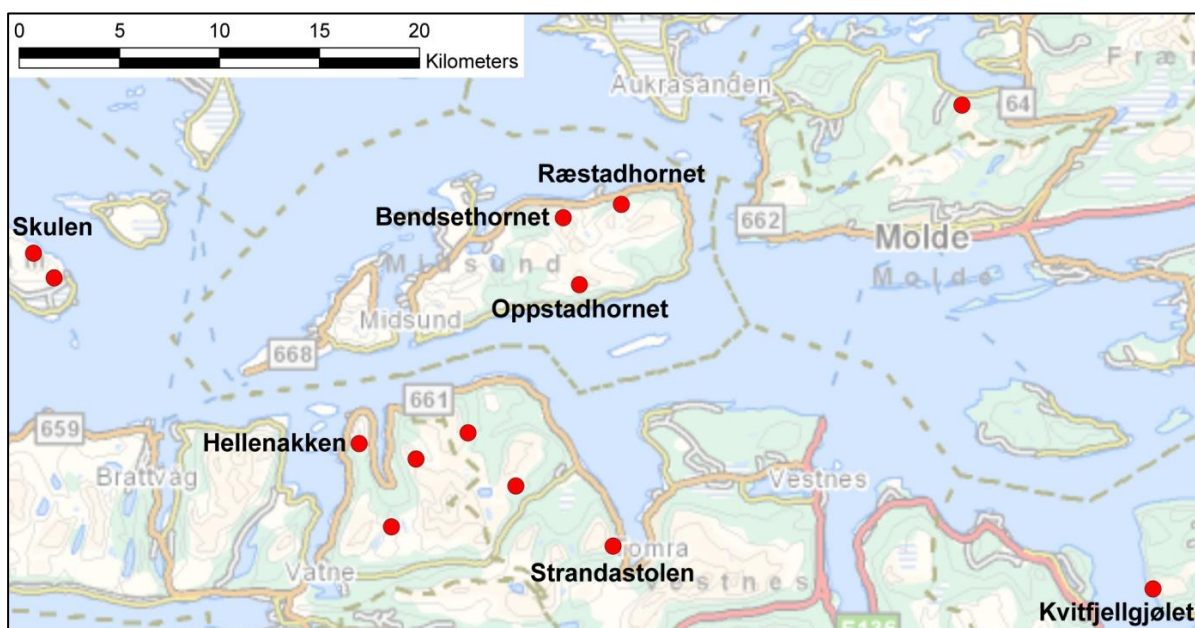
Den strukturelle forbindelsen mellom Tjellefonna- og Fannefjord-forkastningen er ennå ikke godt forstått. Det er mulig, eller til og med sannsynlig, at det fins andre forkastninger som vil krysses av tunnelen mellom Otrøya og fastlandet. På Sekken (Figur 25) fins det to mindre forkastninger og det er svært vanlig med mineralisering på sprekkeflater. Dette tyder på at Sekken ligger i hengsonen til Tjelle-forkastningen. Forløpet av Tjelle-forkastningen, og om den hefter seg på en annen forkastning under fjorden, er ikke avklart.

Hengebrua over Julsundet og tunnelen under Romsdalsfjorden ligger i en kjent seismisk sone. Jordskjelv mellom 3,0 og 4,0 er vanlig, og det bør planlegges for jordskjelv med styrke minst 5,0 på Richters skala. Jordskjelv med styrke større enn 6,0 ser ut til å mangle i "Baltica's catalog" (Bungum et al. 2005).

4. USTABILE FJELLPARTIER & FLODBØLGER

NGU utfører systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Møre og Romsdal siden 2005 i samarbeid med Norges Vassdrags- og Energidirektoratet og den tidligere fylkesgeologen i Møre og Romsdal. Av 280 undersøkte områder, er det oppdaget 90 ustabile fjellpartier med tegn på tidligere eller nåværende bevegelser (Oppikofer m.fl. 2013). Alle ustabile fjellpartier vil etter hvert klassifiseres etter fare og risiko i henhold til fare- og risikoklassifiseringen (Hermanns m.fl. 2012), og gjøres tilgjengelig i databasen for ustabile fjellpartier (Oppikofer m.fl. 2015). Flodbølger, som er forårsaket av at fjellskred går inn i en vannmasse, er en stor trussel for befolkningen og infrastruktur langs fjorder og innsjøer, siden de kan nå bosteder flere km fra fjellskredet i løpet av noen få minutter.

Figur 26 viser en oversikt over identifiserte ustabile fjellpartier i studieområdet. Det store ustabile fjellpartiet Oppstadhornet på sørsida av Otrøya og andre ustabile fjellpartier som kan danne flodbølger i prosjektområdet er omtalt i det følgende.

