

Lineamenter, brudd og seismisitet

i relasjon til grunnvann på Bømlo, Vestlandet

Av

Morgan Ganerød

Candidatus Scientiarum oppgave

Hydrogeologi, fast fjell



**Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen
mai 2003**

Sammendrag

Dette arbeidet er et resultat av feltarbeid på øygruppen Bømlo i Sunnhordland, Vestlandet, samt fjernanalyse av topo- og fotolineamenter, numeriske og analytiske modeller. En analyse av 389 toplineamenter viser en distribusjon av orienteringer fra NNV – SSØ til Ø – V, men ingen markante trender. Fotolineamentene (3415) viser en nær sirkeldistribusjon av orienteringer fra hele tolkningen. Dette indikerer at det er store variasjoner i lineamentsorienteringer på Bømlo, men en analyse foretatt på mindre områder gir generelt at de tektoniske enhetene på sørlige Bømlo (Siggjogruppen, Vikafjord/Grutle fjordgruppa og Langevåggruppa) har to populasjoner av lineamentsorienteringer; NNV – SSØ og fra Ø – V til ØNØ – VSV, mens de tektoniske enhetene på nordlige Bømlo (Rolvnesgranodioritten, Bremneskomplekset, Vardafjell-gabbroen, Geitungenheten og Lyklingofiolitten) har tre populasjoner; NNØ – SSV, ØNØ – VSV og NØ – SV.

Feltarbeidet er konsentrert på nordlige Bømlo, samt spredte bakgrunnslokaliteter og viser at det er store variasjoner i bruddorienteringer (1344) ved de ulike lokalitetene. Variasjonen er størst i de plutonske bergartene i nord. Forkastingsarkitekturer er undersøkt ved forkastninger i ulike bergarter. Resultatene viser to ulike forkastningsarkitekturer hvor den ene forkastningen har en forventet potenslov avtagning av brudd fra forkastningskjernen. Den andre forkastningen viser at deformasjonen hovedsakelig har foregått i de lokale heterogenitetene i bergarten (pegmatittganger). Observasjonene er anskueliggjort ved numeriske modeller hvor pegmatittgangene er fremstilt med høyere Youngs modul (100 GPa) enn vertsbergarten (1 GPa), og påført 10 MPa horisontal kompresjon. Resultatet viser høye spenningskonsentrasjoner i de stive legemene (pegmatittgangene) og kan trolig forklare feltobservasjonene. Feltresultatene viser at det er en lineær sammenheng mellom bruddfrekvens og tykkelse av pegmatittgangene, med en økning i bruddfrekvens i tynne pegmatittganger. Numeriske modeller bekrefter også dette og kan tyde på at observasjonene skyldes forskjeller i mekaniske egenskaper. Analytiske modeller gir også en indikasjon på at pegmatittgangene er viktige vannledere.

Største horisontalspenning (σ_H) er funnet til å være N117°Ø. Det er en svak antydning til at fjellbrønner som er i nærheten av lineamenter som er orientert parallelt med denne vektoren har en forhøyet brønnkapasitet. Det er også en svak antydning til at småskala brudd som er orientert parallelt med denne spenningsvektoren har en forhøyet apertur.

Gjentakelsesintervallet for jordskjelv i Sunnhordland kan fra Gutenberg & Richter sammenhengen beskrives ved en $\log N = 4,58 - 1,13M$, som tilsvarer et gjentakelsesintervall på jordskjelv med magnitudo 4 eller større hvert 16 år, 61 år for magnitudo 4,5, og ca. 220 for et jordskjelv med magnitudo 5.

Forord

Denne hovedoppgaven var gitt av Geologisk Institutt ved Universitetet i Bergen, påbegynt høsten 2000, og går under studieretningen Hydrogeologi, fast fjell. Oppgaven ble til under inspirasjon av et jordskjelv 12. august 2000, beregnet til 4.5 M_l og har tittelen ”Lineamenter, brudd og seismisitet i relasjon til grunnvann på Bømlo, Vestlandet”. Veiledere er Agust Gudmundsson og Kuvvet Atakan fra Institutt for geovitenskap.

Det er flere personer som har bidratt til at dette arbeidet ble ferdig. Først og fremst vil jeg takke mine veiledere Agust Gudmundsson og Kuvvet Atakan som alltid har vært tilgjengelig med faglige råd og diskusjoner. Harald Furnes og Torgeir B. Andersen (Universitetet i Oslo) takkes for bidrag til min forståelse av geologien på Bømlo. Belinda Larsen takkes for en hyggelig og lærerik feltperiode og dans på Bømmeløy Hotell ved Rubbestadneset.

Det er flere som bør takkes for at teksten har blitt betydelig forbedret og disse er Kristian Helle, Belinda Larsen og Sonja Brenner. Snorre Heimsund takkes for hjelp til utallige dataproblemer, samt sitt gode humør. Min største takk går til Guri Venvik for som har brukt betydelig tid på manuskriptet, for alle innspill og gode ideer og som har holdt motivasjonen oppe den siste tiden. Jeg vil også takke medstudenter og særlig den fine gjengen på Bakevja.

Til sist vil jeg takke mine foreldre Mona og Rolf Ganerød for all støtte, og som mente det sikkert var lurt å begynne på universitetet.

Innholdsfortegnelse

| | |
|--|---------------|
| SAMMENDRAG | I |
| FORORD..... | III |
| INNHALDSFORTEGNELSE | V |
| FIGURLISTE..... | XI |
| TABELLISTE | XVII |
| 1. INNLEDNING..... | - 1 - |
| 1.1. TIDLIGERE ARBEID | - 4 - |
| 1.2. MÅLET MED OPPGAVEN..... | - 4 - |
| 1.3. OPPGAVENS STRUKTUR | - 5 - |
| 1.4. DEFINISJONER | - 6 - |
| 1.4.1. <i>Tektonostratigrafiske enheter</i> | - 6 - |
| 1.4.2. <i>Strukturgeologiske flateenheter</i> | - 7 - |
| 1.4.3. <i>Strukturgeologiske lineære enheter</i> | - 9 - |
| 2. METODE..... | - 11 - |
| 2.1. GEOGRAFISKE INFORMASJONSSYSTEMER | - 11 - |
| 2.1.1. <i>Datum</i> | - 12 - |
| 2.1.2. <i>Kart projeksjon</i> | - 13 - |
| 2.1.3. <i>Lineamentstolkning</i> | - 13 - |
| 2.1.4. <i>Attributtspørring i tematabellen</i> | - 17 - |
| 2.2. FREMSTILLING AV STRUKTURELLE DATA | - 17 - |
| 2.3. STATISTIKK | - 18 - |
| 2.4. DATAINNSAMLING I FELT | - 19 - |
| 2.5. NUMERISK MODELLERING | - 20 - |
| 3. REGIONAL GEOLOGI..... | - 23 - |
| 3.1. PREKAMBRISK GRUNNFJELL OG LAVERE PALEOZOISKE BERGARTER | - 23 - |
| 3.2. KALEDONIDENE..... | - 24 - |
| 3.2.1. <i>Hendelsesforløp</i> | - 26 - |
| 3.2.2. <i>Postkaledonisk utvikling</i> | - 27 - |
| 3.3. KVARTÆR UTVIKLING | - 29 - |
| 3.4. GEOLOGIEN PÅ BØMLO..... | - 31 - |
| 3.4.1. <i>Platetektonisk utvikling av Bømlo</i> | - 35 - |
| 3.4.2. <i>Strukturelt rammeverk i Sunnhordland</i> | - 37 - |
| 3.4.3. <i>Strukturgeologi</i> | - 39 - |
| 3.4.4. <i>Ganger</i> | - 40 - |
| 4. TEORI OG ANALYTISK METODE | - 43 - |
| 4.1. SPENNING OG ELASTISITETSTEORI | - 43 - |
| 4.2. MOHRS SIRKEL OG BRUDDKRITERIUM | - 48 - |
| 4.3. BRUDDMODELLER | - 51 - |
| 4.4. ANALYTISKE MODELLER FOR VANNSTRØMNING I FJELL | - 55 - |
| 4.4.1. <i>Strømning langs et enkelt brudd</i> | - 56 - |

| | | |
|-----------|--|----------------|
| 4.4.2. | <i>Strømning langs bruddsett</i> | - 56 - |
| 4.4.3. | <i>Strømning langs et vertikalt brudd</i> | - 58 - |
| 4.4.4. | <i>Strømning langs et hellende brudd</i> | - 59 - |
| 5. | TOLKNING AV LINEAMENTER | - 61 - |
| 5.1. | TOPOLINEAMENT | - 61 - |
| 5.2. | FOTOLINEAMENT | - 63 - |
| 5.3. | TEKTONOSTRATIGRAFISK LINEAMENTSANALYSE | - 69 - |
| 5.3.1. | <i>Rolvnesgranodioritten</i> | - 70 - |
| 5.3.2. | <i>Bremneskomplekset</i> | - 72 - |
| 5.3.3. | <i>Vardaffjellgabbroen</i> | - 74 - |
| 5.3.4. | <i>Geitungenheten</i> | - 76 - |
| 5.3.5. | <i>Lyklingofiolitten</i> | - 77 - |
| 5.3.6. | <i>Siggjogruppen</i> | - 80 - |
| 5.3.7. | <i>Vikafjord/ Grutlefjordgruppen</i> | - 81 - |
| 5.3.8. | <i>Langevåggruppen</i> | - 83 - |
| 5.4. | BRØNNKAPASITET | - 85 - |
| 6. | ANALYSE AV FELTDATA | - 89 - |
| 6.1. | DJUPAVIKA | - 91 - |
| 6.1.1. | <i>Bruddorientering og -profil</i> | - 93 - |
| 6.1.2. | <i>Aksialbrudd</i> | - 96 - |
| 6.2. | SKÅLAVIKA | - 98 - |
| 6.2.1. | <i>Bruddorientering</i> | - 99 - |
| 6.2.2. | <i>Forkastningsplan løsning (Fault plane solution)</i> | - 101 - |
| 6.3. | KATLA | - 102 - |
| 6.4. | SELE | - 103 - |
| 6.5. | BAKGRUNNSLOKALITETER | - 106 - |
| 6.5.1. | <i>Hiskjo</i> | - 106 - |
| 6.5.2. | <i>Hellvika</i> | - 107 - |
| 6.5.3. | <i>Grutle</i> | - 108 - |
| 6.5.4. | <i>Vespestadsvågen</i> | - 109 - |
| 6.5.5. | <i>Urdatangen</i> | - 110 - |
| 6.5.6. | <i>Notland</i> | - 111 - |
| 6.5.7. | <i>Håvik</i> | - 112 - |
| 6.5.8. | <i>Folderøy</i> | - 113 - |
| 6.6. | SAMLET BRUDDOVERSIKT PÅ BØMLO | - 115 - |
| 7. | SEISMISITET I SUNNHORDLAND | - 117 - |
| 7.1. | SPENNINGSGENERERENDE MEKANISMER | - 120 - |
| 7.2. | AKTIVITET I SUNNHORDLAND | - 123 - |
| 7.3. | SAMMENHENG MELLOM LINEAMENTER OG JORDSKJELV | - 125 - |
| 7.4. | GJENTAGELSEINTERVALL | - 127 - |
| 8. | NUMERISK MODELLERING | - 131 - |
| 8.1. | GENERELT OM MODELLENE | - 132 - |
| 8.2. | MODELLERING AV PEGMATITTGANGER | - 133 - |
| 8.2.1. | <i>Pegmatittmodell 1</i> | - 134 - |
| 8.2.2. | <i>Pegmatittmodell 2</i> | - 136 - |
| 8.3. | MODELLERING AV BØMLO | - 137 - |
| 8.3.1. | <i>Modell av Bømlo</i> | - 140 - |
| 8.3.2. | <i>Modell av Bømlo med forkastingssoner</i> | - 142 - |
| 9. | DISKUSJON | - 147 - |
| 9.1. | LINEAMENTSTOLKNINGEN | - 147 - |
| 9.1.1. | <i>Lineament versus brudd</i> | - 149 - |
| 9.1.2. | <i>Brønncapasitet og nærhet til lineament</i> | - 151 - |
| 9.1.3. | <i>Brønncapasitet og hydrotektonisk modell</i> | - 151 - |
| 9.2. | FORKASTNINGSARKITEKTURER | - 154 - |
| 9.3. | MEKANISK LAGDELTE BERGARTER | - 158 - |

| | | |
|------------|---|----------------|
| 9.4. | SEISMISITET..... | - 161 - |
| 9.4.1. | <i>Dybdefordeling</i> | - 163 - |
| 9.4.2. | <i>Seismisk risikovurdering</i> | - 164 - |
| 9.5. | VANNSTRØMNING I KRYSTALLINE BERGARTER | - 165 - |
| 10. | KONKLUSJONER | - 169 - |
| | REFERANSER | - 171 - |

Figurliste

| | |
|--|--------|
| FIGUR 1.1. LOKASJON AV FELTOMRÅDET | - 3 - |
| FIGUR 1.2. HOVEDTYPER AV BRUDD..... | - 7 - |
| FIGUR 1.3. FORHOLDET MELLOM BEGREPENE –SONE, -SETT, -KOMPLEKS OG –SYSTEM | - 8 - |
| FIGUR 1.4. ULIKE TYPER AV LINEAMENTER | - 9 - |
| FIGUR 2.1. PREISJONEN I REKTIFISERINGEN | - 15 - |
| FIGUR 2.2. FLYFOTOREKTIFISERINGSMETODE | - 16 - |
| FIGUR 2.3. PRINSIPPET VED TRAVERSMETODEN..... | - 19 - |
| FIGUR 2.4. GRAFISK FREMSTILLING AV STRØK OG FALL | - 20 - |
| FIGUR 2.5. MATEMATISK GITTER..... | - 21 - |
| FIGUR 3.1. OVERSIKT OVER KALEDONIDENE I NORGE..... | - 25 - |
| FIGUR 3.2. KONSEPTUEL SKISSE OVER DEN KALEDONSKE KONTRAKSJONEN..... | - 27 - |
| FIGUR 3.3. POSTKALEDONSK UTVIKLING AV KALEDONIDENE | - 28 - |
| FIGUR 3.4. DEVONSKE EKSTENSJONSSTRUKTURER I SØR – NORGE | - 29 - |
| FIGUR 3.5. ISENS PÅVIRKNING PÅ SKANDINAVIA..... | - 30 - |
| FIGUR 3.6. FORENKLET TEKTONOSTRATIGRAFI PÅ BØMLO..... | - 32 - |
| FIGUR 3.7. TEKTONOSTRATIGRAFISKE ENHETER PÅ BØMLO..... | - 33 - |
| FIGUR 3.8. PLATETEKTONISK GEOLOGISK MODELL AV DEN KAMBRO – SILURISKE LAGREKKEN | - 36 - |
| FIGUR 3.9. STRUKTURELLE RAMMEVERKET I SUNNHORDLAND..... | - 38 - |
| FIGUR 3.10. DEFORMASJONSFASER I SUNNHORDLAND | - 40 - |
| FIGUR 3.11. BASALTISK GANG VED HÅVIK..... | - 41 - |
| FIGUR 4.1. DEFINISJON AV SPENNING | - 43 - |
| FIGUR 4.2. DEFORMASJONSFORLØP UNDER ENAKSIAL SPENNING | - 45 - |
| FIGUR 4.3. TEORETISK VARIASJON AV MODUL-FORHOLDET E_e/E_R | - 46 - |
| FIGUR 4.4. YOUNGS MODUL VARIASJON I EN FORKASTNINGSSONE..... | - 46 - |
| FIGUR 4.5. MOHRDIAGRAMET | - 49 - |
| FIGUR 4.6. BRUDDMODENE I MEKANIKKEN | - 51 - |
| FIGUR 4.7. IDEELLE BRUDDTYPER | - 53 - |
| FIGUR 4.8. STRØMNING LANGS BRUDDSETT | - 57 - |
| FIGUR 4.9. SKJEMATISKE MODELLER AV VERTIKALE HYDROBRUDD..... | - 58 - |
| FIGUR 4.10. STRØMNING LANGS ET HELLENDE BRUDD | - 60 - |
| FIGUR 5.1. TOPOLINEAMENT OVER BØMLO | - 62 - |

| | |
|---|---------|
| FIGUR 5.2. ROSEPLOTT AV TOPOLINEAMENTSTOLKNINGEN | - 63 - |
| FIGUR 5.3. RESULTATET AV TOLKNINGEN AV FOTOLINEAMENT PÅ BØMLO..... | - 64 - |
| FIGUR 5.4. ROSEPLOTT AV FOTOLINEAMENTSTOLKNINGEN | - 65 - |
| FIGUR 5.5. LINEAMENTSTETTHET PÅ BØMLO | - 66 - |
| FIGUR 5.6. LINEAMENTTETTHET FOR HVER 10° AZIMUTTSEKTOR | - 68 - |
| FIGUR 5.7. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I ROLFSNESGRANODIORITTEN | - 70 - |
| FIGUR 5.8. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTORIENTERINGER I ROLFSNESGRANODIORITTEN | - 71 - |
| FIGUR 5.9. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I BREMNESKOMPLEKSET | - 72 - |
| FIGUR 5.10. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTSORIENTERINGER I BREMNESKOMPLEKSET | - 73 - |
| FIGUR 5.11. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I VARDAFJELLGABBROEN..... | - 74 - |
| FIGUR 5.12. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTSORIENTERINGER I VARDAFJELLGABBROEN | - 75 - |
| FIGUR 5.13. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I GEITUNGENHETEN | - 76 - |
| FIGUR 5.14. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTORIENTERINGER I GEITUNGENHETEN..... | - 77 - |
| FIGUR 5.15. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I LYKLINGOFILOITTEN..... | - 78 - |
| FIGUR 5.16. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTSORIENTERINGER I LYKLINGOFIOLITTEN | - 79 - |
| FIGUR 5.17. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I SIGGJOGRUPPEN | - 80 - |
| FIGUR 5.18. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTORIENTERINGER I SIGGJOGRUPPEN | - 81 - |
| FIGUR 5.19. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I VIKAFJORD/ GRUTLEFJORDGRUPPEN | - 82 - |
| FIGUR 5.20. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTORIENTERINGER I VIKAFJORD/GRUTLEFJORDGRUPPEN..... | - 83 - |
| FIGUR 5.21. OVERSIKT OVER LINEAMENTENE I LANGEVÅGGRUPPEN | - 84 - |
| FIGUR 5.22. ROSEDIAGRAM AV LINEAMENTSORIENTERINGER I LANGEVÅGGRUPPEN..... | - 85 - |
| FIGUR 5.23. Plassering av fjellbrønner | - 86 - |
| FIGUR 5.24. BRØNNKAPASITET MOT AVSTAND FRA LINEAMENT..... | - 87 - |
| FIGUR 5.25. BRØNNKAPASITET (Q) MOT LINEAMENTAZIMUTT | - 88 - |
| FIGUR 6.1. FELTLOKALITETENE PÅ BØMLO | - 90 - |
| FIGUR 6.2. OVERSIKT OVER LOKALITETEN DJUPAVIKA FRA FLYFOTO | - 91 - |
| FIGUR 6.3. OVERSIKT OVER FORKASTNINGEN VED LOKALITET DJUPAVIKA..... | - 92 - |
| FIGUR 6.4. SLIPPLAN LANGS PEGMATITTGANGENE..... | - 93 - |
| FIGUR 6.5. BRUDDORIENTERING OG FALLFORDELING..... | - 94 - |
| FIGUR 6.6. BRUDDPROFIL OVER FORKASTNINGEN VED DJUPAVIKA..... | - 95 - |
| FIGUR 6.7. BRUDDAPERTURER LANGS BRUDDPROFILLINJEN I FIGUR 6.6..... | - 95 - |
| FIGUR 6.8. Dannelsen av aksialbrudd i vertikale borehull | - 96 - |
| FIGUR 6.9. BRUDDAPETUR OM BRUDDAZIMUTT..... | - 97 - |
| FIGUR 6.10. OVERSIKTILDE AV LOKALITETEN SKÅLAVIKA | - 98 - |
| FIGUR 6.11. PEGMATITTGANGER VED SKÅLAVIKA | - 99 - |
| FIGUR 6.12. BRUDDORIENTERING VED LOKALITETEN SKÅLAVIKA..... | - 99 - |
| FIGUR 6.13. BRUDDFREKVENNS MOT TYKKELSE AV PEGMATITTGANGER | - 100 - |
| FIGUR 6.14. FORKASTNINGSPLAN LØSNING AV KINEMATISKE DATA PÅ GODDO..... | - 101 - |
| FIGUR 6.15. OVERSIKTILDE AV LOKALITETEN KATLA FRA FLYFOTO..... | - 102 - |
| FIGUR 6.16. OVERSIKT OVER LOKALITETEN VED KATLA..... | - 103 - |