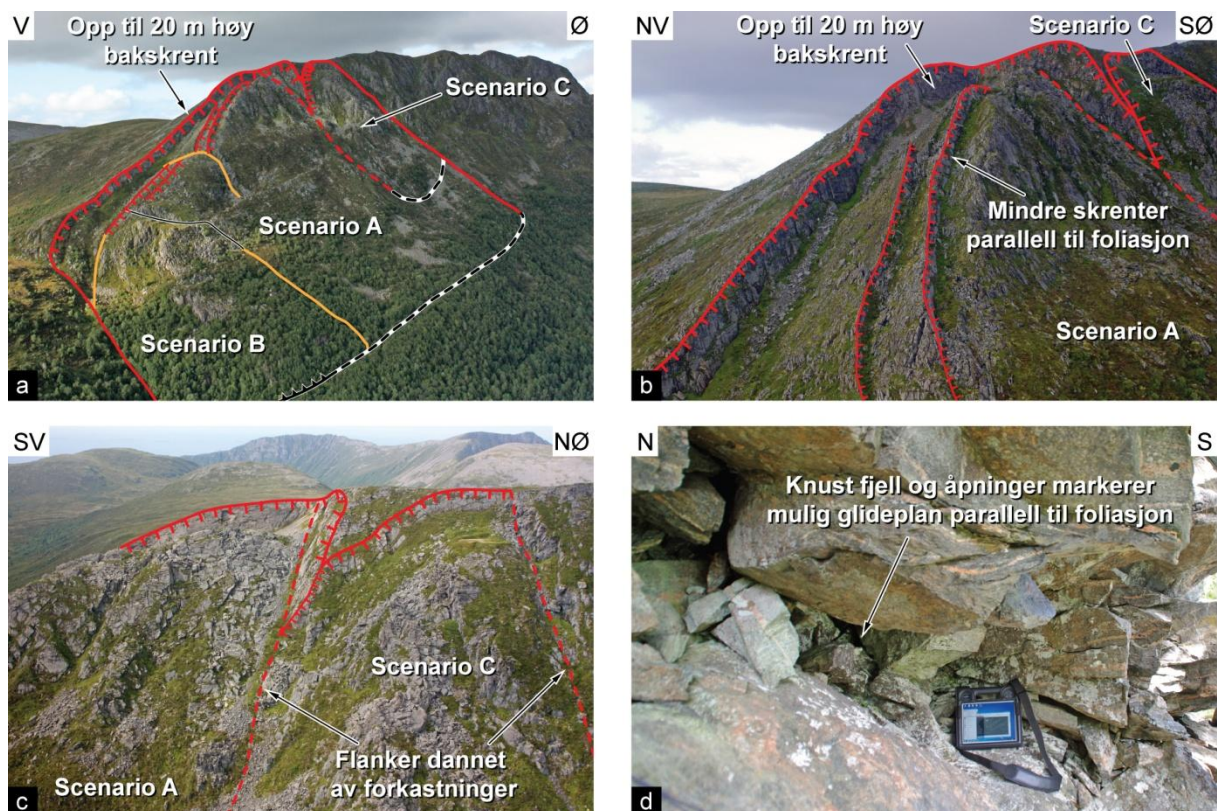


Figur 26: Oversiktskart over ustabile fjellpartier i studieområdet (fra NGUs database over ustabile fjellparti).

4.1 Oppstadhornet

Oppstadhornet ligger i en sørøstvendt skråning 730 m ovenfor Midfjorden på Otrøya. Det store ustabile fjellpartiet er avgrenset i bakkant av en fullt utviklet bakskrent (Figur 27a, b). Bakskrenten følger gneisens foliasjon som faller 70° mot sørøst og det er indikasjoner på at dette er en del av en gammel forkastning. Den totale forskyvningen langs bakskrenten er opp til 20 m i nordøst og minker til omtrent 5 m i vest. Innenfor det ustabile området finnes det videre flere skrenter med noen meter forskyvning og mange nordvest-sørøst-gående åpne sprekker (Figur 27b). Den østlige flanken er dannet av to bratte, vesthellende forkastninger som trer frem som flere meter høye fjellvegger (Figur 27c). Den vestlige avgrensingen er mindre tydelig utviklet, men er markert som en innsynkning i terrenget.

Gneisens foliasjon er generelt brattere enn fjellsiden, men blir slakere i nedre del av fjellpartiet der det også finnes et utgående glideplan (i sørvestlig del) (Figur 27d). Fortsettelsen av dette glideplanet er ikke synlig østover pga. ur men antas å ligge mellom 310 m.o.h. i vest og 360 m.o.h. i øst. Tidligere ble det antatt at det ustabile fjellpartiet strekker seg ned helt til 100 m.o.h. (Blikra m.fl. 2002, Braathen m.fl. 2004), men nye feltobservasjoner indikerer at morfologien der er styrt av en endring i geologiske strukturer og ikke grunnet en utbuling dannet av bevegelser i fjellet.