| | |
|---|---------|
| FIGUR 6.17. OVERSIKT OVER LOKALITETEN SELE | - 104 - |
| FIGUR 6.18. LINEAMENTET VED LOKALITETEN SELE | - 105 - |
| FIGUR 6.19. BRUDDFREKVENNS OVER LINEAMENTET | - 106 - |
| FIGUR 6.20. BAKGRUNNSLOKALITET HISKJO | - 107 - |
| FIGUR 6.21. LOKALITET HELLVIKA | - 108 - |
| FIGUR 6.22. LOKALITET GRUTLE..... | - 109 - |
| FIGUR 6.23. LOKALITET VESPESTADVÅGEN | - 110 - |
| FIGUR 6.24. LOKALITET URDATANGEN | - 111 - |
| FIGUR 6.25. LOKALITET NOTLAND..... | - 112 - |
| FIGUR 6.26. LOKALITET HÅVIK | - 113 - |
| FIGUR 6.27. LOKALITET FOLDERØY | - 114 - |
| FIGUR 6.28. SAMLET BRUDDORIENTERING PÅ BØMLO..... | - 115 - |
| FIGUR 6.29. BRUDDORIENTERINGER PÅ BØMLO | - 116 - |
| FIGUR 7.1. SEISMISITET I SKANDINAVIA OG OMKRINGLIGGENDE OMRÅDER..... | - 117 - |
| FIGUR 7.2. FREKVENNS AV SEISMISKE REGISTRERINGER FOR PERIODEN 1900 – 2001..... | - 119 - |
| FIGUR 7.3. FORKASTNINGSPLANLØSNING FOR HENDELSER I ÅRET 1999 – 2000 | - 120 - |
| FIGUR 7.4. MULIGE DRIVKREFTER FOR JORDSKJELV I SKANDINAVIA | - 122 - |
| FIGUR 7.5. OPPLØFTSISOBASER FOR SKANDINAVIA..... | - 123 - |
| FIGUR 7.6. REGISTRERTE EPISENTRER TIL JORDSKJELV I SUNNHORDLAND..... | - 124 - |
| FIGUR 7.7. DYBDEKONTURER AV JORDSKJELVFOKUS..... | - 126 - |
| FIGUR 7.8. FREKVENNS – MAGNITUDEPLOTT AV HELE DATASETET..... | - 128 - |
| FIGUR 7.9. FREKVENNS – MAGNITUDEPLOTT AV DATASETET UTEN BEKREFTEDE EKSPLOSJONER | - 129 - |
| FIGUR 8.1. ELEMENTET PLANE2 | - 133 - |
| FIGUR 8.2. PEGMATITTMODELL 1 | - 135 - |
| FIGUR 8.3. PEGMATITTMODELL 2 | - 136 - |
| FIGUR 8.4. RESULTATET AV PEGMATITTMODELL 2..... | - 137 - |
| FIGUR 8.5. GRUNNMODELL AV BØMLO | - 138 - |
| FIGUR 8.6. MODELL AV BØMLO FREMSTILT MED TENSIJONSPENNING | - 141 - |
| FIGUR 8.7. MODELL AV BØMLO FREMSTILT MED SKJÆRSPENNING..... | - 142 - |
| FIGUR 8.8. MODELL AV BØMLO MED FORKASTNINGSSONER FREMSTILT MED TENSIJONSPENNING | - 143 - |
| FIGUR 8.9. MODELL AV BØMLO MED FORKASTNINGSSONER FREMSTILT MED SKJÆRSPENNING..... | - 145 - |
| FIGUR 9.1. LINEAMENT OG SMÅSKALA BRUDDORIENTERINGER..... | - 150 - |
| FIGUR 9.2. HYDROTEKTONISK MODELL..... | - 152 - |
| FIGUR 9.3. HYDROTEKTONISK MODELL OVER BØMLO..... | - 153 - |
| FIGUR 9.4. KONSEPTUEL MODELL AV EN FORKASTNINGSSONE..... | - 155 - |
| FIGUR 9.5. OPPBYGNING AV BRUDDSONER..... | - 156 - |

| | |
|--|---------|
| FIGUR 9.6. STRATABUNDNE BRUDD I PEGMATITTGANGENE..... | - 158 - |
| FIGUR 9.7. LAGKONTAKT GENERERENDE SPENNINGSMEKANISMER..... | - 159 - |
| FIGUR 9.8. HOBBS MODELL FOR BRUDDANNELSE | - 160 - |
| FIGUR 9.9. KANALISERING AV VANNSTRØMNING | - 167 - |

Tabelliste

| | |
|---|---------|
| TABELL 2.1. TABELL OVER ULIKE PROGRAMVARE SOM ER BRUKT I ARBEIDET..... | - 11 - |
| TABELL 2.2. OPPSUMMERING AV KARTDATAPARAMETERE | - 13 - |
| TABELL 2.3. EN OVERSIKT OVER DE ULIKE ANALOGE OG DIGITALE DATATYPER | - 14 - |
| TABELL 3.1. ENDRINGER I EKSTENSJONSREGIMER I POST-KALEDONSK TID..... | - 39 - |
| TABELL 5.1. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER ROLFSNESGRANODIORITTEN. | - 71 - |
| TABELL 5.2. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER BREMNESKOMPLEKSET. | - 73 - |
| TABELL 5.3. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER VARDAFJELLGABBROEN..... | - 75 - |
| TABELL 5.4. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER GEITUNGENHETEN..... | - 77 - |
| TABELL 5.5. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER LYKLINGOFIOLITTEN..... | - 79 - |
| TABELL 5.6. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER SIGGJOGRUPPEN..... | - 81 - |
| TABELL 5.7. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER VIKAFJORD/ GRUTLEFJORDGRUPPEN..... | - 83 - |
| TABELL 5.8. STATISKTISKE LINEAMENTSPARAMETERE OVER LANGEVÅGGRUPPEN. | - 85 - |
| TABELL 7.1. OVERSIKT OVER SPENNINGSGENERERENDE MEKANISMER..... | - 121 - |
| TABELL 8.1. OVERSIKT OVER VANLIGE NUMERISKE METODER INNEN KONTINUUMSMODELLER..... | - 131 - |
| TABELL 8.2. INNGANGSPARAMETRE TIL MODELLERINGEN AV BØMLO | - 139 - |
| TABELL 9.1. VANNFØRING OVER FORKASTNINGEN VED LOKALITET DJUPAVIKA..... | - 166 - |



Mosen liker seg godt i et vannledende brudd ved Skålavika på Bømlo.

1. Innledning

Selv om intraplateområder bare står for om lag 5 % av den globale seismiske energien som blir utløst, har noen av de mest ødeleggende jordskjelv foregått i disse områdene (Johnston, 1989; Talwani, 1999). Sunnhordland ligger i et område som har den høyeste jordskjelvaktiviteten på land i Norge, til tross for at Norge ligger inne på den eurasiske platen og derfor utgjør et intraplateområde. Det siste registrerte jordskjelvet på Bømlo forekom 12. august 2000 og målte 4,5 på Richter skala, og rystelser på overflaten kjentes i en avstand opptil 400 km (Hicks & Ottemöller, 2001). Jordskjelvaktiviteten i området er trolig i sammenheng med forkastningene Hardangerfjorden skjærsone, Sunnhordlandsforkastningen og/eller de N-S orienterte lineamentene. Hardangerfjorden skjærsone går sør for Bømlo og Sunnhordlandsforkastningen krysser sørlige Bømlo. Jordskjelvene representerer intern deformasjon av platen.

Jordskjelv i intraplateområder vil høyst sannsynlig foregår langs allerede eksisterende svakhetssoner (Talwani, 1989) og dette vil igjen påvirke vannstrømmingen i området. Eksempel på hydrogeologisk påvirkning av jordskjelv er blant annet jordskjelvet i Kobe, Japan 17. januar 1995, med styrke 7,2 M (Tsunogai & Wakita, 1995; Sugisaki et al., 1996; Igarashi, 1996; Sano et al., 1998), og jordskjelvet med magnitudo 4, langs Stuaragurra forkastningen i Nord Norge, 21. januar 1996 (Dehls et al., 2000). Postseismiske hydrologiske forandringer kan gi økt vannstand i brønner og nye vannkilder i overflaten (Quilty et al., 1995; Roeloffs et al., 1995). Endringer i hydrogeologi kan forklares med økt permeabilitet nær overflaten (Rojstaczer & Wolf, 1995; Rojstaczer et al., 1995) og utdriving av dyptliggende vann som følge av elastisk kompresjon under jordskjelvet (Muir Wood & King, 1993).

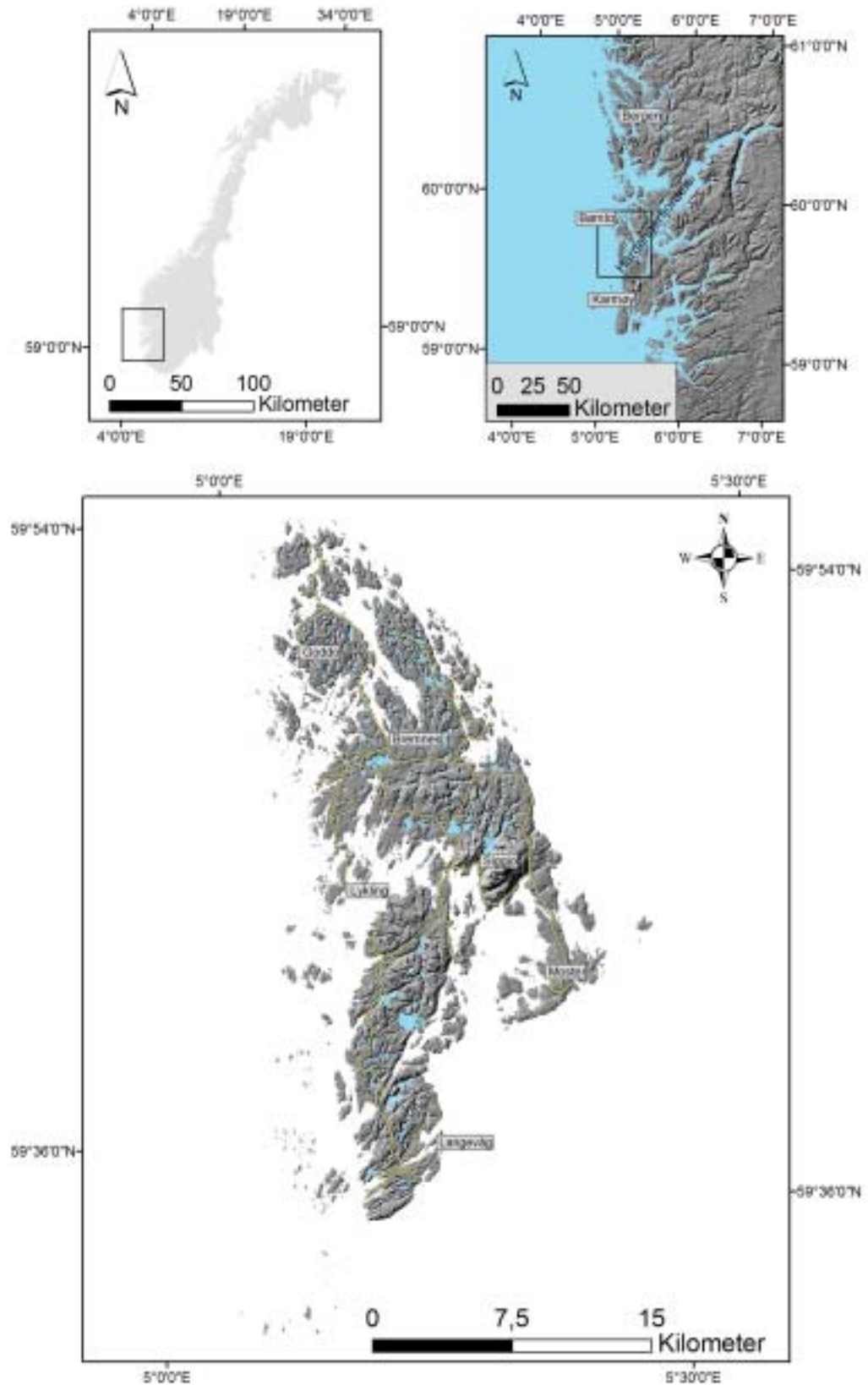
Arbeidet som presenteres i denne hovedfagsoppgaven er basert på feltarbeid og observasjoner fra øygruppen Bømlo som ligger ytterst i munningen av

Hardangerfjordens¹ nordlige side (figur 1.1) i Sunnhordland, 60 – 70 km sør for Bergen. Bømlo strekker seg ca 39 km N – S og ca 18 km Ø – V på det bredeste. Arealet av alle landområder tilhørende kommunen er ca 246 km².

Topografien på Bømlo har generelt lavt relieff, med unntak av Siggjofjellet (468 m.o.h.) og Vardafjellet (164 m.o.h.). Områder nord for Siggjofjellet har en høyde fra 0 til 65 meter over havet mens det i sørvest varierer mellom 0 og 150 meter over havet. De topografiske variasjonene på Bømlo er sterkt preget av bergartssammensetningen og strukturer. For eksempel definerer ofte gabbroide og rhyolittiske bergarter høyder i terrenget, mens mindre kompetente bergarter definerer lavområder som for eksempel migmatittene rundt tettstedet Bremnes (figur 1.1).

Bømlo befinner seg innenfor strandflaten som hovedsakelig er utviklet langs kysten i et 50 – 60 km bredt belte fra Stavanger i sør til Magerøya i Finnmark i nord. I Hordaland definerer dette et lavtliggende område under 50 m.o.h. (Holtedahl, 1975; Holtedahl, 1998). Denne flaten er høyst sannsynlig dannet ved glasial-, marin erosjon og subærisk forvitring de siste 2,57 Ma (millioner år) (Holtedahl, 1998) og har ført til blottlegging av mange lokaliteter.

¹ Med Hardangerfjorden menes hele fjorden. Den består av lokale navn.



Figur 1.1. Lokasjon av feltområdet. Feltområdet Bømlo ligger på Vestlandet, cirka 70 kilometer sør for Bergen i Hordaland fylke. Øya Bømlo ligger i munningen til Hardangerfjorden og nordøst for Bømlo ligger øyene Stord og Tysnes.

1.1. Tidligere arbeid

Tidligere arbeid i dette området har hovedsakelig vært petrografisk og mineralogisk (Reusch, 1888a; 1888b; 1900; Rekstad, 1907; 1908; 1911; Goldschmidt, 1912; Reusch, 1913; Kolderup, 1929; Kiær, 1929; Kvale, 1937; Skordal, 1948; Foslie, 1955; Songstad, 1971; Brekke, 1983; Furnes et al., 1983; Brekke et al., 1984; Furnes et al., 1984). Senere arbeid er foretatt av Færseth (1982), Færseth & Ryan (1975), Færseth & Steel (1978), Færseth (1978), Færseth et al. (1995), Nordås et al. (1984; 1985), Andersen & Jansen (1987), Andersen & Andresen (1994), Nielsen (1990), Fossen & Dunlap (1999) og er viktige bidrag til sammenstillingen av berggrunnskartet for regionen Ragnhildstveit et al. (1998). Strukturgeologiske undersøkelser omfatter Færseth (1982), Karpuz (1990) og Valle (1998), og fjernanalyse av lineamenter er foretatt av for eksempel; Holtedahl (1967), Gabrielsen (1979), Karpuz (1990) samt Larsen (2002) innefor hydrogeologi i fast fjell.

1.2. Målet med oppgaven

Feltarbeid på Bømlo er utført med hensikt å påpeke forkastningsarkitekturer ved flere lokaliteter og se på de forskjellige mekanismene som kan danne disse forkastningsstrukturene. I dette arbeidet er det blant annet lagt vekt på hvordan brudd i lokale heterogeniteter på nordlige Bømlo har oppstått, og om de er dannet som følge av forskjellige mekaniske egenskaper i berggrunnen. Numeriske modeller er brukt for å anskueliggjøre dette. Den seismiske aktiviteten som foregår på Bømlo kan påvirke eksisterende forkastninger og endre hydrogeologien i området. Det er forsøkt å se på sammenhengen av dagens seismiske aktivitet og forekomsten av grunnvann i forbindelse med forkastninger på Bømlo, samt hvordan dagens spenningsfelt påvirker seismisiteten og hvilke lineamenter/forkastninger som trolig er aktive. Spenningskonsentrasjoner som følge av in situ spenning på Bømlo er modellert og sammenlignet med forekomsten av jordskjelvaktivitet.

Hovedvekten av feltarbeidet har foregått på nordlige Bømlo, men det er også utført spredt arbeid andre steder på Bømlo. Feltarbeidet har foregått på sensommeren og høsten 2001 og sommeren 2002, i samarbeid med Belinda Larsen (2002).

1.3. Oppgavens struktur

I oppgaven er det brukt begreper som er forklart i dette kapittelet (kapittel 1.4), samt forklaring av teoretiske begreper i kapittel 4.

I kapittel 2 er det gjort rede for metodene som er brukt til datainnsamlingen og datagrunnlaget til de andre analysene. Det vil også gjort rede for hvilke typer programvare som er benyttet, og det vil bli fokusert på framgangsmåte og metode til Geografiske Informasjons System (GIS) under lineamentstolkningen og programvaren Ansys (endelig element metoden) til numerisk modellering.

I kapittel 3 vil den regionale geologiske utviklingen til den Kaledonske fjellkjeden enkelt bli beskrevet. Det vil videre bli fokusert på geologien på Bømlo i Sunnhordland, samt en platetektonisk utvikling og det strukturelle rammeverket av feltområdet.

Kapittel 4 gir en enkel innføring i sentrale begrep som er knyttet til spenning og bruddutvikling som ligger til grunn for blant annet de numeriske modellene i kapittel 8.

I dette arbeidet vil kapitlene 5, 6, 7 og 8 regnes som egne resultater, hvor kapittel 5 omfatter lineamentsanalyser på Bømlo. Her er det hovedsakelig lagt vekt på orienteringen av lineamenter på hele Bømlo og inndelt etter bergartskompleksene presentert i kapittel 3. Det er også sett på tettheten av lineamentene som er tolket og om det er noen samsvar med grunnvannytelse i fjellbrønner og avstand til lineamenter i området. Orienteringene til hovedtrendene til lineamentene er senere brukt i numerisk modellering presentert i kapittel 8. Metodene for tolkningen og analysene er forklart i kapittel 2.

I kapittel 6 er resultatene fra feltarbeidet gjennomgått, hvor det fokuseres på orientering av bruddene, bruddfrekvens, opptreden av ganger og brudd i gangene og forkastningsarkitektur. Flere av resultatene fra felt er senere brukt i numerisk modellering i kapittel 8. Metodene for datainnsamlingen og analysene er forklart i kapittel 2.

Vestlandet er et av det mest seismisk aktive området i nordvest Europa og i kapittel 7 er det gjort analyser av jordskjelvsforekomster rundt Bømlo. Metodene til analysene er forklart i kapittel 2.

Numerisk modellering basert på noen resultater fra lineamentstolkningen (kapittel 5) og feltresultater (kapittel 6) er presentert i kapittel 8. Til den numeriske modelleringen er det anvendt programvaren Ansys som er basert på endelig elementmetoden. Metoden for modelleringen er forklart i kapittel 2.

I kapittel 9 diskuteres hovedresultatene av arbeidet som er presentert i tidligere kapitler. Resultatene blir sammenlignet med andre resultat fra litteratur. Diskusjonen etterfølges av konklusjonene av arbeidet i kapittel 10.

1.4. Definisjoner

I dette hovedfagsarbeidet vil det forekomme flere geologiske termer og uttrykk som er vesentlig i sammenhengen for å beskrive og formidle. For at leseren skal forstå hva som menes, har forfatteren valgt å skrive ned noen definisjoner på fagtermer slik at dets innhold forstås entydig gjennom arbeidet. Det er ikke forfatterens oppgave å definere alle geologiske termer, men å gi en liten oversikt over de termer som ofte blir brukt.

1.4.1. Tektonostratigrafiske enheter

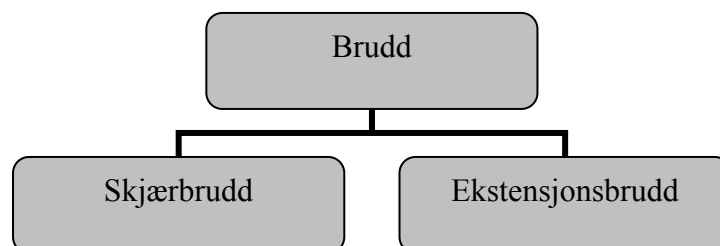
Nystuen (1986) definerer dekke, skyvedekke som: *”Dekket, eller skyvedekket, er et plate-, skive, kile- eller linseformet bergartslegeme som har blitt forflyttet regionale avstander langs en skyveforkastning. Bergartene i et dekke kan sies å være flyttet (alloktone), hvis de avviker vesentlig fra forlandets stedegne (autoktone) lagpakke og dets underlag (basement) i sammensetning, stratigrafi, sedimentær facies og i graden av omdannelse og deformasjon, slik at det av denne grunn kan antas at dekkebergartene har blitt flyttet over regionale avstander. Stedegne i egentlig forstand er bare de bergarter som har forblitt urørt i forhold til det kontinentale skorpeunderlaget på forlandet.”*

I dette arbeidet vil det i tillegg til autoktone enheter, bli brukt definisjonen paraautoktone om enheter som er nær stedegne. Det vil si at ”- hvis den sedimentære lagpakken i dekket er lett å korrelere med stratigrafi og sedimentær facies i den stedegne lagrekke, slik at det av denne grunn kan antas en mer moderat forflytning av dekket” (Nystuen, 1986).

1.4.2. Strukturgeologiske flateenheter

Nystuen (1986) definerer brudd som: ”*Brudd (eng. fracture) er en generell betegnelse for alle slags oppbrytninger som skyldes mekaniske spenninger i berggrunnen, med eller uten forskyvning langs bruddflaten. Brudd omfatter sprekker (cracks, joints) og forkastninger (faults)*”.

To hovedtyper brudd forekommer (figur 1.2): *ekstensjonsbrudd* er dannet ved en bevegelse vinkelrett på bruddflatene. Tensjonsbrudd er en variant av ekstensjonsbrudd og kalles ofte spekk, eller spalte når det er en viss åpning mellom bruddveggene. Tensjonsbrudd vil normalt øke permeabiliteten langs bruddsoner. En annen type ekstensjonsbrudd er hydrobrudd og er generert ved et indre væsketrykk. I følge tradisjonell terminologi i bergmekanikk: mode I bruddmekanisme. *Skjærbrudd* benyttes om brudd hvor det har vært en bevegelseskomponent parallelt med bruddflatene, altså forkastninger. Skjærbrudd kan både redusere og øke permeabiliteten. I følge tradisjonell terminologi i bergmekanikk: mode II og III bruddmekanisme.

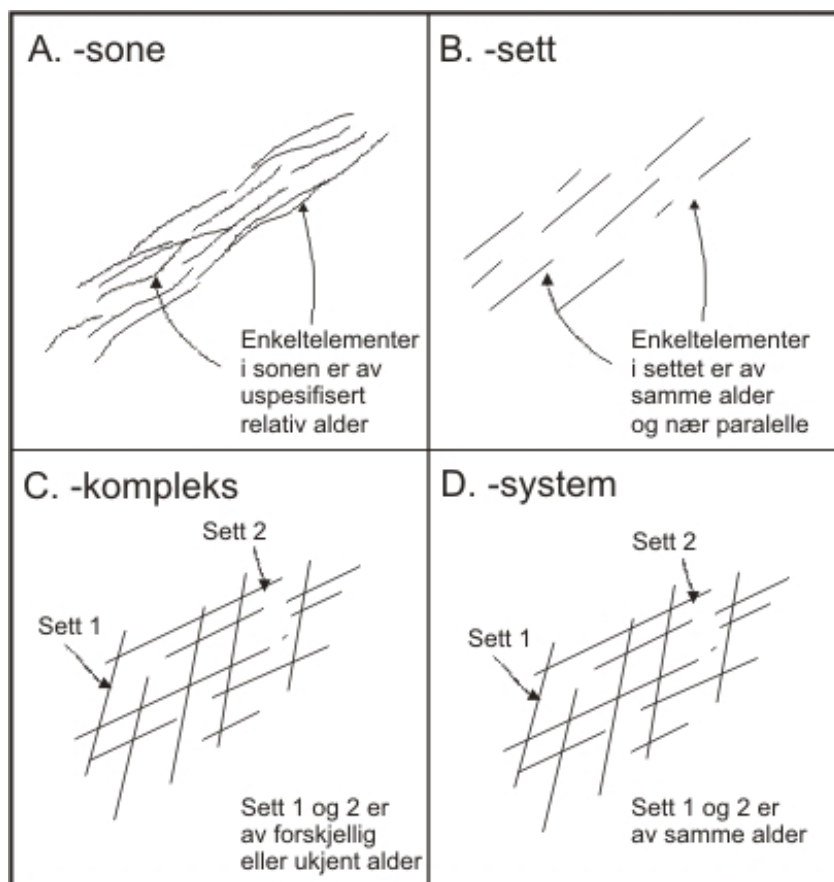


Figur 1.2. Hovedtyper av brudd. Modifisert fra Nystuen (1986).

Bruddsoner – en sone med høy bruddtetthet hvor kunnskap angående bevegelse langs sonen mangler (figur 1.3 A). En bruddsone kan mer presist klassifiseres som: *Sprekkesone* – en bruddsone hvor bevegelse langs sonen ikke lar seg påvise, og som

utelukkende består av tensjonsbrudd/sprekker. *Forkastning* – en bruddsone hvor det kan påvises at det har vært bevegelse langs sonen (Braathen & Gabrielsen, 2000).

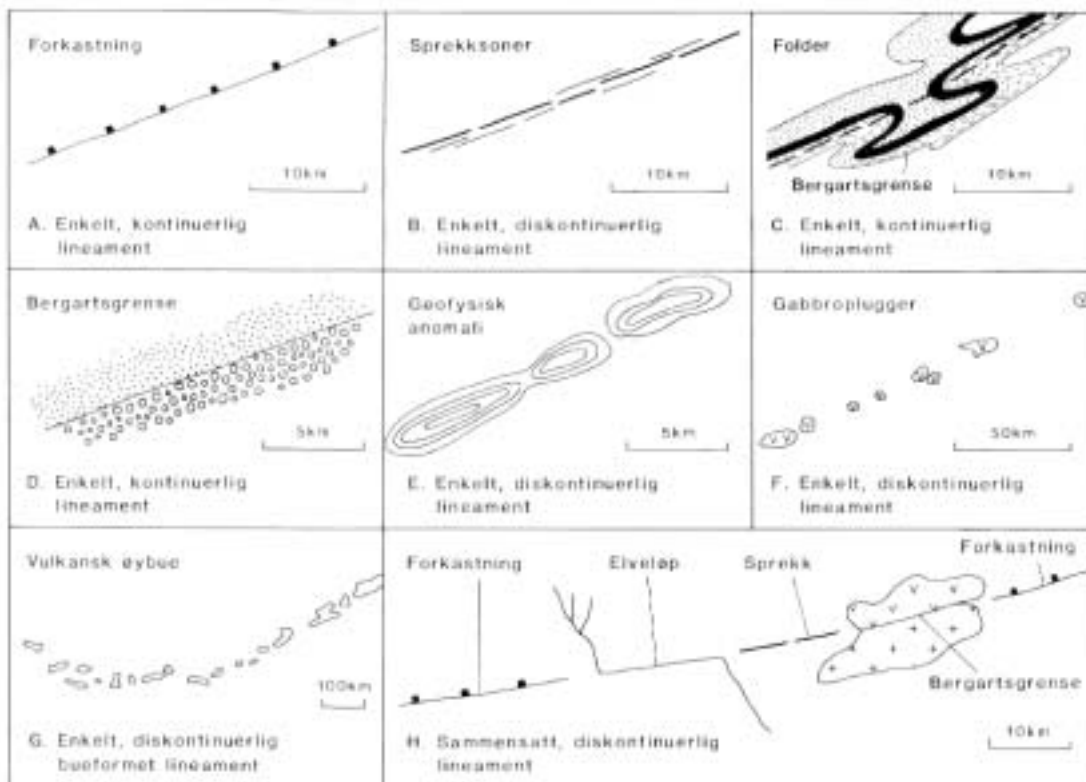
Bruddsett – ”(sprekkesett/joint set) er en samling av mer eller mindre parallelle, nærstående brudd (sprekker) som antas å være dannet under samme deformasjonshendelse” (figur 1.3 B) (Nystuen, 1986). Bruddsystem – ”er en samling av nærliggende bruddflater, parallelle eller skjærende hverandre, og som antas å være dannet under samme deformasjonsperiode. Bruddsystem bør fortrinnsvis bare gis uformelle navn” (figur 1.3 C) (Nystuen, 1986). Bruddkompleks – sprekkekompleks er to eller flere sprekkesett som skjærer hverandre og som er dannet under forskjellige deformasjonshendelser, eller som har ukjent aldersforhold (figur 1.3 D) (Nystuen, 1986).



Figur 1.3. Forholdet mellom begrepene –sone, -sett, -kompleks og –system. Fra Nystuen (1986).

1.4.3. Strukturgeologiske lineære enheter

Nystuen (1986) definerer lineament som: ”Lineamentet er en lineær eller kurvlineær struktur som enten er direkte synlig på overflaten, eller som framkommer på et topografisk eller geofysisk kart, satellitt- eller flybilde. Lineamentet antas å avspeile en geologisk innhomogenitet i undergrunnen, så som brudd, bergartsgrense, fold, lineært bergartslegeme eller malmkropp. Skjæringslinjer mellom overflaten og foliasjon betraktes ikke som lineamenter” (figur 1.4).



Figur 1.4. Ulike typer av lineamenter. I dette arbeidet er det fleste lineamenter antatt å være forkastninger, sprekkesoner, folder og bergartsgrenser. Fra Nystuen (1986).

2. Metode

De ulike metodene som ofte er blitt brukt til å oppnå resultatene presentert i kapittel 5 til 8 er forklart her. Til å oppnå de ulike resultatene er det benyttet en del ulike programvarer for analyser og presentasjon og er presentert i tabell 2.1.

Tabell 2.1. Tabell over ulike programvare som er brukt i arbeidet.

| Produsent | Program | Bruksnytte |
|--------------------|-------------------|------------------------------------|
| ESRI | ArcView 3.2 | GIS – analyser, presentasjon |
| ESRI | 3D – Analyst | 3D GIS– analyser, presentasjon |
| ESRI | Spatial Analyst | GIS – analyser |
| ESRI | ArcView GIS | GIS – analyser |
| ANSYS | Ansys 6.1 | Bergmekanisk modellering |
| Erdas | Erdas Imagine 8.5 | Klipping og mosaikk av flyfoto |
| SolidWorks | | CAD |
| Dr. J. R. Holcombe | GEOrient 9.1 | Visualisering av strukturelle data |

2.1. Geografiske informasjonssystemer

Geografiske informasjonssystemer (GIS) er i all hovedsak et datamaskinbasert informasjonssystem og er brukt til å analysere og presentere romlig, digital geografisk informasjon. Å representere digital geografisk informasjon innebærer blant annet å konvertere analog informasjon til en digital form. ”Hvert eneste objekt på jordens overflate kan bli georeferert” er den fundamentale filosofi når det gjelder å assosiere informasjon til et geografisk informasjonssystem.

”ArcView GIS” er verktøyet som er benyttet i analyser og behandling av romlige data, og innbefatter blant annet lineamentstolkningen i kapittel 5 og seismisk aktivitet på Sunnhordland (Vestlandet) i kapittel 8. Det finnes en fullstendig beskrivelse av verktøyet på www.esri.com. Data som legges inn, blir lagt til som tema. Et tema kan

være data i form av punkt, linje eller polygon (flate). Til hvert tema er det tilegnet en tabell hvor attributtinformasjon ligger, som for eksempel x og y koordinater, lengde til linjer og vannføring. Det er mulig å legge til nye attributter og manipulere de eksisterende.

Det som gjør "ArcView GIS" til et kraftig verktøy er at det er mulig for andreparts programleverandører å lage programmer som kan brukes opp mot og i "ArcView", fra nå kalt ekstensjoner. Videre er det mulig å lage små programmer ("scripts") med "ArcView" eget programmeringsspråk ("Avenue"). På "ESRI" sine egne sider på Internettet er det mulig å laste ned "script", som er skreddersydd til visse formål som for eksempel og korrigerer egne data, samt bruke dem mot egne analyser. Et eksempel kan være et "script" som klipper polygoner mot et annet polygon som definerer kystsonen. Ekstensjonen "3D – Analyst" er benyttet til analyser og visualisering av data i 3 dimensjoner og mot data som har en z - dimensjon. Ekstensjonen "Spatial Analyst" knytter vektordata og rasterdata sammen, og er her benyttet til å generere skyggemodeller.

2.1.1. Datum

Et datum er et sett av parametere som definerer et koordinatsystem og et sett av kontrollpunkter der geometriske forhold er kjent. Et datum er definert av en oblat sfæroide som approksimerer jordens form og sfæroidens posisjon i forhold til jordens sentrum. Det finnes mange typer av sfærer som beskriver formen til jorden.

Et horisontalt datum representerer et rammeverk for målestasjoner på jordens overflate, som igjen definerer nullpunkt og orientering av lengde- og breddegrader. Et lokalt datum tvinger sfæren til å passe til jordens overflate i et spesifikt område og nullpunktet er satt til jordoverflaten, ikke i sentrum av kloden. Koordinatene til dette "nullpunktet" (referansestedet) er satt og alle andre punkter blir kalkulert ut i fra dette referansestedet. Eksempler på lokalt datum er NAD27 og "European Datum 1950" (ED50). Satellittdata har gitt ny informasjon til å definere den best tilpassede ellipsoiden og relaterer koordinatene til jordens massesentrum. Et datum som er mye brukt er "World Geodetic System 1984" (WGS84) og det er benyttet i dette hovedfagsarbeidet.

2.1.2. Kart projeksjon

Hvis en ser jorden som en ellipsoide, må en transformere den tredimensjonale flaten til en todimensjonal flate (kartbilde). Å representere jordoverflaten i to dimensjoner fører til forandring i form, areal, avstand og retning av dataene. Denne transformasjonen bruker matematiske formler og omgjør polare -, til planære koordinater.

Ulike lokasjonsbestemte data kommer i ulike datum og projeksjoner. Hvis flere datakilder skal brukes sammen må de ha samme datum og projeksjon. De må derfor ofte konverteres og det er da viktig å vite hvilket format de originale dataene har. Formatet som er brukt i denne hovedoppgaven er datum WGS84, og projeksjon UTM84, sone 32. En oppsummering av kartparametre som er anvendt i dette arbeidet er vist i tabell 2.2.

Tabell 2.2. Oppsummering av kartdataparametere brukt i denne oppgaven.

| <i>Datum</i> | <i>Projeksjon</i> |
|--------------|-------------------|
| WGS84 | UTM84, sone 32N |

2.1.3. Lineamentstolkning

Til tolkning av lineamenter er det benyttet flyfoto (kartoppgave 9256) (tabell 2.3) og er innleid av Statens Kartverk Hordaland. Målestokken på flyfotoene er ca. 1:15.000. Flyfotoene er skannet og ortorektifisert (digitalisert mot et underliggende kjent datagrunnlag) for å anvende de i "ArcView GIS". Dessverre så mangler det flyfoto fra nordlige Bømlo fra denne kartoppgaven så fotolineamentene i disse områdene er ikke kartlagt. Det er likevel klart å oppdrive en kartoppgave som dekker disse områdene, men i lavere målestokk. I tolkningen er det prioritert å ha samme målestokk så denne kartoppgaven er kun benyttet til presentasjon i feltkapittelet.