Figur 27: Bilder av det ustabile fjellpartiet Oppstadhornet: a) oversiktsbilde som viser den opp til 20 m høye bakskrenten av scenario A, en rekke mindre skrenter og avgrensingen av to mindre scenarier: scenario B i sørvest og scenario C i nordøst; b) detaljbilde av bakskrenten som er dannet av en forkastning og en rekke mindre skrenter som er parallell til gneisens foliasjon og til bakskrenten; c) scenario C er avgrenset av en skrent parallell til gneisens foliasjon og av to forkastninger til begge sider; d) detaljbilde av det utgående glideplanet observert i sørvest på foten av scenarier A og B. Glideplanet er parallell til gneisens foliasjon som faller her cirka 30° mot SSØ. Oppknust fjell, åpninger og hull tilsier at dette er et mulig glideplan (bilder fra NGUs database over ustabile fjellparti).

De geologiske strukturene indikerer mulighet for en planutglidning dersom foliasjonen er slakere enn fjellsiden, men det kan også være en mer kompleks kilemekanisme dannet av foliasjonen og de bratte forkastningene i den østlige flanken.

Hele det ustabile fjellpartiet har et volum på 11,2 millioner m³ (scenario A). Periodiske bevegelsesmålinger med differensiell GPS siden 2003 viser jevn bevegelse med 1,7-2,7 mm/år mot sør med 50-60° fall (Oppikofer m.fl. 2013). Det er ingen tegn til økte bevegelser innenfor denne måleperioden. Sammenligning med langtidshastigheter basert på datering av bakkrenten indikerer også at fjellpartiet har vært i bevegelse i over 14 000 år med noen mm bevegelse per år (Hermanns m.fl. 2013). Det finnes ingen postglasiale hendelser av lignende størrelse nedenfor det ustabile fjellpartiet, men fjellsiden har høyere steinsprangaktivitet enn områdene rundt.

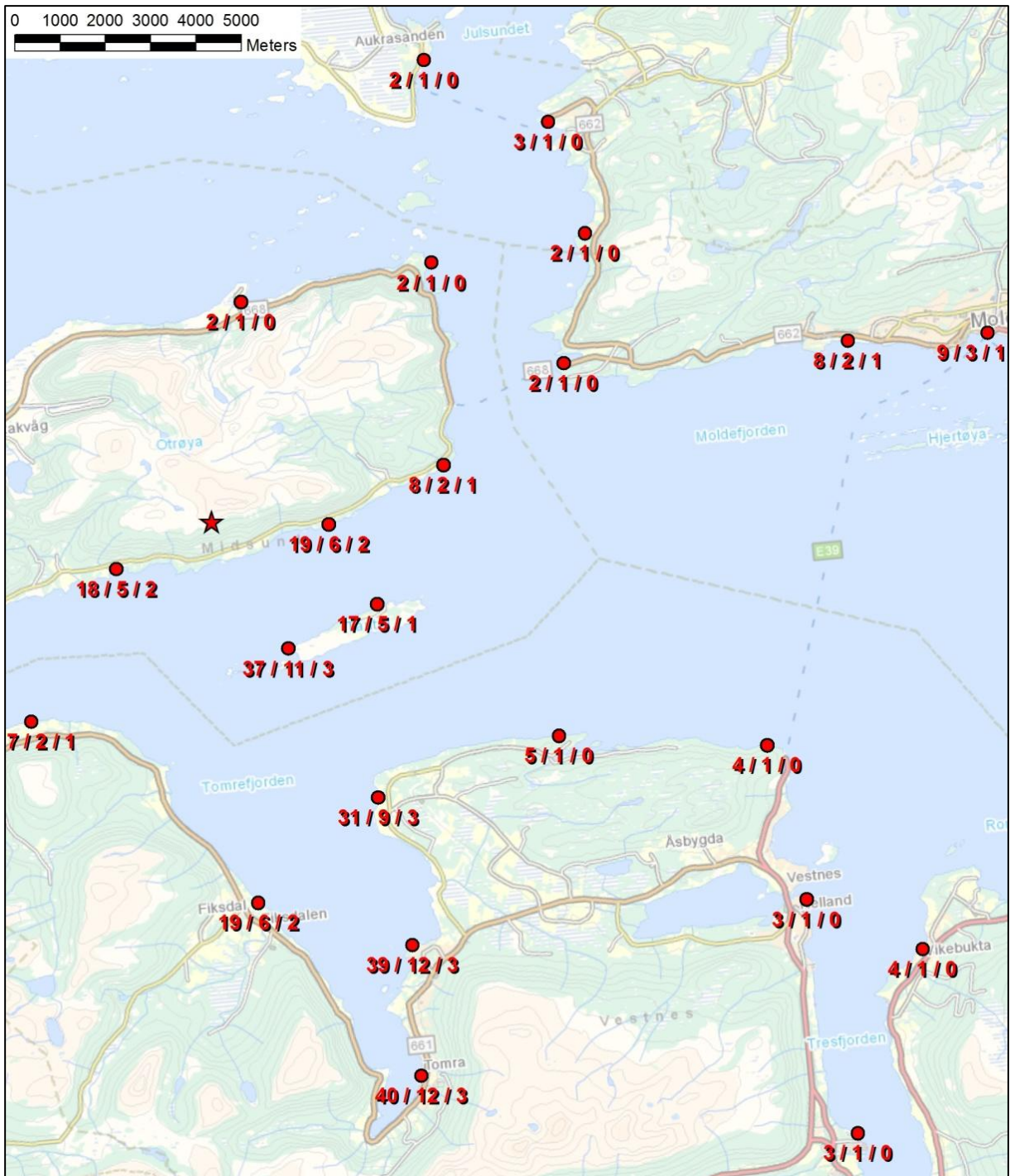
Det er også definert to mindre scenario: scenario B i vestlig del av fjellsiden (Figur 27a) og scenario C i øst mellom de to forkastingene som danner den østlige flanken av scenario A (Figur 27a, c). Scenario B er avgrenset i bakkant av en tydelig utviklet skrent parallell til foliasjonen, og i øst av en delvis åpen sprekk. Den nedre avgrensingen av scenario B, tilsvarende som for scenario A, finnes det blotninger av glideplanet (Figur 27d). Volumet til scenario B er estimert til 1,55 millioner m³. Scenario C er avgrenset av samme bakkrent som scenario A og har de to forkastningene som sidegrenser (Figur 27a, c). Den nedre avgrensingen er derimot ikke synlig. Volumet til scenario C er estimert til 630 000 m³. Bevegeshastighet og andre aktivitetstegn for scenario B og C er de samme som for scenario A.