Av digitale data er det til tolkningsverktøyet (ArcView GIS) brukt digitale data som topografi i målestokk 1:50.000 hvor ekvidistansen er 20 meter. Det er dessverre ikke utarbeidet per november 2001 digitale data med finere målestokk over Bømlo, men det er under planlegging ved Statens Kartverk og skal foreligge ved utgangen av år 2002 (pers. kom. Audun Bruflot, Statens Kartverk, 2001).

Tabell 2.3. En oversikt over de ulike analoge og digitale datatyper som er brukt i arbeidet.

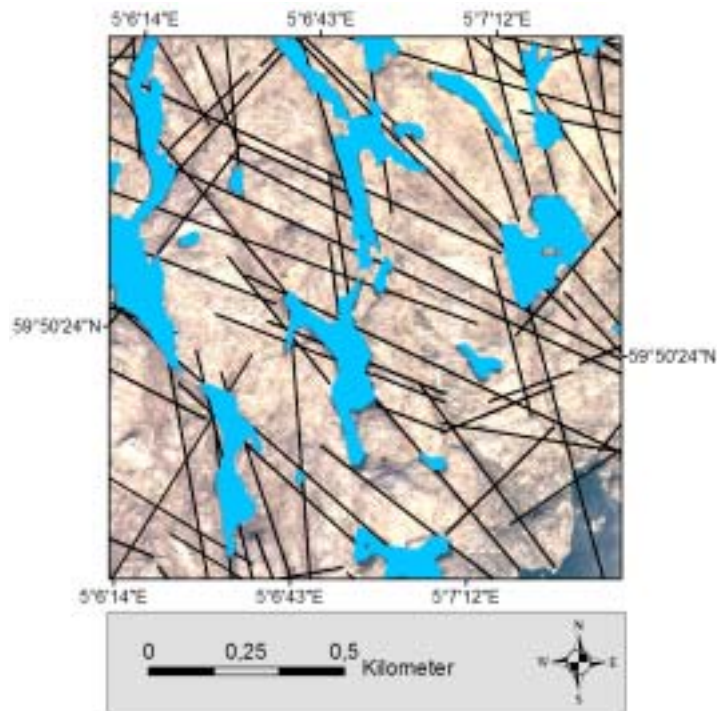
| | <i>Datatype</i> | <i>Målestokk</i> | <i>Eier</i> |
|-----------------|---------------------|------------------|------------------|
| Analoge | Flyfoto (9256) | 1:10.000 | Statens kartverk |
| | Berggrunn Haugesund | 1:250.000 | NGU |
| Digitale | Fjellbrønner | ? | NGU |
| | Høydekoter | 1:50.000 | Statens kartverk |
| | Innsjøer | 1:50.000 | Statens kartverk |
| | Berggrunn Haugesund | 1:250.000 | NGU |

I dette arbeidet er det også tolket lineamenter direkte fra topografiske data (kapittel 5.1), og tolkningen er basert på en digital høydemodell. Høydemodellen er generert i "Arc/Infos Topogridtool", på bakgrunn av digitale vektordata med 20 meter ekvidistanse. "Topogridtool" benytter en interpolasjonsmetode som er basert på iterativ endelig differanse ("finite difference") (Hutchinson, 1989) og resulterte i en rastermodell over hele Bømlo med rasterceller $20\text{m} \times 20\text{m} = 400\text{m}^2$, alle med en spesifikk høydeverdi. Rastermodellen ble importert til "ArcView GIS" hvor det ble generert en skyggemodell med ekstensjonen "Spatial Analyst". I "Spatial Analyst" er det mulig å spesifisere en lyskilde med azimuttretning og høyde, som resulterer i en skyggemodell fra rastermodellen. Dette gir en pseudo – 3D modell hvor markerte relieff kommer godt fram. Det er generert skyggemodeller for himmelretningene N – S, Ø – V, S – N og V – Ø. For et godt resultat kreves det at de originale vektordataene har liten ekvidistanse noe som ikke eksisterer for Bømlo kommune. Lineamentstolkningen basert på denne metoden blir i dette arbeidet kalt topolineament (Lie, 2001).

Det er gjort en mer detaljert lineamentstolkning basert på flyfoto hvor flyfotoene er skannet til digital form i oppløsning 400 dpi ("dots per inch") og importert til "ArcView GIS". "ImageWarp" ekstensjonen er her brukt til å ortorektifisere flybildene mot digitale vektordata for at de skal passe geografisk. Prinsippet går ut på å transformere rasterdatasettet fra et kunstig koordinatsystem til et virkelig koordinatsystem. Dette gjøres ved å velge et punkt på flyfotoet mot et tilsvarende punkt på vektordataene. Når nok punkter er samlet kan et nytt rasterfoto genereres på bakgrunn av polynomberegninger, som da har lokasjonsdata innebygd.

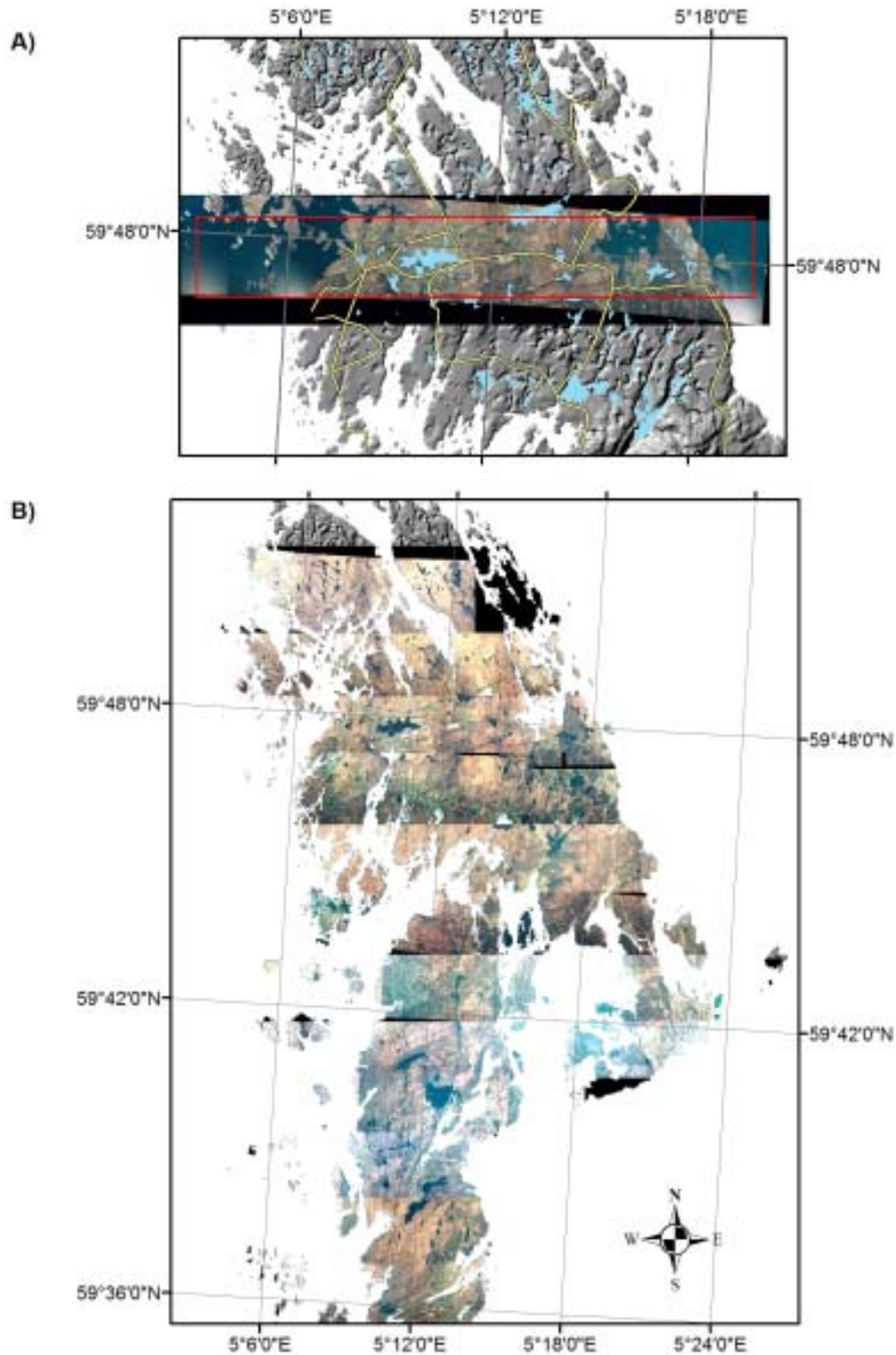
Hvor godt en klarer å tilpasse flyfotoet til digital dataform kommer an på hvor stort område flyfotoet dekker og hvor mange kontrollpunkter en definerer. De ortorektifiserte

fotoene ble kontrollsjekket mot andre data som for eksempel innsjøer (i vektorform) for å se hvor god tilpassningen ble. Rektifiseringen ble tilfredsstillende bra siden feilmarginen til for eksempel innsjøene ble som oftest mindre enn 15 meter (figur 2.1). Det er dog ikke sjekket usikkerhetene til det digitale kartgrunnlaget.



Figur 2.1. Presisjonen i rektifiseringen blir tilfredsstillende bra. Tilpassningen til innsjøene (blått felt) har en usikkerhet på 13 – 15 meter noen steder men oftest mindre. Utsnittet er tatt fra øya Goddo, nordvestlige Bømlo. Lineamentstolkningen var ikke ferdig da figuren ble sammenstilt.

Ekstensjonen "ImageWarp" lager uansett et rektangel av det genererte, ortorektifiserte fotoet. Siden de originale fotoene ofte blir vridd fører dette til at arealet blir større, i tillegg blir områder der det ikke finnes bildeinformasjon farget svart (figur 2.2 A). De svarte områdene virker forstyrrende når flere foto legges inn i "ArcView". Derfor er de ortorektifiserte flyfotoene importert inn i "Erdas Imagine 8.5" hvor det er mulig å lage "subset" av flyfotoene hvor de beholder geografisk informasjon. De ble her klippet i kantene slik at det meste av de svarte feltene ble borte. Det er så i samme programpakke laget mosaikk av flyfotoene fra hele Bømlo, med unntak av nordligste deler av Bømlo hvor flyfoto mangler (figur 2.2 B). Av dette mosaikkbildet er det tolket lineamenter i målestokk 1:10000. Det har resultert 3415 tolkede lineamenter.



Figur 2.2. Flyfotorektifiseringsmetode. A) Flybildestripe over tettstedet Bremnes. Rektifiseringen fører til at det dannes svarte felt der det ikke finnes bildeinformasjon. Det røde rektangelet viser hvordan det er laget "subset" av flybildene slik at feltet blir borte. Her sees også den digitale høydemodellen hvor det er tolket toplineament. B) Det er på grunnlag av metode i A laget mosaikk av hele Bømlo i programvaren Erdas Imagine 8.5.

Med ekstensjonen "Geotools" (<http://www.dtmgis.com/GeoTools.htm>) implementert i "ArcView 3.2", er det mulig å finne orienteringer til linjer i området $0^\circ - 180^\circ$. "Geotools" tilegner en verdi i tabellen til lineamentstemaet. Tabellen er så eksportert til "GEOrient" (kapittel 2.2) og er brukt til å finne orientering til lineamentene.

2.1.4. Attributtspørring i tematabellen

I "ArcView GIS" er det mulig, siden alle data er direkte koblet opp mot tabeller, å sende spørringer til attributtene som ligger i tabellen. Til ulike data følger det ofte ulike koder som er spesifikke til objektet som kommer frem på dataskjermen. For eksempel er bergartene fra det opprinnelige digitale bergrunnskartet til Ragnhildstveit et al. (1998) reklassifisert til tektonostratigrafiske enheter etter tallkoder i tabellen. Det er også mulig å sende spørringer på romlige relasjoner mellom ulike temalag. For eksempel hvis det ønskes å finne alle lineamenter som krysser Rolvnesgranodioritten, velges først bergartsenheten så velges det andre temalaget (her lineamentene) som vil krysse denne valgte enheten (Rolvnesgranodioritten).

2.2. Fremstilling av strukturelle data

For visualisering av strukturelle data er det benyttet programmet "GEOrient 9.1" og kan lastes ned fra adressen www.earth.uq.edu.au/~rodh/software/ fra Internettet. Brudddataene er representert i rosedigram og er plottet symmetriske (bidireksjonale), som betyr at et brudd med strøkorientering 90° vil bli representert både som 90° og 270° . I programmet er det mulig å lage roseplott som er vektet mot arealet. Mange roseplott som blir presentert i artikler og hovedfagsarbeider blir presentert og tolket feil. Ideen bak et korrekt rosedigram bygger på konstruksjonen av et histogram hvor arealet av hver kolonne, eller en sirkulær sektor, skal være proporsjonal med klassefrekvensen. Ofte blir rosedigram konstruert hvor radiusen av en sektor er proporsjonal med klassefrekvensen. Dette fører til en visuell "feil" og feil tolkning av trender. Gode trender, konstruert i "feil" rosedigram kan vise seg å ikke ha så tydelige trender i et "korrekt" rosedigram (Nemec, 1999). Aksen i et "korrekt" rosedigram er da representert som ikke – lineær (vektet mot arealet). Det er også mulig å tilegne hver

måling tilleggsattributter. I kapittel 5 er lengden av hvert lineament kjent og der er sektorene i rosedigrammene plottet mot den kumulative lengden av alle lineamentene som faller innenfor de ulike intervallene. Dette fører til at lineamenter med stor utstrekning får en større vekt i sektorene. Dette er gjort under den filosofi at et lineament på 3 kilometer teller mer en et lineament på 50 meter. I rosedigrammene har programmet "GEOrient" automatisk kalkulert en gjennomsnittlig vektorretning som er vist med en liten pil. Denne må ikke vises stor oppmerksomhet da den kalkulerte vektorretning tar utgangspunkt i hele datasettet. Den horisontale aksene er presentert i prosent av det totale antall data, og den varierer i de ulike rosedigrammene. Derfor er disse prosentverdiene oppgitt for å vise styrken til en eventuell trend.

2.3. Statistikk

Determinasjonskoeffisienten (coefficient of determination) angir hvor god en ligning $y = bx + c$ (for lineær tilpassning) beskriver en sammenheng mellom to datapopulasjoner, og er uttrykt ved R^2 . R^2 varierer mellom -1 og 1 , hvor -1 eller 1 betyr best tilpassning og alle datapunkter vil falle sammen med en rett linje. Hvis 0 , finnes det ingen sammenheng mellom variablene. Fortegnet angir hvilken retning sammenhengen er.

De statistiske metoder som brukes for *trender i to dimensjonelle data* er innhentet fra Nemeč (1999). For sirkulære, ikke grupperte data, finnes gjennomsnittsretningen (mean vector direction, y) ved ligning 1.1:

$$y = \arctan \frac{\sum_{i=1}^n \sin X_i}{\sum_{i=1}^n \cos X_i} \quad \text{(Ligning 2.1)}$$

hvor X_i er azimuttverdien i grader (360°). Verdien vil være i radianer slik at forholdet $1 \text{ radian} = 57,2956^\circ$ brukes. Hvis y er negativ benyttes transformasjonen $360^\circ - y$.

2.4. Datainnsamling i felt

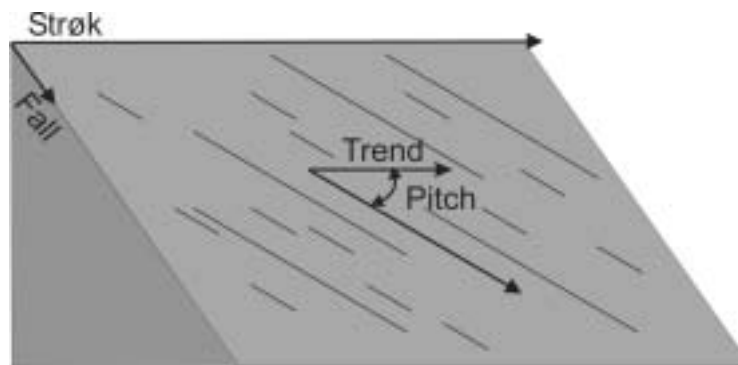
Traversmetoden er konsekvent brukt ved innsamling av strukturelle data og denne metoden går ut på å samle inn data om brudd/bruddata som krysser et imaginært eller imaginært profil (figur 2.3). Alle brudd som krysset profilet ble registrert med posisjon, strøk, fall og åpning. Det er hensiktsmessig å bruke denne metoden ved korte profillinjer da det muliggjør nøyaktig dataregistrering og overregistrering holdes på et minimum. Det er benyttet et Silva klinometerkompass med libelle til måling av lineære og planære data. Høyrehåndsregel er brukt for måling av strøk og fall (figur 2.4).



Figur 2.3. Prinsippet ved traversmetoden. Her er profilet lagt ved et lineament ved Sele, Bømlo. Bildet er tatt mot SV. Person som skala.

Lineære data som er innsamlet i dette arbeidet innbefatter orientering av glidestriper på forkastningsflater. To metoder er brukt og innbefatter "plunge" og "pitch". "Plunge" fås ved å først å måle asimutverdien til lineasjonen i den retningen den faller, så måle vinkelen mellom flaten med lineasjonen og horisontalplanet. Ved steilere flater vil asimutverdiene fra "plunge" – metoden gi usikre målinger og "pitch" – metoden er i stedet brukt ("Rake") (McClay, 1994). "Pitch" finnes ved å først måle strøket til planet og så måle vinkelen mellom strøket og lineasjonen. Det er også nødvendig å notere ned relativ bevegelsesretning ("sense of slip"): dekstral, sinistral, normal eller revers. For å bestemme disse parametrene er det brukt Riedel skjær (McClay, 1994) eller hånden er brukt til å finne brattkant i forkastningsplanet. Brattkant er antatt og dannes i den

retningen bevegelsen har virket. ”Plunge” eller ”pitch” sammen med strøk og fall gir en kinematisk beskrivelse av bevegelsen som har virket langs forkastningen.



Figur 2.4. Grafisk fremstilling av strøk og fall, samt pitch metoden som er anvendt til innsamling av felldata.

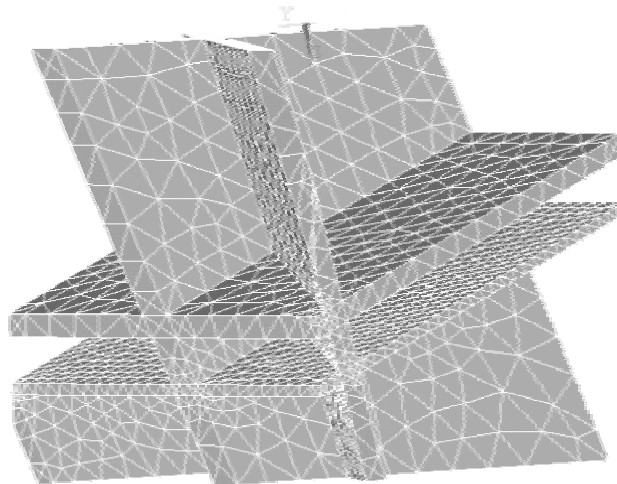
For å måle åpning til brudd er det benyttet et føleblad. Føleblad er et verktøy som anvendes til å pusse tennpluggen. Brudd har ofte en forvitret åpning blottet i dagen og usikkerheten blir derfor stor hvis en måler den blottede åpningen direkte. Med føleblad er det mulig å måle åpningen lenger inn i berget. Hvert blad har en lengde på ca. 7 cm og tykkelse fra 0,05 mm til 1 mm. Brudd med åpninger større enn 1 mm måles med å kombinere flere blad. Intervalltykkelsen er på 0,05 mm.