Faregraden for alle de tre scenarioene er klassifisert som middels, noe som tilsvarer omtrent en årlig sannsynlighet mellom 1/1000 og 1/5000. Fjellskred fra alle tre scenario vil nå fjorden og dermed kunne generere flodbølger. For scenario A kan flodbølgene være opp til 60 m høye og oppskyllingshøyder er estimert til opptil 40 m ved Tomra på motsatt fjordside, nesten 20 m på sørsiden av Otrøya, opptil 37 m på Tautra og opptil 8–9 m ved Molde (Figur 28).

For scenario B og C antas det at store deler av fjellskredmassene blir avsatt på det ganske flate landarealet ved foten av Oppstadhornet. Dette reduserer flodbølgene generert av fjellskred fra scenario B og C betydelig (Figur 28). Det understrekes at flodbølgevurderingen som er utført er basert på en relativ enkel modell sammenlignet med den detaljerte numeriske modelleringen utført av NGI (Glimsdal 2013). Derfor er også oppskyllingsområdene her større enn i tidligere publiserte rapporter.

4.2 Andre ustabile fjellpartier i studieområdet

Andre ustabile fjellpartier i studieområdet som kan danne flodbølger og dermed ha innflytelse på prosjektet er omtalt i en NGU rapport (Oppikofer m.fl. 2013) (Figur 26). De ustabile fjellpartiene Bendsethornet og Ræstadhornet på nordsida av Otrøya, Skulen på Flemsøya, Hellenakken mellom Vatnefjorden og Vestrefjorden, og Strandastolen i Tomrefjorden har alle en årlig sannsynlighet lavere enn 1/5000. Det ustabile fjellpartiet Kvittfjellgjølet på Rødven-halvøya ved utgangen av Romsdalsfjorden har derimot en årlig sannsynlighet mellom 1/1000 og 1/5000, dvs. i samme fareklasse som Oppstadhornet. Volumene av alle disse ustabile fjellpartier er mye mindre enn for Oppstadhornet og flodbølgene blir derfor betydelig mindre. Derfor er disse områdene ikke omtalt nærmere i denne rapporten.



Figur 28: Oppskyllingshøyder for flodbølger dannet av et fjellskred fra Opptadhornet (rød stjerne) er beregnet for flere steder (røde punkt). Tallverdiene indikerer de estimerte oppskyllingshøyder i meter for scenarioene A / B / C (data fra NGUs database over ustabile fjellparti).

5. INSAR-ANALYSE AV USTABILE FJELLPARTI

"Interferometrisk Syntetisk Apertur Radar" (InSAR), også kalt radarinterferometri, er en metode som gir høydeendringsinformasjon basert på analyse av faseforskjellen mellom to radarsignaler tatt fra samme posisjon over et område ved forskjellige tidspunkt. Avanserte InSAR-algoritmer er i stand til å måle med mm-skala bevegelse i både infrastruktur og naturlige terreng.

5.1 InSAR metodebeskrivelse

I det følgende gis en meget kortfattet beskrivelse av metoden. En mer omfattende beskrivelse fins på NGUs nettsider <http://www.ngu.no/emne/insar> og i rapport fra Norsk Romsenter (NRS 2014).

Siden tidlig på 1990-tallet har satellittbasert radarinterferometri blitt brukt for å identifisere store bevegelser på bakken på grunn av jordskjelv og vulkansk aktivitet. Nye prosesseringsmetoder som kan dra nytte av et voksende arkiv av radarbilder samt økt datakraft, har ført til en stor økning i presisjonen av teknikken.

En satellittradar avgir pulser av radarenergi, som blir spredt av jordens overflate. Når en slik puls av radarenergi blir reflektert tilbake til satellitten, blir to typer av informasjon registrert. Den første informasjon som er registrert er amplituden av signalet. Amplituden er påvirket av slike faktorer som overflatemateriale, materialets form, helningen av flaten, og flatens fuktighetsinnhold. Den andre informasjon som er registrert er fasen av bølgen. Fasen av bølgen ved retur avhenger først og fremst av avstanden mellom satellitten og overflaten. Den er også påvirket av forandringer i atmosfæren, men dette er en forholdsvis liten effekt. Forskjeller i fase mellom to bilder kan lett sees ved å kombinere, eller forstyrre, to fasebilder. I resultatbildet, vil bølgene enten forsterke eller svekke hverandre, avhengig av de relative faser. Det ferdige bildet kalles en interferogram og inneholder konsentriske band av farge, eller frynser, som er knyttet til topografi- og/eller overflatedeformasjon.

Bruk av SAR-bilder for å måle bevegelse er et fagfelt som er relativt nytt og som er under rask utvikling. Tidlige radarsatellitter hadde relativt lav romlig oppløsning, sjeldent og uregelmessig dataopptak og relativt dårlig kjente baner. Dagens radarsatellitter kan ta bilder med noen få dagers mellomrom, og med romlig oppløsning på en meter eller mindre. Ombord er det navigasjonssystemer som tillater oss å bestemme satellittens bane med centimeters nøyaktighet. Resultatene er at vi nå kan måle deformasjon av jordoverflaten og i infrastruktur med en nøyaktighet på bedre enn en millimeter per år.

Radarinterferometri blir brukt ved NGU å identifisere og bidra til å overvåke ustabile fjellparti. Siden 2009 har dette blitt gjort ved hjelp av bilder fra den kanadiske Radarsat-2 satellitt, innhentet gjennom en avtale mellom Norsk Romsenter og Canada. Fra og med 2015 vil NGU også bruke bilder fra den europeiske Sentinel-1a satellitten.

InSAR-behandling ved NGU er gjort ved hjelp av programvare som er utviklet av NORUT i Tromsø, med støtte fra Norsk Romsenter.

5.2 Analyser ved Otrøya

Figur 29 viser tolket innsynkning over Otrøya og Julneset vest for Molde. Analysen er utarbeidet ved bruk av 20 bilder fra Radarsat-2 i perioden juli 2010 til oktober 2014. Rød farge angir en innsynkning på 15 mm/år mens blått angir en heving på 15 mm/år. Analysen er foretatt med programvaren GSAR utviklet ved NORUT i Tromsø. Algoritmene for "Short Baseline Subset" (SBAS) og "Persistent Scatters (PSI) er benyttet.



Figur 29: Innsynkning over Otrøya og Julneset vest for Molde. Gul-grønn-turkis farge viser i praksis ingen innsynkning.

Dessverre er det ikke mulig å foreta denne type analyse i skogbevokste områder. Data fra Otrøya og Julneset (Figur 29) viser i hovedsak gule til turkise farger, noe som i praksis betyr ingen hittil ukjente ustabile områder på østsiden av Otrøya. Fargevariasjonen forklares med mangelfull korrigerings av atmosfæriske effekter og eventuelle bevegelser i overflaten (løsblokker).

En merker seg at det ustabile fjellpartiet Oppstadhornet ikke viser tegn til bevegelser på InSAR-data, mens differensielle GPS-data tilsier 1,7 til 2,7 mm/år bevegelse. Disse bevegelser vises ikke på InSAR-data fordi fjellets bevegelsesretning er mot sør, noe som ikke kan oppdages med satellittbasert InSAR pga. geometrien av satellittbanen.

6. OPPSUMMERING OG ANBEFALINGER

Et nytt Berggrunnsgeologisk kart i målestokk 1: 50.000, som dekker området rundt planlagte krysning av Romsdalsfjorden ved Molde, er utarbeidet i dette prosjektet. Det er også laget et snitt over antatt geologi langs tunneltrasé. Kjent kunnskap fra tidligere og resultater fra ny kartlegging i felt er benyttet. Bergartene i området er beskrevet og vist med bilder. Det geologiske snittet langs tunneltraséen er usikkert under Romsdalsfjorden, og NGU anbefaler at dette forbedres ved at kjernene fra pågående boringer logges med henblikk på berggrunnsgeologi og at det geologiske profilet langs tunnelen oppgraderes med disse data.

Strukturgeologien i området er kartlagt i detalj og satt inn i et regionalt bilde. Forkastninger og folder er beskrevet og detaljert informasjon om foliasjon og sprekkeplan er vist. Det gis en strukturgeologisk tolkning og mulige ingeniørgeologiske konsekvenser beskrives.

Det kjente ustabile fjellpartiet Opstadhornet viser en konstant bevegelse på fra 1,7 til 2,7 mm pr. år. Dette har pågått over lang tid som en kontinuerlig prosess, og sannsynligheten for at hele partiet går i fjorden ligger mellom 1/1000 og 1/5000. Skulle det gå i fjorden må en påregne en oppskylling mellom 30 og 40 meter på sørsida av fjorden. To andre kjente ustabile fjellparti på vestsida av Otrøya, Bendsethornet og Ræstadhornet, har mindre volum, og en mulig flodbølge blir betydelig mindre. Sannsynligheten for at disse går i fjorden er mindre enn 1/5000.