2.5. Numerisk modellering

”Ansys” er en kommersiell kode og mye brukt innen modellering av multifysiske disipliner, og er basert på endelig elementmetoden. Programpakken er blant annet i kapittel 8 brukt til modellering av et medium med forskjellige mekaniske egenskaper. Den generelle arbeidsmetoden i ”Ansys” er grovt sett som følger:

1. Definere geometri til legemet. Geometriene som defineres i endelig elementmetoden består av et hierarkisk system hvor punkt er de minste enhetene. Fra punkter kan en danne linjer som igjen kan danne polygoner (areal) og volumer.
2. Definere egenskaper som elementtype (se også punkt 3) og materialegenskaper som Youngs modul og Poissons forholdstall. Generere

matematisk gitter ("finite element mesh"). I endelig elementmetoden diskretiseres en mer eller mindre kompleks geometri ned til et endelig antall elementer med deres tilhørende noder (figur 2.5). Valget av antall og størrelse av et element er en vurderingssak og det kreves ofte litt erfaring fra brukerens side. Elementene må være små nok for at resultatene skal bli gode, altså verdiene i et gitt punkt i modellen som er av interesse bør konvergere, og elementene bør være store nok for at regnetiden ikke blir for lang (Logan, 2002). Valg av elementtype bestemmer blant annet hvilke parametere som må inkluderes, hvilke resultater modellen derivierer og grader av frihet for nodene (det vil si hvilke retninger nodene kan beveges). For eksempel vil en ren statisk, strukturell analyse i to dimensjoner som er gjort i dette arbeidet kreve et mindre komplekst element enn en ikke lineær analyse i tre dimensjoner.



Figur 2.5. Matematisk gitter. Modelleringsverktøyet Ansys er basert på endelig elementmetoden. I endelig elementmetoden kreves det at geometrien som skal modelleres brytes ned til et endelig antall elementer. Modellene i Ansys kan fremstilles i 1-D, 2-D eller 3-D.

I "Ansys" finnes det en god gittergenerator som automatisk lager et matematisk gitter. Det er likevel full funksjonalitet for manuell gittergenerering. Ved komplekse geometrier vil den automatiske gittergeneratoren noen ganger lage feil i gitteret som kommer til uttrykk ved at et element overgår en definert formforandringsgrense. Når dette skjer bør en definere selv hvordan gitteret skal se ut. Det er derfor meget viktig å se

over modellen før en løser ligningssettet. Det er også mulig i "Ansys" å optimalisere modellen med topologicalgoritmer.

3. Definerer spenning. Spenning kan defineres på nodene eller linjer i en 2D – analyse. En må også feste modellen for å hindre en ren translasjon og rotasjon. Dette gjøres ved å sette forflytning lik null i for eksempel hjørnene. Når det er gjort kan en løse modellen og ligningssettet.
4. Etter at modellen er løst må en få tilgang til resultatene. Dette kalles etterprosessering. Her finnes det mange metoder til å visualisere resultatene på, men i dette arbeidet er det kun valgt en tensjonspenningsframstilling og von Mises skjærspenning, uttrykt ved "equivalent stress".

3. Regional geologi

Den lavere paleozoiske fjellkjeden i Skandinavia danner et 2000 km, NNØ – SSV orientert, kurvlineært belte (figur 3.1) som i størrelse kan sammenlignes med fjellkjeden i Himalaya (Andersen, 1998), og er den siste tilveksten av litosfære i det Baltiske skjold (Gorbatshev, 1985). Det er en bred enighet om at den observerte tektonostratigrafien er et resultat av langtransporterte skyvedekker som er blitt skjøvet over det baltiske skjold under den Kaledonske orogenesisen i midt- til sen silur (Gradstein & Ogg, 1996) og at skyvedekkerne dominerer orogenet (Bryhni & Sturt, 1985; Roberts & Gee, 1985).

Orogenet består av en fjellkjede som varierer med opptil 300 km i bredde i dagens morfologi. Dagens topografi er et resultat av tertiær landheving (Bryhni & Sturt, 1985) og er skåret av daler som er erodert av glisiale prosesser. Graden av erosjon gjør det mulig å studere det prekambriske Grunnfjellet langt inn i orogenet som er udeformert under den Kaledonske fronten i øst, og mer deformert vestover (Roberts & Gee, 1985).

Kaledonidene i sør – Norge kan i store trekk deles inn i tre tektoniske enheter (Fossen, 1992; Færseth et al., 1995):

1. Prekambrisk Grunnfjell (det Baltiske skjold)
2. Lavere paleozoiske bergarter (glidesonen)
3. Kaledonske skyvedekker

3.1. Prekambrisk Grunnfjell og lavere paleozoiske bergarter

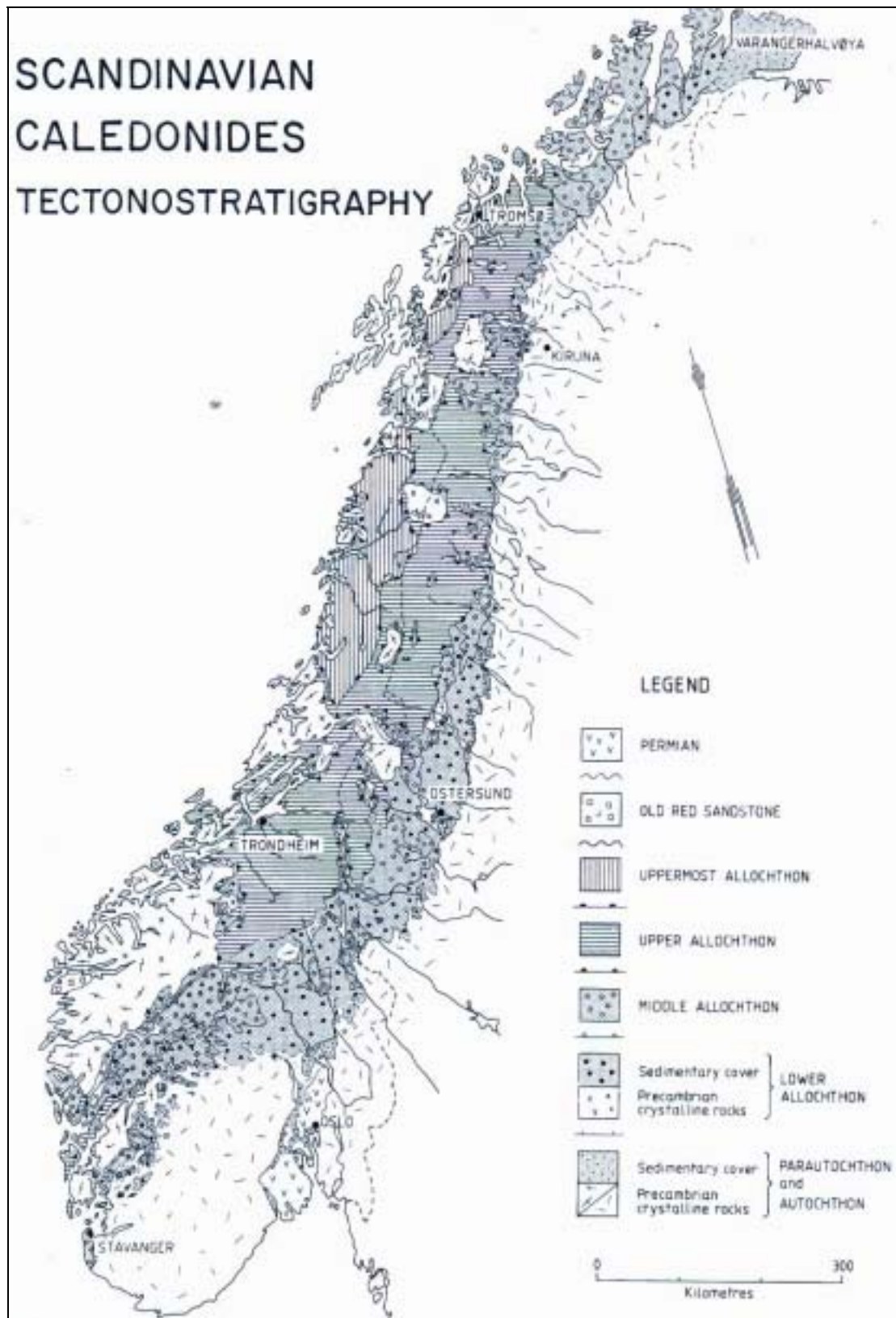
Grunnfjellet under de kaledonske skyvedekkerne tilhører det Baltiske skjold og inneholder prekambriske bergarter. Litologien består av migmatitter, granitter,

heterogene gneiser, båndete gneiser og metamorfe suprakrustalbergarter (Dons, 1960), og er sterkt påvirket av den Sveconorvegiske orogenesisen for 850 – 1200 millioner år siden (Bryhni & Sturt, 1985). Den generelle trenden til orogenet (Sveconorvegisk) er NNV – SSØ til N – S (Sigmond, 1978).

Mot slutten av proterozoikum var orogenet erodert ned til et peneplan (subkambriske) som ble oversvømt av havet under den kambriske transgresjonen (Bryhni & Sturt, 1985). Pionerer i norsk geologi (f.eks. Keilhau, Reusch, Brøgger og Goldschmidt) konkluderte at metasedimentære bergarter av tidlig paleozoisk alder ligger innkonformt over det prekambriske Grunnfjellet. Imidlertid finnes det krystalline bergarter lenger opp i stratigrafien (Bryhni & Sturt, 1985). Det er nå kjent at metasedimenter ligger som autoktone og parautoktone dekker over Grunnfjellet, og består av bergarter fra nedre kambrium til øvre ordovicium (Bryhni & Sturt, 1985). Disse bergartene fungerte som et glideplan (decollement) for skyvedekken under den Kaledonske orogenesisen og de ble konvertert til en 100 – 200 meter pakke med fyllitter og fyllonitter (Fossen, 1992). Mesteparten av deformasjonen ble også akkumulert i disse bergartene (Bryhni & Sturt, 1985).

3.2. Kaledonidene

Over de autoktone og parautoktone dekkene ligger flere langtransporterte skyvedekker (alloktoner) suksessivt over hverandre mot nordvest (Bryhni & Sturt, 1985). Den generelle tektonostratigrafien i de Skandinaviske Kaledonidene er som følger (figur 3.1) (Roberts & Sturt, 1980; Andresen & Færseth, 1982; Roberts & Gee, 1985; Bryhni & Sturt, 1985): *Autoktone – parautoktone* består av Grunnfjellet i det Baltiske skjold og overflatebergarter av sen proterozoisk og tidlig paleozoisk alder. *Lavere allokton* inneholder sedimentære sekvenser av sen proterozoisk til tidlig paleozoisk alder. Den metamorfe graden er grønnskiferfacies, men går litt høyere vestover. I den øverste delen av alloktonet forekommer det grunnfjellsfragmenter fra det Baltiske skjold.

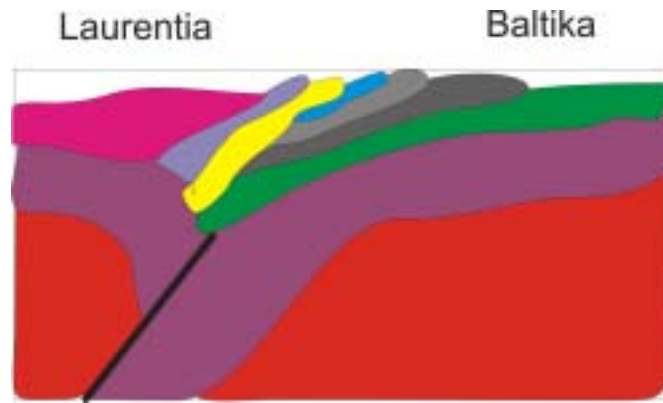


Figur 3.1. Oversikt over Kaledonidene i Norge slik de framstår i dag, med plassering av alloktonene. Fra Roberts & Gee (1985).

Midtre allokton er dominert av prekambriske krystalline bergarter og en tykk psammitisk sekvens av sen – preproterozoisk alder. De krystalline bergartene er sterkt deformerte og er lokalt intrudert av doleritter. Bergartene er deformert under midt – grønnskifer- til amfibolittfacies. *Øvre allokton* har bevis for Kaledonsk vulkansk aktivitet og består av ulike typer vulkanske sedimenter fra øybuekomplekser. Det finnes også ofiolittfragmenter. Den lavere delen av alloktonet har høy metamorfosegrad, fra amfibolitt til granulittfacies, og har lokalt eklogittfacies. Øvre graden varierer fra grønnskifer- til øvre amfibolittfacies. *Øverste allokton* består av skifre, marmor og gneiser, og finnes bare i nordlige deler av Norge.

3.2.1. Hendelsesforløp

Den kaledonske deformasjonen deles inn i tre hovedfaser og er referert til som tidlig (Finnmarkian, 500 – 425 Ma), hoved (Skandiske, 425 – 390 Ma), og sen orogene (post – Skandisk, 390 – 360 Ma) fase (Gee & Roberts, 1983; Milnes et al., 1997). Sturt et. al. (1978) deler den tidlige fasen inn i D1 og D2 (deformasjonsfaser). Selv om hovedfasen stort sett har visket ut spor etter den tidlige fasen, vises det imidlertid i øvre allokton på Bømlo en utvikling fra havbunnvulkanitter til øybuevulkanitter som er datert til 535 ± 46 millioner år (Furnes et al., 1983). Den tidlige fasen er trolig relatert til lukking av Iapetushavet (pre – Atlanteren) (Roberts & Gee, 1985) og inkluderer magmatisk aktivitet, obduksjon av havbunnskorpe og øybuer, som kan sees fra Karmøy i sør til Lyngen i nord (Furnes et al., 1984). Paleomagnetiske data indikerer at denne deformasjonen er et resultat av en rotasjon av det Baltiske skjold mot klokken (Torsvik et al., 1996). Det er usikkert om Grunnfjellet i sørvest Norge var involvert, men det er funnet eksotiske grunnfjellsbergarter i øvre allokton, ”så det virker sannsynlig” (Andresen & Færseth, 1982). Det er også funnet bevis for en tidlig fase i midtre allokton i en syntektonisk pluton av sen kambrisk – tidlig ordovicisk alder (Gee & Roberts, 1983). Imidlertid er mye av deformasjonen datert til å være fra proterozoikum (Daly et al., 1991).

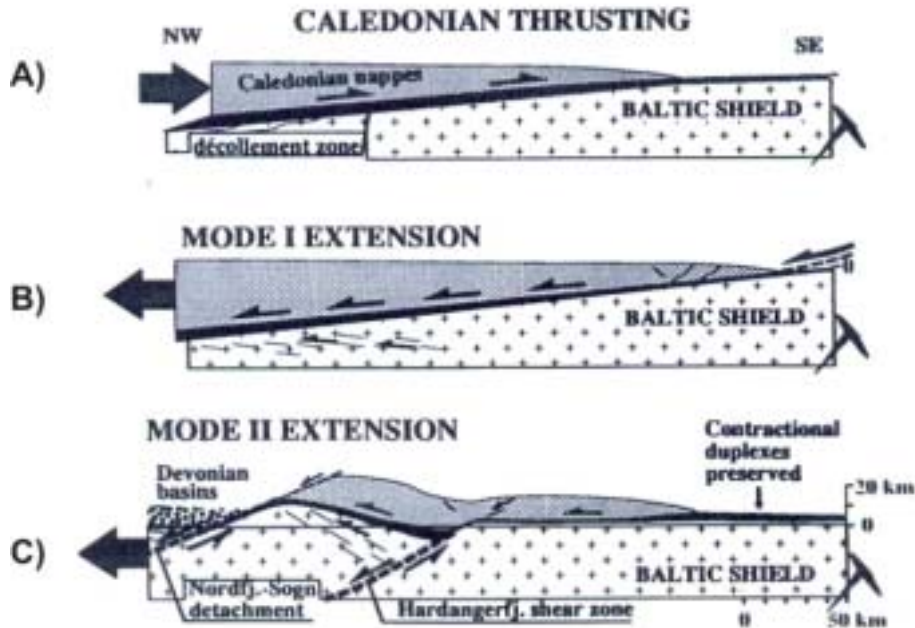


Figur 3.2. Konseptuel skisse over den Kaledonske kontraksjonen. Modifisert etter Torsvik et al. (1996).

Hovedfasen startet i sen tidlig – silur (Gradstein & Ogg, 1996) som et resultat av kollisjon mellom Laurentia og Baltika hvor skyvedekker ble transportert suksessivt fra vest mot øst (sørøst) over det Baltiske skjold. Denne kontraksjonen ga opphav til en dyp orogen rot (figur 3.2) med en fortykning av skorpen i størrelsesorden 70 – 100 km i den nordvestre delen av Vestre Gneis Region (Fossen, 1992). Hele denne fasen betegnes som den Skandiske fase og kuliminerte tidlig devon tid (Roberts & Gee, 1985; Andersen, 1998).

3.2.2. Postkaledonsk utvikling

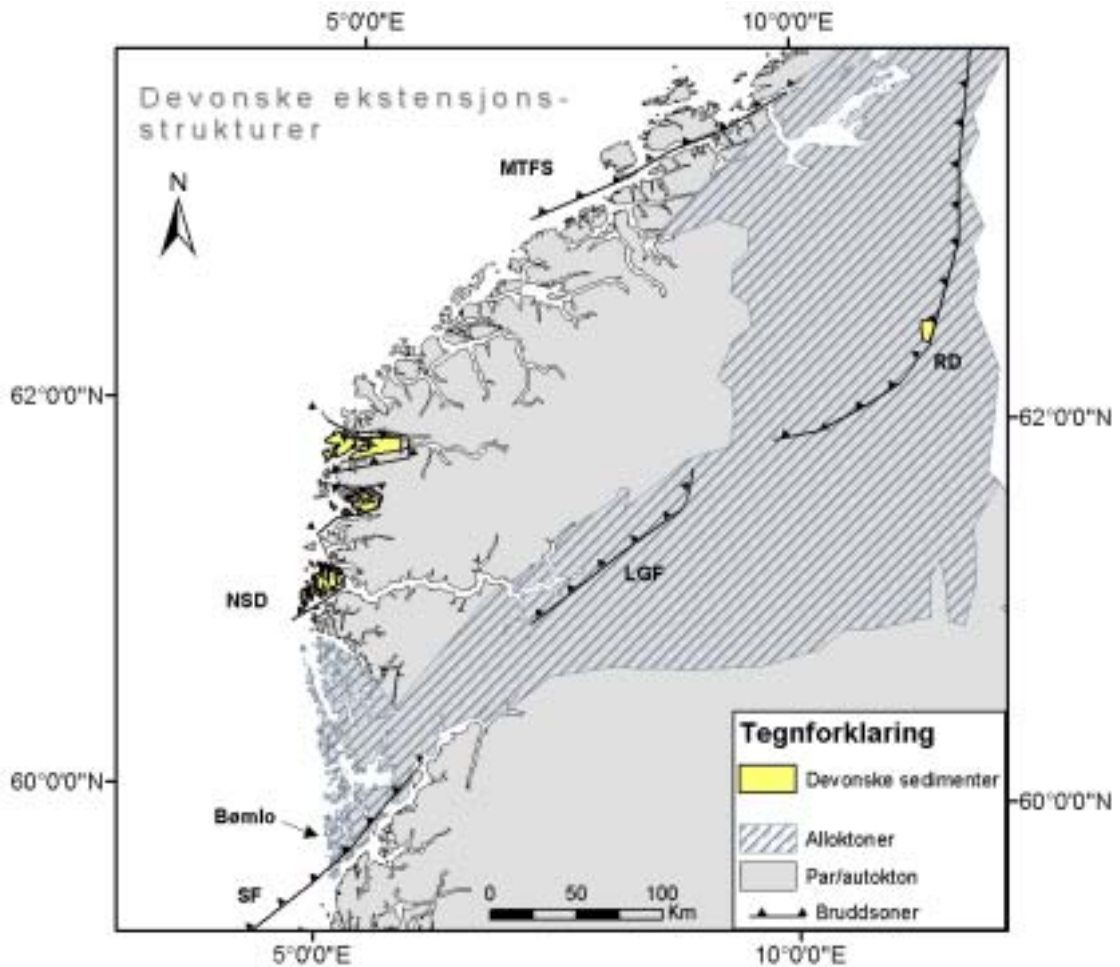
Post – Skandisk orogene fase er karakterisert med en polaritetsendring i deformasjonsretningen (Fossen & Rykkelid, 1992; Fossen, 1992; Fossen & Dunlap, 1999) og har lokalt slettet ut de tidligere kontraksjonsstrukturene (Fossen, 1992). Fossen (1992) benevner den post – kaledonske deformasjonen som D_2 og viser at det er mulig å dele den i to relaterte moder: mode I og mode II (disse modene er ikke relatert til modene i bruddmekanikken, se kapittel 4.3). Mode I ekstensjonen er karakterisert ved en ren tilbakeglidning av skyvedekkene (figur 3.3), og kommer til uttrykk ved folder og S – C strukturer som viser en NV – vergens.



Figur 3.3. Postkaledonisk utvikling av Kaledonidene. A) Situasjonen under innskyvningen. B) Mode I ekstensjonen, med tilbakeglidning av skyvedekkenes C) Mode II ekstensjonen, med dannelse av skjærsoner. Disse modene må ikke forveksles med bruddmodene i mekanikken. Med tillatelse fra Fossen (1992).

Mode II ekstensjonen involverer, foruten tilbakeglidning av skyvedekkenes, også dannelse av store skjærsoner som for eksempel Hardangerfjord skjærsonen og Nordfjord – Sogn forkastningssonen (figur 3.3 og figur 3.4).

Det er en uenighet om overgangen fra kontraksjon til ekstensjon og tilbakeglidning av skyvedekkenes i tidlig- til mellom devon er grunnet gravitativ kollaps av orogenet (Andersen & Jamtveit, 1990) eller en overgang fra konvergerende til divergerende platemarginer (Fossen, 1992; Milnes et al., 1997). Fossen (1992) påpeker at en kollaps av orogenet ville ha forårsaket en glidning mot dagens kyst, noe en ikke finner bevis for, men tilbakeglidningen ble etterfulgt av en kollaps av jordskorpen (Fossen, 2000). Andre mener at gravitasjonen kan ha medvirket selv om endringene i platemarginene har forårsaket hovedekstensjonen (Milnes et al., 1997).



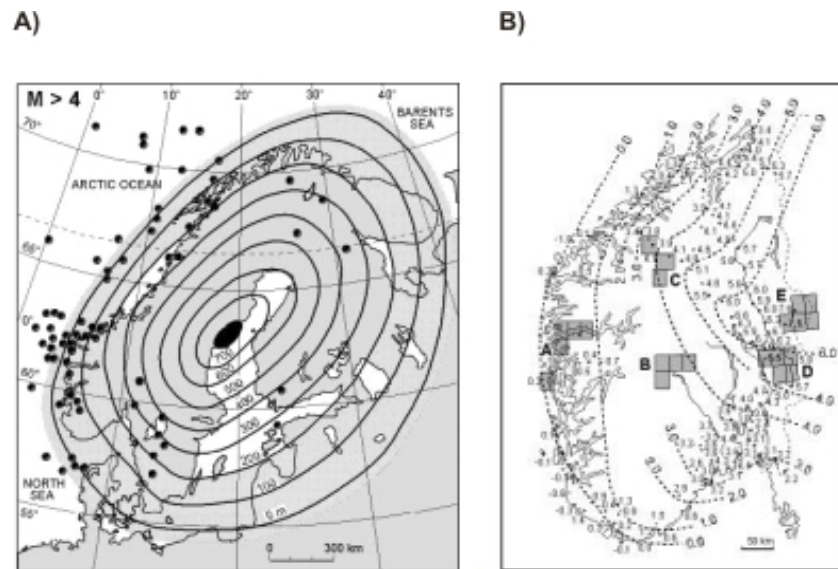
Figur 3.4. Devonske ekstensjonsstrukturer i sør – Norge. SF = Sunnhordlandsforkastningen, NDS = Nordfjord – Sogn detachement, LGF = Lærdal – Gjende forkastningen, RD – Røranen detachement og MTFS = Møre – Trøndelag forkastningssone. Modifisert etter Norton (1987).

3.3. Kvartær utvikling

I kvartær har det vært flere istider (Mörner, 1980). Den siste istid begynte mot slutten av sen pleistocen (100 ka BP) hvor Skandinavia var isdekket i flere perioder. Det er anslått at siste istids (Weichel) maksimum var mellom 21 ka til 17 ka BP, og at isdekket siden minket i volum. For 8,5 ka siden er det antatt at Skandinavia var isfritt (Mörner, 1980).

Ved istidens maksimum var istykkelsen rundt Bottenviken i Sverige anslått til rundt 3000 meter (Mörner, 1980). Den maksimale tykkelsen er teoretisk estimert til 3,2 km (Denton & Hughes, 1981; Fjeldsgaar, 1997), men feltstudier indikerer samtidig en tynnere iskappe (Nesje & Dahl, 1990). Vekten av denne isen førte til en isostatisk depresjon av Skandinavia og en påfølgende isostatisk oppløft når isen smeltet. Det er

estimert at den vertikale bevegelsen rundt Bottenviken er i størrelsesorden 800 – 900 meter (figur 3.5 A) (Mörner, 1980). Landhevingen pågår ennå og varierer som funksjon av avstanden fra domesenteret (Fjeldskaar et al., 2000). Det er for eksempel liten eller ingen heving på Vestlandet i Norge, mens det innover mot Østlandet øker opp mot 6 mm per år (figur 3.5 B) (Rohr-Torp, 1994).



Figur 3.5. Isens påvirkning på Skandinavia. A) Total oppløft i meter av Skandinavia etter siste istid, og lokasjon av jordskjelv med styrke $M > 4$. Fra Gudmundsson (1999). B) Likevektslinjer for oppløftningen i millimeter for sør – Norge i dag. Fra Rohr-Torp (1994).

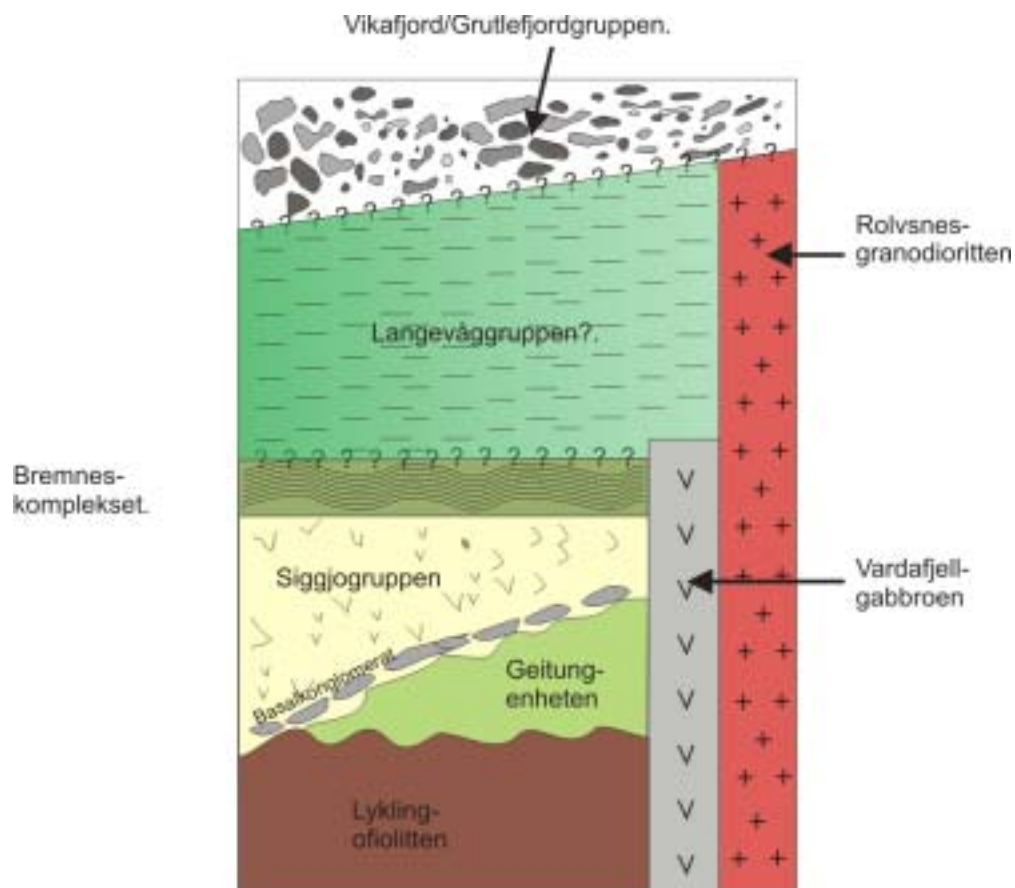
Denne landhevingen har hatt store konsekvenser for spenningsoppbyggingen i Skandinavia (Zoback & Grollimund, 2001). For eksempel viser studier fra jordskjelvdistribusjon områder med unormalt høy jordskjelvaktivitet i randen av domene og særlig ved kystområdene langs Norge (Bungum, 1989; Bungum et al., 1991; Byrkjeland et al., 2000; Lindholm et al., 2000; Hicks et al., 2000a; Hicks et al., 2000b), samt at det er oppdaget flere postglasiale forkastninger med betydelig sprang i nordlige deler av Norge som Stuoragurra i Finnmark og Nordmannvikdalen i Troms (Dehls et al., 2000). I sørlige deler av Norge er det seinest oppdaget en postglasial forkastning i nærheten av Møre (Berill forkastningen) som kan være et resultat av landhevingen, men andre regionale spenningsgenererende mekanismer kan ikke utelukkes (Anda et al., 2002).

3.4. Geologien på Bømlo

Bømlo ligger i Sunnhordland, sørvest Norge og tilhører Hardangerfjorddekket som er en del av øvre allokton i den Kaledonske tektonostratigrafien (Roberts et al., 1981). Geologien på Bømlo er beskrevet av flere og tidlig ute var Reusch (1888a). Senere arbeider deler bergartene sør på Bømlo inn i 5 litostratigrafiske enheter (Songstad, 1971; Suthren & Furnes, 1980; Furnes et al., 1983; Brekke, 1983; Amalixsen, 1983; Nordås et al., 1984; Nordås et al., 1984) slik at sekvensen blir fra den stratigrafiske laveste enheten: Lyklingofiolitten, Geitungenheten, Siggjo-, Vikafjord- og Langevåggruppen (figur 3.7). Nordås et al. (1984) bruker termen Lykling Ofiolitt Komplex om Lyklingofiolitten og Geitungenheten, men er senere delt som egne enheter (Brekke et al., 1984). Det tidligere Siggjokomplekset har også seinere fått gruppestatus (Nordås, 1985). I tillegg er de plutonske bergartene i nord definert å tilhøre Sunnhordlands-batholitten (Andersen & Jansen, 1987).

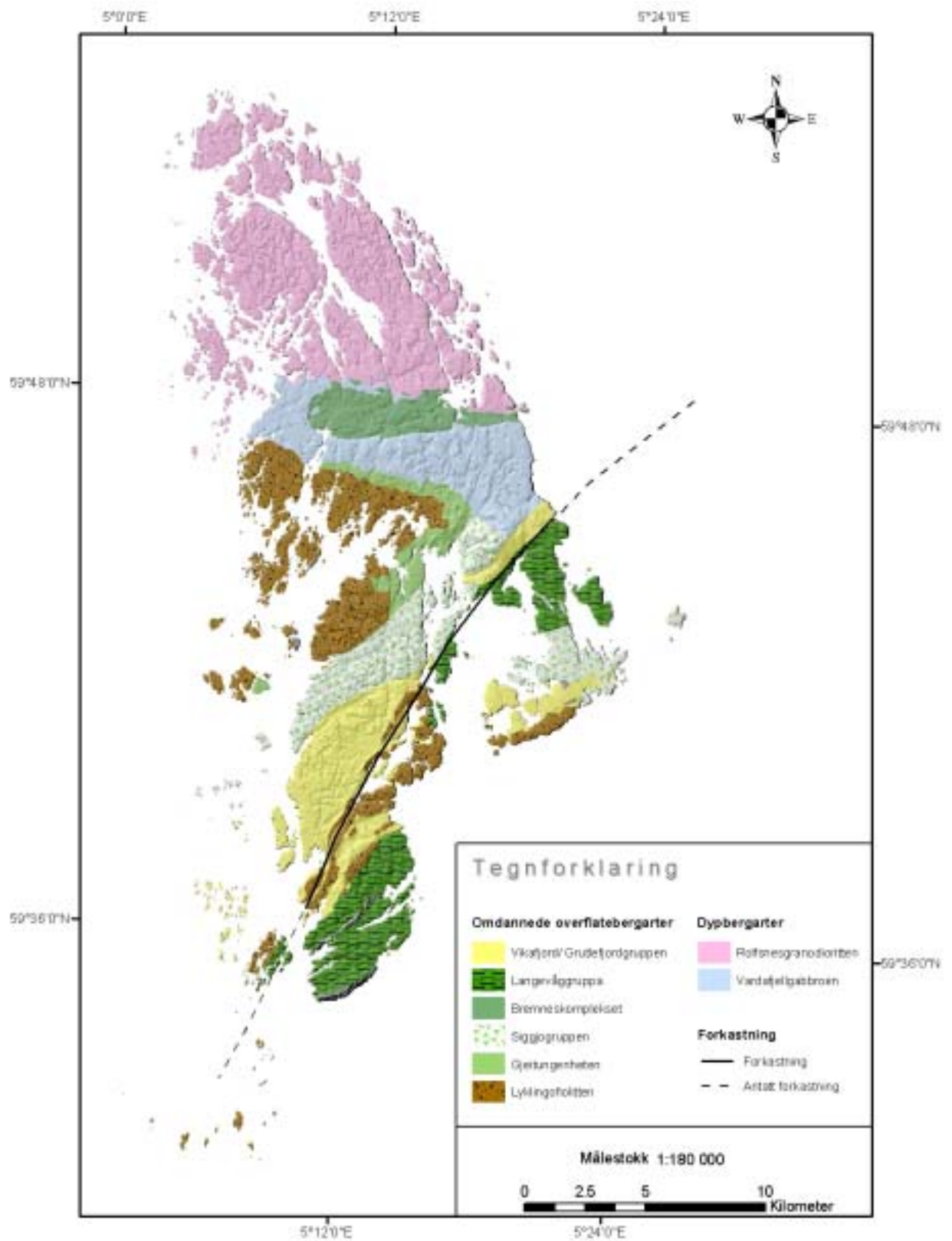
Lyklingofiolitten er den eldste av alle bergartssekvenser som er funnet på Bømlo (figur 3.6) og befinner seg i sentrale deler og i et belte sør for Sunnhordlandsforkastningen (figur 3.7 og figur 3.9). Ofiolitten ble dannet før 535 ± 46 Ma (Furnes et al., 1983). Senere datering anslår en alder på 495 – 490 Ma (Ragnhildstveit et al., 1998) men alderen er innenfor feilmarginen til Furnes et al. (1983). Den er antatt å være en gammel oseansk skorpe siden den har en oppbygning som er typiske for havbunnskorper (Nordås et al., 1984; Nordås, 1985; Gjelle & Sigmond, 1995) og består av ultramafiske bergarter, serpentinitlinser, lagdelte og isotrope gabbroer, diabaser og putelavaer (Nordås et al., 1984).

Geitungenheten ligger inkonformt over Lyklingofiolitten (figur 3.6) og finnes i sentrale områder på Bømlo (figur 3.7). Enheten består av grønnsteiner og kvartskeratofyrer med svarte skifere (Furnes et al., 1983). Grønnsteinene er submarine putelavaer, men går over til pahoehoe i toppen av sekvensen (Furnes & Lippard, 1979). Enheten er tolket som en øybue som er dannet over en oseansk skorpe (Lyklingofiolitten) (Brekke et al., 1984).



Figur 3.6. Forenklet stratigrafi på Bømlo. Langevåggruppens stratigrafiske plassering er usikker. Kun Utslettefjellformasjonen av Vikafjord/Grutlefjordgruppen eksisterer på Bømlo. Modifisert etter Nielsen (1990).

Siggjogruppen finnes sør og sørøst for Lyklingofiolitten og Geitungenheten, samt et belte litt nord for Moster (figur 3.7). Gruppen begynner nederst med et basalkonglomerat som opptrer i kontakt med Geitungenheten og Lyklingofiolitten (figur 3.6), og var første gang beskrevet av Reusch (1888a). Konglomeratet inneholder bollemateriale fra både Lyklingofiolitten og Geitungenheten og har gode rett vei opp indikatorer og er den feltmessige muligheten en har for å skille Siggjogruppen fra Geitungenheten (Nielsen, 1990). Basalkonglomeratet er sterkt flattrykt og har utviklet en foliasjon i forlengelsen av bollene (Nielsen, 1990). Dateringene og opp – ned indikatorene viser at området med Geitungenheten må være invertert to ganger. Siggjogruppen ligger altså i dag invertert mens Geitungenheten ligger med rett vei opp (Furnes & Thon, 1980). Gruppen består av subæriske lavaer og pyroklastiske bergarter. De varierer fra basalt (nederst) til rhyolitt (øverst) i sammensetning (Nordås et al., 1984). Alderen på rhyolitten er datert til 464 ± 16 millioner år (Furnes et al., 1983). Mektigheten er beregnet til å være mer enn 2000 meter (Nordås, 1985). Andre antyder mektigheter opp mot 8000 meter (Furnes & Thon, 1980).