Over Otrøya og Julneset er det foretatt InSAR-analyser uten at disse viser tegn til hittil ukjente ustabile fjellparti.

7. REFERANSER

- Bauck, M.S., 2010: Fault rock assemblages and fault architecture in the Møre-Trøndelag Fault Complex. NTNU Master's Thesis, 97 pp.
- Blikra, L.H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K. & Longva, O. 2002: Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms. NGU Rapport 2002.016, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Braathen, A. 1999: Kinematics of post-Caledonian polyphase brittle faulting in the Sunnfjord region, western Norway. *Tectonophysics*, 302, 1-2, 99-121.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F. 2004: Rock-slope failures in Norway; type, geometry and hazard. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 84, pp. 67-88. Trondheim 2004. ISSN 029-196X.
- Bryhni, I., Austrheim, H., Bjørnstad, Kullerud, L., & Reksten, K. 1990: Berggrunnskart Tingvoll. 1320 1 1:50000. Foreløpig utgave.
- Bungum, H., Lindholm, C. & Faleide, J.I., 2005: Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporalmagnitudinal variations. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 137-148.

- Bungum, H. & Olesen, O. 2005a: The 31st of August 1819 Lurøy earthquake revisited. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 245-252.
- Bungum, H. & Olesen, O. 2005b: Reply to Comments on the Lurøy 1819 earthquake controversy by E.S. Husebye. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 257-258.
- Gabrielsen, R.H. & Ramberg, B. 1979: Fracture patterns in Norway from LandSAT imagery: results and potential use. In: *Proc. Norwegian Sea Symp. Tromsø, Norwegian Petroleum Society, NSS/23*, pp. 1–28.
- Gabrielsen, R. H., Odinsen, T., & Grunnaleite, I. 1999: Structuring of the Northern Viking Graben and the Møre Basin; the influence of basement structural grain and the particular role of the Møre Trøndelag Fault Complex. *Marine and Petroleum Geology* 16, 443-465.
- Glimsdal, S. 2013: Nye Molde sjukehus – nye vurderinger av flodbølger ved Hjelset. Detaljberegning av oppskylling etter mulig fjellskred fra Oppstadhornet. NGI rapport 20130612-01-R, Norges Geotekniske Institutt, Oslo, 41 s.
- Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L.H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G.B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S. & Yugsi Molina, F.X. 2012: Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway. NGU Rapport 2012.029, Geological Survey of Norway, Trondheim.
- Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Dahle, H., Blikra, L.H., Ivy-Ochs, S. & Eiken, T. 2013: Understanding long-term slope deformation for stability assessment of rock slopes: the case of the Oppstadhornet rockslide, Norway. In: Genevois, R. og Prestininzi, A. (red.) *International Conference Vaiont, 1963-2013 - thoughts and analyses after 50 years since the catastrophic landslide*, Italian Journal of Engineering Geology and Environment - Book Series 6, Sapienza University, Rome, Italy, pp. 255-264.
- Huseby, E.S. 2005: Comments on the Lurøy 1819 earthquake controversy. *Norwegian Journal of Geology*, 85 253-256. ISSN 029-196X.
- Husebye, E.S. & Kebeasy, T.R.M. 2004: A re-assessment of the 31st of August 1819 Lurøy earthquake - not the largest in NW Europe. *Norwegian Journal of Geology*. 84, 57-66.
- Johnston, A.C. & Kanter, L.R. 1990: Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American* 262, 3, 42–49.
- NSR-rapport 2014: Kartlegging og overvåking av skredfare og infrastruktur ved bruk av radarsatelitter og InSAR-metodikk. NSR-rapport (2014)2. ISBN 978-82-7542-105-8 (52 sider).
- Ofstad, F. 2015: Helicopter-borne magnetic and radiometric geophysical survey in Romsdalsfjorden, Møre og Romsdal. . NGU Report 2015.015 (24pp.).
- Olesen, O. & Ofstad, F. 2015: Tunnel under Romsdalsfjorden ved Molde. Tolkning av svakhetssoner fra magnetisk data målt fra helikopter. NGU Rapport 2015.016 (13 sider).
- Oppikofer, T., Saintot, A., Otterå, S., Hermanns, R.L., Anda, E., Dahle, H. & Eiken, T. 2013: Investigations on unstable rock slopes in Møre og Romsdal – status and plans after field surveys in 2012. NGU rapport 2013.014, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Oppikofer, T., Nordahl, B., Bunkholt, H., Nicolaisen, M., Jarna, A., Iversen, S., Hermanns, R.L., Böhme, M. & Yugsi Molina, F.X. 2015: Database and online map service on unstable rock slopes in Norway – from data perpetuation to public information. *Geomorphology*, in press, doi:10.1016/j.geomorph.2015.08.005
- Redfield, T.F. & Osmundsen, P.T. 2015: Some remarks on the earthquakes of Fennoscandia: A conceptual seismological model drawn from the perspectives of