Figur 3.7. Tektonostratigrafiske enheter på Bømlo. Kartet er generert etter å regruppere bergartene fra Ragnhildstveit et al. (1998). Bergartsenhetene i tegnforklaringen er stablet i relativ tid, slik at Lyklingofolitten er eldst og Rolvsnesgranodioritten er yngst. Stratigrafisk plassering av Langevåggruppen er usikker.

Bremneskomplekset ligger geologisk som en enklave mellom Rolvsnesgranodioritten i nord og Vardafjellgabbroen i sør og vest (figur 3.7). Den består av tykke sekvenser av migmatittisk arkose, skifer, kvartsitter og metakalksteiner. Deformasjonen er penetrativ med høy metamorfosegrad som øker mot sør. Migmatittiseringen er altså knyttet til intrusjonen av Vardafjellgabbroen (Nielsen, 1990). Alderen er usikker da det mangler fossiler (Andersen & Jamtveit, 1990), og kompleksets stratigrafiske plassering er ukjent, men at den er avsatt før intrusjonen av Vardafjellgabbroen er sikkert (Nielsen, 1990). Nielsen (1990) undersøkte om komplekset kunne være øvre del av Siggjogruppen men konkluderte med at dette var usikkert.

I nordlige deler av Bømlo dominerer **Sunnhordlandsbatolitten** og er inndelt i tre enheter på grunnlag av relativ alder og sammensetning av plutonene (Andersen & Jansen, 1987). Enhet 1 er den eldste intrusjonsenheten og varierer fra å være diorittisk til gabbroisk i sammensetning. På Bømlo definerer **Vardafjellgabbroen** enhet 1 og skjærer ned gjennom Siggjogruppen, Geitungenheten og Lyklingofiolitten (figur 3.6 og figur 3.7). Kontakten er intrusiv og har dannet en kontaktaureole i de underliggende vulkanittene (Nielsen, 1990). Den består av metagabbro og er stedvis olivinførende og er datert til ca. 472 Ma (Ragnhildstveit et al., 1998). Enhet 3 intrusjonene er granodiorittiske til granittiske i sammensetning. De har intrudert ved en passiv mekanisme i en dybde av ca. 20 – 25 km (Andersen et al., 1991) og er datert ved Sb – Sr til 430 +/- 10 Ma (Andersen & Jansen, 1987) og 430 +/- 6 Ma (Fossen & Austerheim, 1988). Den største av plutonene i enhet 3 er **Rolvsnesgranodioritten** (figur 3.6). Denne intrusive enheten dekker totalt et område på ca 370 km², inklusive havområdene (Ragnhildstveit et al., 1998) og utgjør nordlige deler av Bømlo (figur 3.7). Bergarten er lite deformert og er vanligvis ufoliert. Rundt Goddo (figur 1.1) og øyer i nord er granodioritten gjennomboret av granittpegmatitter. Ved Rubbestadneset (figur 1.1) forekommer pegmatitter som er dannet ved avkjøling og påfølgende kontraksjon av smeltmassen (Andersen & Jansen, 1987).

Langevåggruppen består blant annet av subæriske lavaer av basaltisk sammensetning, flint (radiolarer), turbiditter og vesikulære grønnsteiner. Gruppen viser en overgang til submarine forhold (Brekke et al., 1984). Stratigrafisk plassering av Langevåggruppen er usikker. Brekke et al. (1984) argumenterer for at den er enten tidsekvivalent eller yngre

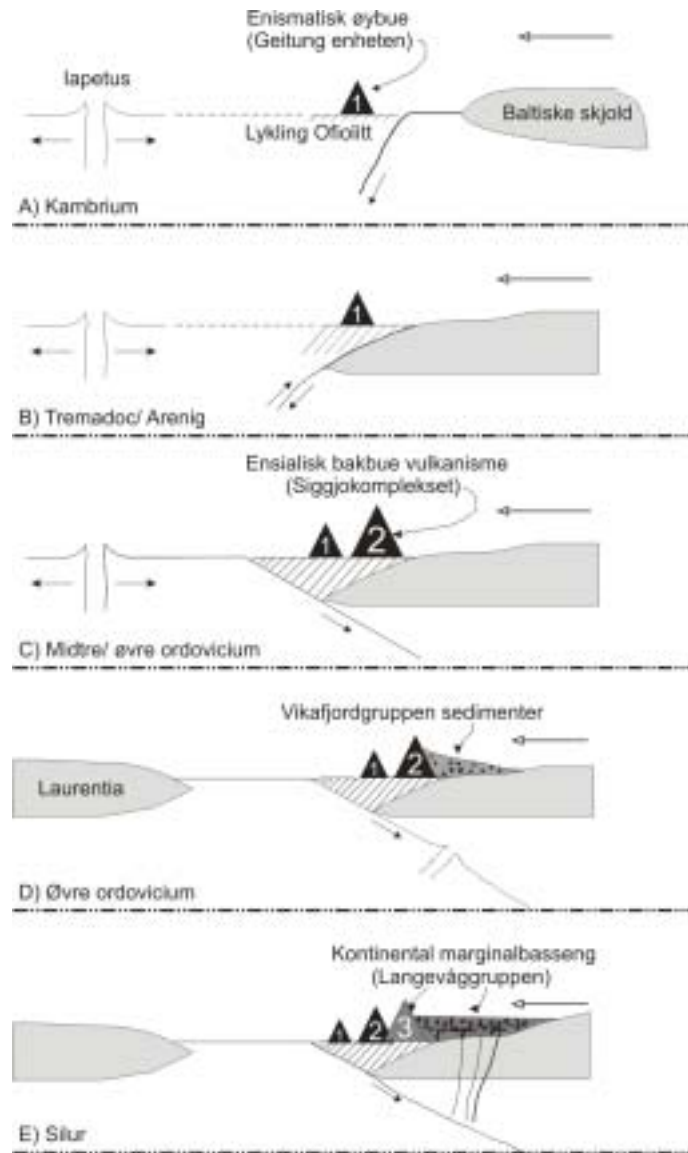
enn Vikafjordgruppen (se under). I senere tid er gruppen antatt å være eldre enn Vikafjordgruppen (Ragnhildstveit et al., 1998).

Vikafjord-/Grutlefjordgruppen ligger innkonformt over Lyklingofiolitten, Geitungenheten og Siggjogruppen (figur 3.7) (Brekke et al., 1984). Den undre delen består av polymikte konglomerater (Reusch, 1888a; Færseth, 1982; Brekke et al., 1984), sandsteiner, fyllitter og kalksteiner, mens den øvre delen består av subæriske metabasalter og basaltiske metaandesitter (Brekke et al., 1984). De polymikte konglomeratene inneholder klaster fra alle enhetene i Sunnhordlandsbatolitten (Færseth, 1982).

3.4.1. Platetektonisk utvikling av Bømlo

Geitungenheten er antatt å være dannet som en enismatisk øybuesekvens over en oseansk skorpe (Lyklingofiolitten, figur 3.8 A) (Brekke et al., 1984). Dateringer av Geitungenheten (535 ± 46 Ma) (Furnes et al., 1983) faller innenfor den første Kaledonske kompresjonsfasen (Finnmarkfasen, D1) som er datert til 552 ± 17 Ma (Sturt et al., 1978). Siden det mangler vulkanoklastiske sedimenter er det spekulert i om enheten ble avsatt over en vestoverhellende subduksjonssone (figur 3.8) (Sturt et al., 1978).

Lyklingofiolitten og Geitungenheten ble foldet og erodert før avsetning av den overliggende Siggjogruppen og Vikafjordgruppen (figur 3.8 B) (Brekke et al., 1984). Dette passer i tid med den Finnmarkiske D2 – fasen førte til at de enismatiske øybuene ble skjøvet opp på det Baltiske skjold (Sturt et al., 1978). Etter D2 – fasen er det antatt at subduksjonssonen hadde en helning mot øst under det Baltiske skjold og kan forklare den kalk – alkaline vulkanismen som Siggjogruppen består av (figur 3.8 C) (Brekke et al., 1984).



Figur 3.8. Platetektonisk geologisk modell av den kambro – siluriske lagrekken på Bømlo. Brekke et al. (1984) antar at Langevåggruppen er dannet etter Vikafjordgruppen noe som er i kontrast til figur 3.6 og figur 3.7 som er basert på stratigrafien til Ragnhildstveit et al. (1998). Modifisert etter Brekke et al. (1984).

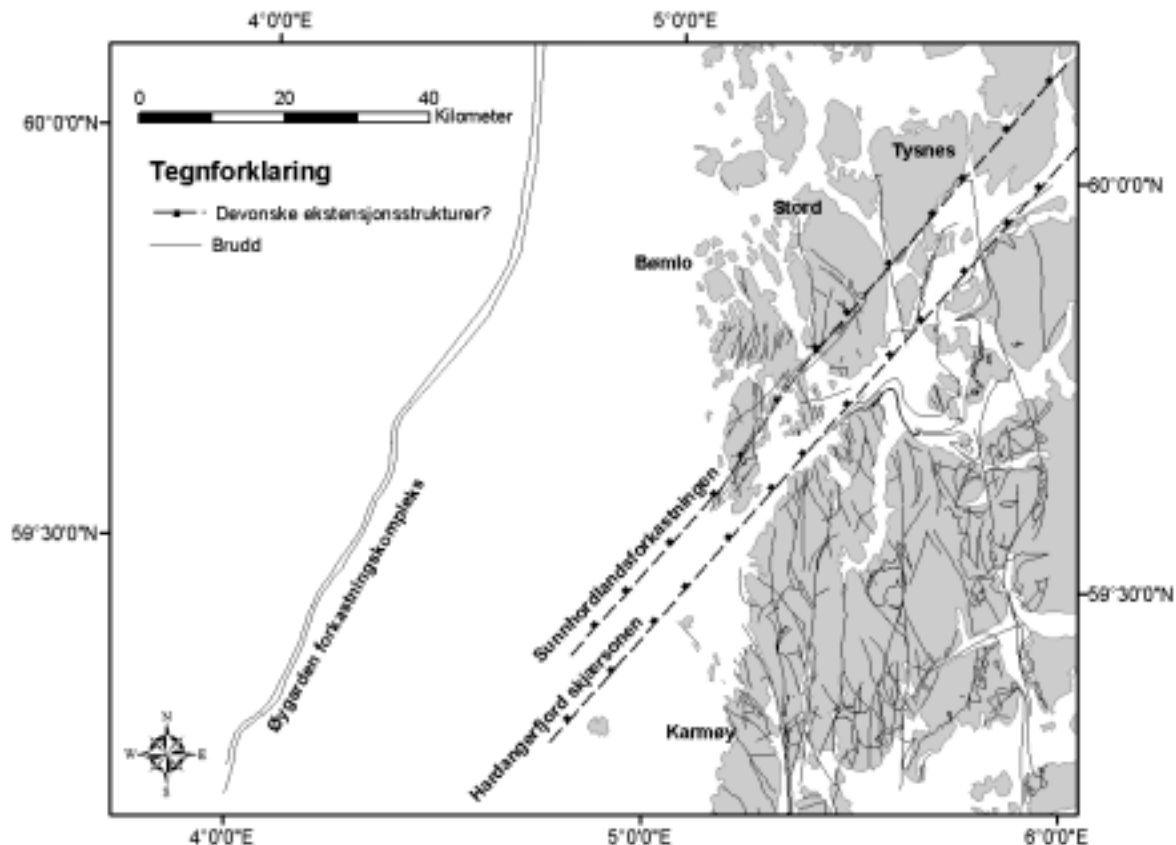
Etter en periode med dyp erosjon som følge av deformasjon og forkastningsaktivitet, fulgte en marin transgresjon. Dette er markert i Vikafjordgruppen med en reduksjon av magmatisk aktivitet (figur 3.8 D) (Brekke et al., 1984). Deformasjonen er et resultat av den Skandiske fasen og har resultert i to foldefaser: F1 og F2. F1 dannet tette til isoklinale folder med trend NØ – SV og vergens SØ (Andresen & Færseth, 1982). F2 – fasen førte til en tilbakefolding som dannet asymmetriske folder med NV vergens og akseplan krenulasjonskløv med fall mot SØ (Færseth, 1982). Langevåggruppen

representerer dannelsen av en ny ensialisk marginalbasseng og dannelse av et marint basseng bak den vestre vulkanske kjeden (figur 3.8 E) (Brekke et al., 1984).

3.4.2. Strukturelt rammeverk i Sunnhordland

Hardangerfjorden er med sin lengde på 160 km en av Norges lengste fjorder, og har en orientering normalt på den Kaledonske transportretningen (NV – SØ). Dette står i kontrast til andre norske fjorder som har en orientering skrått på transportretningen og normalt på kysten (Ø – V) (Holtedahl, 1975), og regnes derav å være en strøkfjord ettersom den følger en Kaledonsk strukturell trend (Nilsen, 1973). Det observeres også flere N – S gående sprekkedaler ("fissure fjords"). I selve Hardangerfjorden er det en skjærsone (Hardangerfjordskjærsonen) (figur 3.9) og er antatt å være dannet som et resultat av postkaledonsk deformasjon og tilbakeglidning av skyvedekkenene (mode II ekstensjon, kapittel 3.2.2).

Noen av de viktigste bruddstrukturene i Sunnhordland er vist på figur 3.9 og tre bruddorienteringer kommer hovedsakelig fram: N – S til NNV – SSØ, NV – SØ og NØ – SV. Disse orienteringene er blant annet meget tydelig fra satellittdata (Gabrielsen & Ramberg, 1979; Karpuz, 1990; Gabrielsen et al., 2002). Det er vist at de NØ – SV orienterte bruddene som Sunnhordlandsforkastningen og Hardangerfjordskjærsonen er tolkbare fra refraksjonsdata og at sistnevnte trolig penetrerer hele litosfæren (Hurich & Kristoffersen, 1988). Fra Hurich & Kristoffersen (1988) sin tolkning har Hardangerfjordskjærsonen et tilsynelatende fall fra 25° til 30° mot nord og Sunnhordlandsforkastningen et brattere fall på ca. 60°.



Figur 3.9. Strukturelle rammeverket i Sunnhordland. Brudddataene er derivert fra digital utgave av Ragnhildstveit (1998).

Langs hele vestkysten av Norge er de mest markante bruddorienteringene N – S og NNV – SSØ. Disse bruddene er tolket til å være relatert til en regional strekningsfase som lenger vest gav opphav til det mesozoiske riftsystemet i Nordsjøen. De representerer antagelig de seneste store bruddstrukturene (Færseth, 1982). Deformasjonsforløpet er kort summert i tabell 3.1.

Den eneste deformasjonshendelsen i Sunnhordland som er absolutt datert, er relatert til gangintrusjonene i de N – S til NNV – SSØ bruddpopulasjonene. Ved Tysnes (figur 3.9) finnes det en gang som er datert til 220 Ma (Færseth et al., 1976; Fossen & Dunlap, 1999) som kutter et NØ – SV orientert forkastningsplan, og impliserer en sen trias (Gradstein & Ogg, 1996) minimumsalder for forkastningsbevegelsen. Ved samme lokalitet gir også gangen en triasisk minimumsalder for bruddpopulasjon som er orientert NV – SØ (Valle et al., 2002). Valle et al. (2002) spekulerer om disse NV – SØ orienterte bruddene kan mulig være dannet samtidig med NV – SØ orienterte forkastninger i Bergensområdet (Fossen et al., 1997).

Tabell 3.1. Endringer i ekstensjonsregimer i postkaledonsk tid.

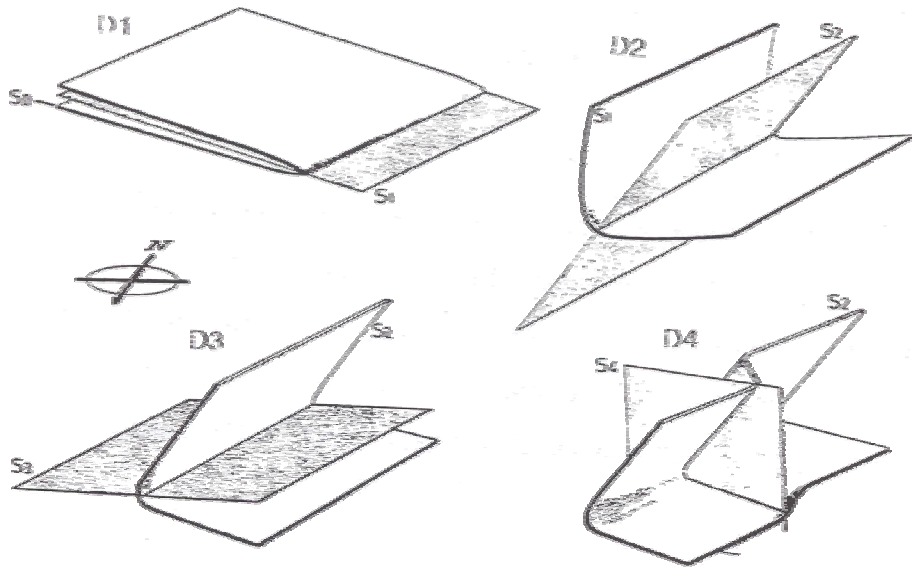
| Tid | Stil | Ekstensjons- retning | Lineament trend | Bevegelse | Kommentar | Referanse |
|-------|--------|-------------------------|------------------------|---|---|---|
| Devon | Duktil | NV-SØ | NØ – SV | Fall – slipp | Tilbakeglidning av skyvedekker Overgang fra duktil til sprø deformasjon | Fossen (1992; 1998; 2000); Valle et al. (2002) |
| Perm | Sprø | ? | NV-SØ | | NV-SØ forkastninger stedvis kuttet av N-S intrusjoner | Valle et al. (2002) |
| Trias | | V(SV)-Ø(NØ) | N – S til NNV – SSØ | Strøk – slipp Dekstral bevegelse med en vertikal komponent | Gangintrusjon er med NV – SØ til NØ – SV orientering tilknyttet Ø – V ekstensjon i Sunnhordland | Valle et al. (2002); Doré & Gage (1987); Roberts et al. (1990); Ziegler (1990); Færseth et al. (1995) |
| | | Fra NV-SØ til VNV-ØSØ | NØ-SV NV – SØ | (Fall – slipp) | Reaktivering av NØ-SV (til N-S) forkastninger | Færseth et al. (1997); Valle et al. (2002) |
| Jura | | ? | ? | | NØ – SV forkastninger terminerer i NV-SØ forkastninger | Valle et al. (2002) |

Valle et al. (2002) observerte også et forhold mellom de NØ – SV og NV – SØ orienterte bruddene. Ved Stord er det funnet en NØ – SV orientert forkastning med mikrobrenksje som terminerer mot en NV – SØ orientert bruddsone med kalsittsementert mikrobrenksje. Aldersrelasjonen mellom dem (mikrobrenksjene) er usikker, men det er funnet at kalsittsementerte mikrobrenksjer postdaterer gangintrusjoner andre steder (Færseth et al., 1976; Fossen et al., 1997).