- hyperextension. *Norwegian Journal of Geology*, Vol 94, pp. 233–262. Trondheim 2015, ISSN 029-196X.
- Redfield, T.F. & Osmundsen, P.T. 2013: The long-term topographic response of a continent adjacent to a hyperextended margin: A case study from Scandinavia. *Geological Society of America Bulletin* 125, 184-200.
- Redfield, T.F. & Osmundsen, P.T., 2009: The Tjellefonna fault system of Western Norway: Linking late-Caledonian extension, post-Caledonian normal faulting, and Tertiary rock column uplift with the landslide-generated tsunami event of 1756. *Tectonophysics*, 474, 106-123.
- Redfield, T.F., Torsvik, T.H., Andriessen, P.A.M., & Gabrielsen, R.H. 2004: Mesozoic and Cenozoic tectonics of the Møre-Trøndelag Fault Complex, central Norway: constraints from new apatite fission track data. *Physics and Chemistry of the Earth* 10, 29, 673-682.
- Redfield, T.F., Braathen, A., Gabrielsen, R.H., Osmundsen, P.T., Torsvik, T., & Andriessen, P.A.M. 2005a: Late Mesozoic to Early Cenozoic components of vertical separation across the Møre-Trøndelag Fault Complex, Norway. *Tectonophysics* 395, 233-249.
- Redfield, T.F., Osmundsen, P.T., & Hendriks, B.W.H. 2005b: The role of fault reactivation and growth in the uplift of western Fennoscandia. *Journal of the Geological Society of London* 162, 1013-1030.
- Robinson, P. 1995: Extension of Trollheimen tectono-stratigraphic sequence in deep synclines near Molde and Brattvåg, Western Gneiss Region, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 75, pp. 181- 198. Oslo 1995. ISSN 0029-196X.
- Schulte, S.M. & Mooney, W.D. 2005: An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: Reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International (Geologische Rundschau)* 161, 707–721.
- Sykes, L. 1978: Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics* 16, 4, 621–688.
- Tveten, E. & Lutro, O 1996: Berggrunnskart i målestokk 1: 250.000 Ålesund. Norges geologiske undersøkelse.

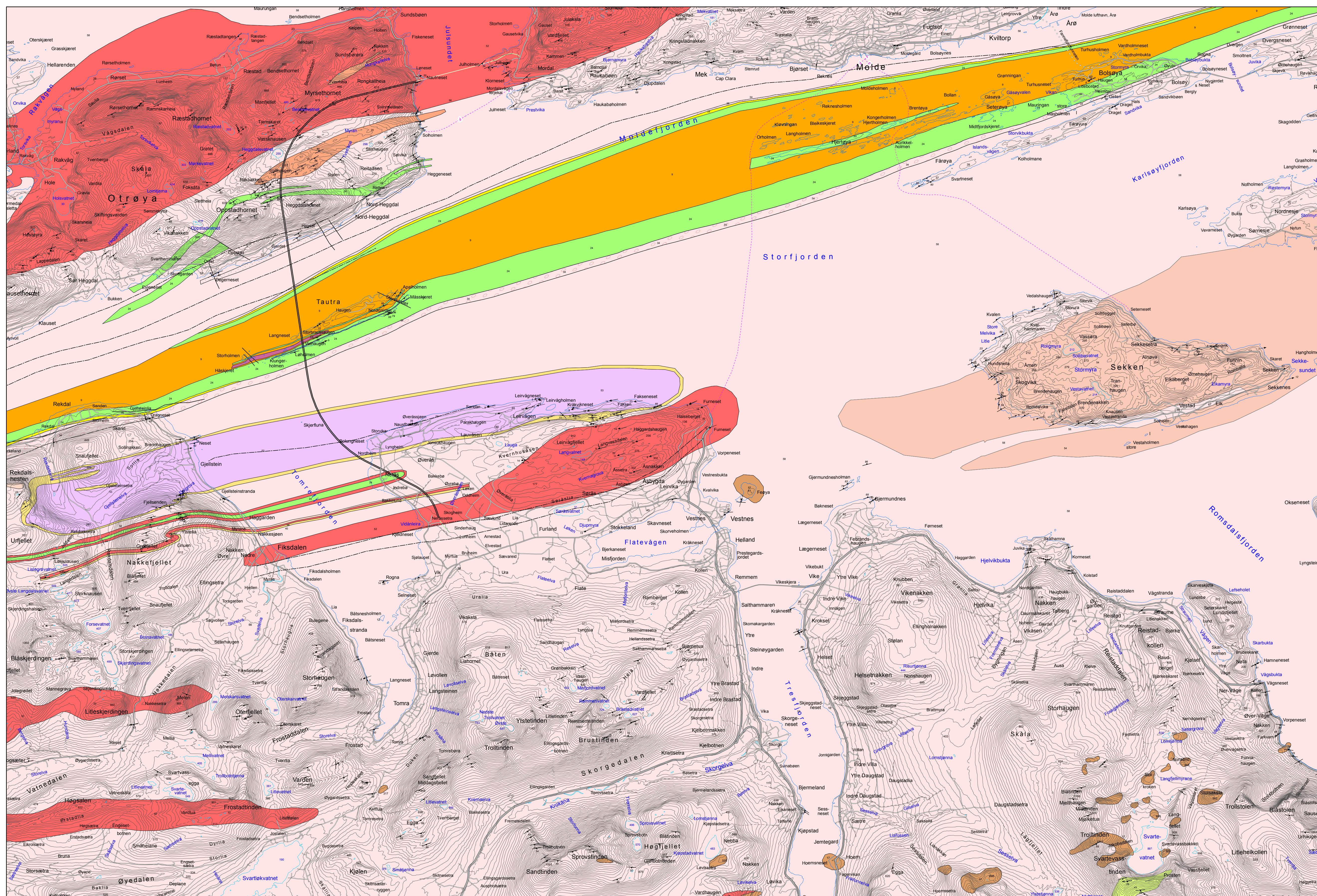
Berggrunnskart

ROMSDALSFJORDEN

Målestokk 1:50 000



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
- NGU -



Overskjønne bergarter, overskyningen under den kaledonske fjellkjedefordannelsen

Størendekket

- 9 Amfibolitt
- 10 Dioritt

Blåhødedekket

- 15 Marmor, kalkspatrit skifer
- 20 Amfibolitt, lagdelt amfibolitt, amfibolitt gneis
- 24 Granatlimmerskifer

Sætradedekket

- 26 Meta-arkose

Risbergdekke

- 34 Øyegneis

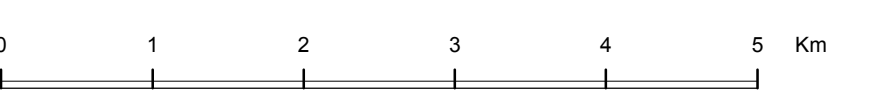
Stedegne bergarter

- 40 Kvarstitt

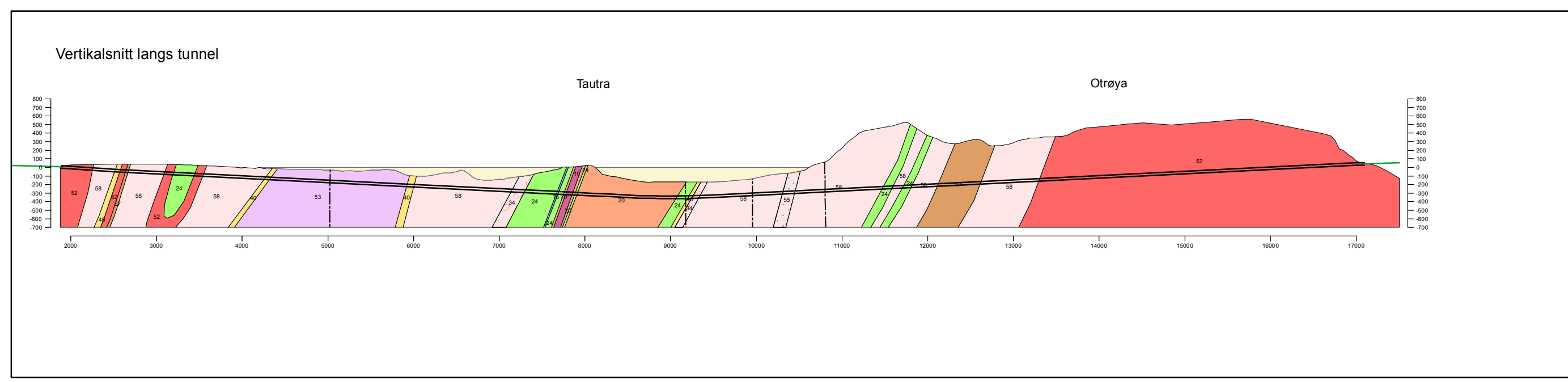
Grunnfjellsbergarter, hovedsaklig intrusive bergarter fra proterozoisk tid

- 43 Sillimanittgneis
- 52 Øyegneis, omvandlet granittisk bergart
- 53 Øyegneis, middekskomet linjert omvandlet granittisk bergart
- 54 Kvartdioritt
- 55 Monzonitt, porfyrisk
- 56 Amfibolitt
- 57 Gabbro
- 58 Gneis, hovedsaklig omdannede granittiske til kvartsdiorittiske intrusive bergarter, stedvis migmatittisert

- Bergartsgrense
- Forkastning, basert på geofysisk tolkning
- Kjev, foliasjon. Planets fall og retning angitt, 25° mot SØ, loddrett = 90°, vannrett.
- Foldeakse med stupning angitt, 25° mot NØ, lineasjon med stupning angitt, 25° mot NØ



Kartet er satt sammen ved NGU av O. Lutro på grunnlag av kartlegging av E. Tveten, P. Robinson, O. Lutro, B. Bjørnstad og L. Kullerud. Sammenstillingen avsluttet juni 2015.





NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no