3.4.3. Strukturgeologi

Færseth (1982) påpeker at selv om det er gjort betydelige kartleggingsarbeider, foreligger det lite publisert materiale som omhandler Sunnhordlands strukturgeologi. Færseth (1982) dokumenterer 5 episoder av kaledonsk foldefaser i

Hardangerfjordgruppen² og er benevnt D₁ – D₅. I foldefase 1 – 3 hadde foldeaksene en orientering lik NØ – SV (figur 3.10), foldefase 4 ca. Ø – V (figur 3.10) og fulgt av en sen episode av kink/chevron folding (D₅) (Færseth, 1982). Mye av det strukturelle bildet som observeres er relatert til foldefasen D₂ hvor Hardangerfjordgruppen ble deformert til en nordøstlig orientert synform (Færseth, 1982).



Figur 3.10. Deformasjonsfaser i Sunnhordland D₁ – D₄. Disse ble etterfulgt av en senere kink/chevron folding (D₅). Fra Færseth (1982).

3.4.4. Ganger

I Sunnhordland forekommer det flere generasjoner av ganger som er relatert til de N – S og NNV – SSØ orienterte bruddsystemene (figur 3.9) (Valle, 1998). Mer enn 70 alkaline ganger er lokalisert. Noen av gangene kan spores opp til 700 meter og varierer fra 0,1 – 2 meter i tykkelse, men de fleste er mellom 0,5 – 1 meter (Færseth et al., 1976; Færseth, 1978). De kutter og postdaterer den postkaledoniske mylonittiseringen (mode II, se kapittel 3.2.2.) som hadde en NV – SØ rettet ekstensjon (Fossen, 1992). Dateringer som er gjort på gangene indikerer en tidlig permisk (Gradstein & Ogg, 1996) magmatisk puls (250 – 260 Ma) (Færseth et al., 1976; Fossen & Dunlap, 1999), en mer

² I Færseth (1982) menes Hardangerfjordgruppen bergartene som forekommer sør for Sunnhordlandsforkastningen på figur 3.9 og til Hardangerfjord skjærsonen.

intensiv puls (220 Ma) (Fossen & Dunlap, 1999) i sen trias (Gradstein & Ogg, 1996) og en puls i midt – jura (162 – 179 Ma) (Eide & Torsvik, 1997; Eide et al., 1997).

Riftsystemet i Nordsjøen har hatt to hovedpulser med ekstensjon: permo – triassisk, og en sen – jura (Gabrielsen et al., 1990). Ved intrudering av gangene var ekstensjonen orientert til Ø – V og synes å henge sammen med utviklingen av riftsystemet offshore (Valle, 1998; Fossen, 1998).



Figur 3.11. Basaltisk gang ved Håvik. Håvik ligger like sørøst for Siggjofjellet (figur 1.1 og figur 6.1). Gangen har en orientering ca. 45° som impliserer at det også finnes ganger med en annen orientering enn N – S og NNV – SSØ. Gangen er ca. 15 cm bred. Bildet er fotografert mot N 45° Ø.

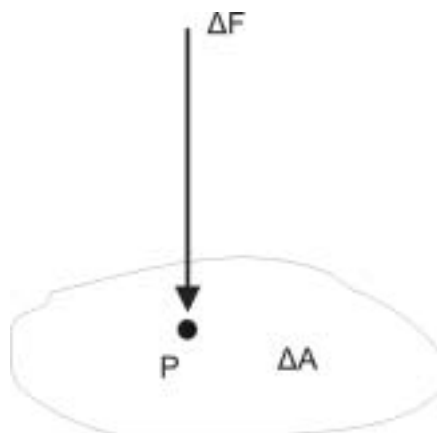
4. Teori og analytisk metode

For å forstå strukturelle geologiske prosesser er det nødvendig å ha kunnskap om mekanikken som danner de resulterende strukturene vi observerer. Det vil under bli presentert grunnleggende begrep som spenning og elastisitetsteori og vil være sentrale i oppgaven. For eksempel er de numeriske modellene som blir presentert i kapittel 8 er alle basert på lineær elastisitet.

4.1. Spenning og elastisitetsteori

Spenning er definert som kraft per flateenhet (figur 4.1), slik at spenningen (σ) i et punkt kan uttrykkes ved ligning 4.1, der ΔF er kraften som virker på arealet ΔA rundt punktet P (figur 4.1) (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001):

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A}, \text{ hvor } A \rightarrow 0 \quad (\text{Ligning 4.1})$$



Figur 4.1. Definisjon av spenning. Fra Myrvang (2001).

Dette beskriver egentlig en spenningsintensivitet (engelsk: traction), slik at deformasjonen er ikke bare avhengig av kraften, men også flatearealet som påvirkes (Twiss & Moores, 1992). Enheten for spenning er i SI – systemet N/m^2 eller Pa (Pascal).

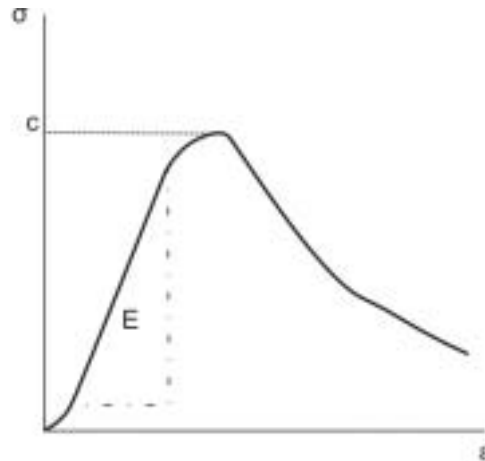
Et legeme som blir utsatt for en gitt spenning vil deformeres, og deformasjonen kan beskrives ved ligning 4.2:

$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l} \quad \text{(Ligning 4.2)}$$

der Δl beskriver lengdeforandringen, og l er opprinnelige lengde (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). Ligningen vil da følgelig ikke ha noen enhet. Deformasjonen er avhengig av spenningen og egenskapene til materialet, og er ved elastiske materialer gitt ved Hookes lov, her i sin enkleste form ved ligning 4.3:

$$\sigma = E\varepsilon \quad \text{(Ligning 4.3)}$$

Ligningen sier at spenningen er proporsjonal med deformasjonen ("strain"), multiplisert med elastisitetsmodulen Youngs modul. Denne elastisitetsmodulen uttrykker materialets elastiske deformasjonsevne og er forskjellig for hvert materiale og vil ha samme enhet som spenning (Pa) (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). En omskrivning av ligning 4.3 viser at Youngs modul stiger lineært i et spenning – deformasjonsplott (figur 4.2) og materialer som følger Hookes lov vil være lineært elastiske.

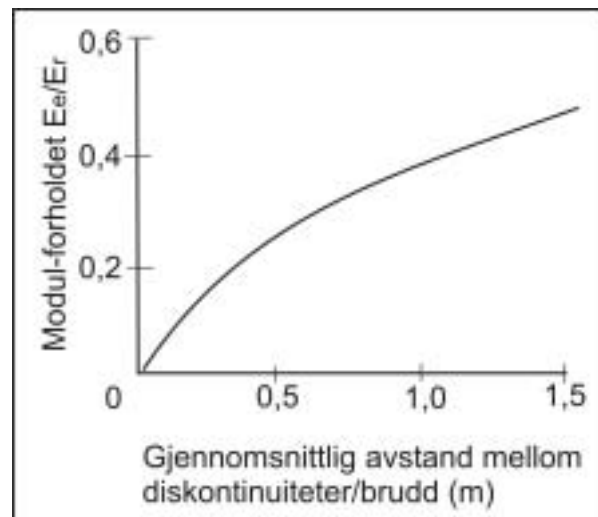


Figur 4.2. Deformasjonsforløp under enaksial spenning. Aksene er nevnt til ligning 4.3. C er maks uniaksial bergartsstyrke. Den lineære stigningen ved E definerer Youngs modulen (E) i ligning 4.3. Fra Myrvang (2001).

Av forsøk som er gjort på bergarter er det vist at de ved lav temperatur og trykk oppfører seg tilnærmet lineært elastiske ved 1 – 3 % deformasjon (her ”strain”) (Paterson, 1978; Farmer, 1983). Verdien av Youngs modul vil være avhenging av bergarten som betraktes (Nelson, 1985) samt være invers proporsjonal med bruddfrekvensen (figur 4.3) (Priest, 1993; Schultz, 1996). Fra en Youngs modul i en homogen og isotropisk bergart kan den ekvivalente Youngs modul i en bergart som inneholder diskontinuiteter regnes ut fra ligning 4.4:

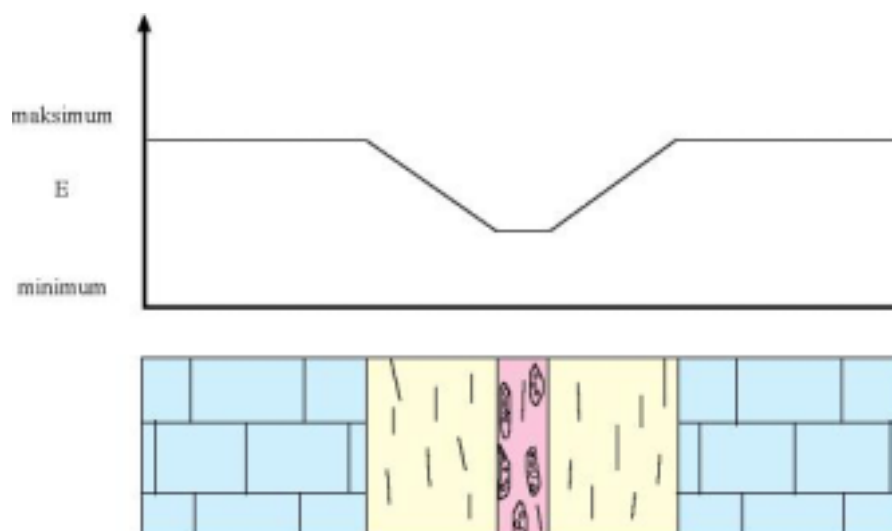
$$E_e = \frac{\sigma_n L}{\Delta L} = \left(\frac{1}{E_r} + \frac{1}{\bar{X} k_n} \right)^{-1} \quad \text{(Ligning 4.4)}$$

hvor E_e er ”ekvivalent” Youngs modul, E_r er Youngs modul for intakt bergart og antatt isotropisk og konstant, L er lengde, \bar{X} er ”mean vertical spacing”, k_n er ”constant normal stress stiffness” for diskontinuitetene og σ_n er normalspenning (Priest, 1993).



Figur 4.3. Teoretisk variasjon av modulforholdet E_e/E_r med gjennomsnittlig innbyrdes avstand mellom diskontinuiteter (brudd). Etter som avstanden mellom brudd minker, minker også verdien av Youngs modul og går mot null. E_e er ekvivalent Youngs modul for oppsprukket bergart og E_r er Youngs modul for bergarten fra bergartsprøve uten brudd. Fra Priest (1993).

En forkastningssone består ideelt av ulike mekaniske enheter; udeformert bergart, knusningssone og kjerne. På grunn av at de ulike enhetene vil ha ulik deformasjonsgrad vil følgelig Youngs modulen også variere i de ulike enhetene. Figur 4.4 viser en ideell variasjon av Youngs modul i en strøkforkastning som vil ha en lavere verdi i kjernen ettersom bruddintensiteten der er størst.



Figur 4.4. Youngs modul variasjon i en forkastningssone. Midten av figuren (rosa farge) tilsvarer forkastningskjernen, mens sonen utenfor er knusningssonen. Utenfor dette kommer upåvirket berg (blå farge). Fra Gudmundsson (upublisert).

Et legeme som utsettes for kompressiv spenning vil også utvides radielt som et resultat av massebalanse. Det er likevel ingen materialer som er perfekt inkompressible slik at det vil bli en netto volumminkning (Twiss & Moores, 1992). Formforandringene er materialavhengige og er definert ved en annen elastisk materialkonstant, Poissons forholdstall, og er gitt ved ligning 4.5:

$$\nu = -\frac{\varepsilon_x}{\varepsilon_z} = -\frac{\varepsilon_y}{\varepsilon_z} \varepsilon_x \quad \text{(Ligning 4.5)}$$

hvor ε_y har motsatt fortegn av ε_z og vil følgelig være positiv og uten enhet (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). Youngs modul og Poissons forholdstall er grunnleggende moduli i elastikk. Andre moduli blir derivert fra disse.

Det er alltid mulig i et gitt punkt å definere 3 plan hvor det ikke virker skjærkrefter. Normalkomponentene til disse planene er de prinsipielle spenningsaksene (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). Spenning i skorpen kan uttrykkes ved en tensor (av annen rang) og består av en 3 dimensjonal matrise (3 rader og 3 kolonner) (ligning 4.6). Den første subskriften er nummeret til koordinataksen som er normal til planet som spenningskomponenten virker på, og den andre subskriften er nummeret til koordinataksen som er parallell til spenningskomponenten (Twiss & Moores, 1992). Normalkomponentene vil da ligge på diagonalen og resten vil være skjærkomponentene. Hvis alle utenom diagonalen er null, representerer matrisen hovedspenningsaksene: σ_1 (maksimal), σ_2 (intermediær) og σ_3 (minste). Matrisen beskriver spenning i et legeme med størrelse og retning og er den totale beskrivelsen av spenningstilstanden (Twiss & Moores, 1992).

$$S = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad \text{(Ligning 4.6)}$$

4.2. Mohrs sirkel og bruddkriterium

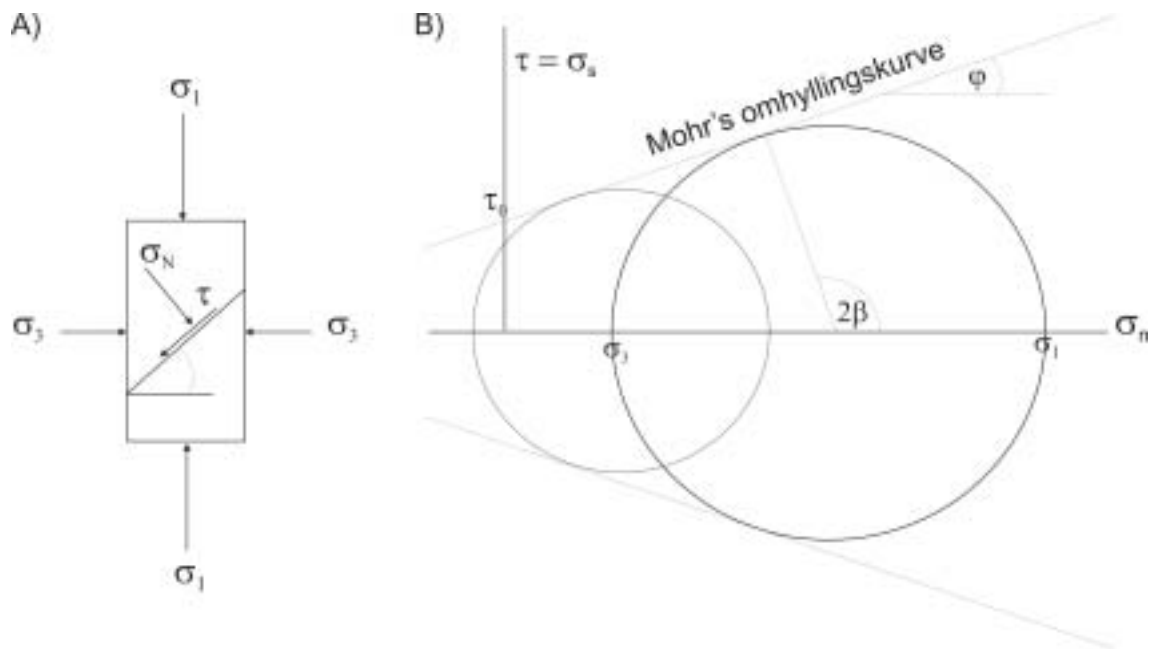
I en enakset spenningstilstand er det mulig å fremstille spenningstilstanden ved hjelp av Mohrs sirkel (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). I Mohrs sirkel fremstilles normalspenningen (σ_n) ved x – aksen, definert av σ_1 , σ_2 og σ_3 , og den resulterende skjærspenning i y – aksen (σ_s) (figur 4.5). En sirkel kan så spennes mellom σ_1 og σ_3 hvor differensialspenningen ($\sigma_1 - \sigma_3$) avgjør hvor stor diameteren blir (figur 4.5). For en gitt spenningstilstand er det her mulig å beregne normalkomponenten ved ligning 4.7 (Twiss & Moores, 1992):

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\beta \quad \text{(Ligning 4.7)}$$

og skjærkomponentene (ligning 4.8) av spenningen i ulike plan med en gitt orientering. Se figur 4.5 for forklaring av komponentene i ligning 4.7 og 4.8.

$$\sigma_s = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\beta \quad \text{(Ligning 4.8)}$$

Igjen, der hvor skjærspenningen er null, befinner seg på x – aksen. Symbolet β beskriver vinkelen mellom planet og σ_1 . I Mohrs sirkel plottes denne vinkelen som 2β .



Figur 4.5. Mohrdiagramet. I et gitt plan i en prøve i A er det mulig å finne skjærkomponenten og normalkomponenten når en kjenner spenningen prøven blir utsatt for. Mohrs omhyllingskurve er bruddkriteriet. Fra Myrvang (2001).

Det finnes flere ulike kriterier for dannelse av brudd. De ulike kriterier beskrives ved ligninger hvor de ulike parametere bestemmes eksperimentelt og plottes i Mohrdiagrammet som en skjærbruddomhyllingskurve (Twiss & Moores, 1992). Ligningene er en tilnærming av denne kurven og er som regel lineære eller på parabelform. Kun Mohr – Coulomb og Griffiths bruddkriterium blir omtalt her.

Mohr – Coulomb bruddkriterium er av formen $y = ax + c$ og er et lineært bruddkriterium og kan skrives som (Ligning 4.9):

$$\sigma_s = \tau_0 + \tan \varphi(\sigma_n) \quad \text{(Ligning 4.9)}$$

hvor σ_s er kritisk skjærspenning, τ_0 er kohesiv styrke til bergarten (skjæring med y -aksen), σ_n er normalspenning og $\tan \varphi$ er koeffisienten til intern friksjon (Twiss & Moores, 1992). Hvis et plan i et legeme, med en hvis orientering er utsatt for spenning, hvor spenningskomponentene tilfredsstillers ligning 4.9, vil et skjærbrudd dannes i det planet (Twiss & Moores, 1992).

Mohr – Coulomb er et empirisk bruddkriterium og forklarer ikke hvorfor brudd dannes (Twiss & Moores, 1992). Griffith (1924) antok at det i et legeme finnes mange små elliptiske brudd med tilfeldig orientering som reduserer legemets styrke. Bruddene har liten kurvaturradius rundt bruddtippet ("crack tip") og vil føre til store lokale tensile spenningskonsentrasjoner hvis bruddene er i en fordelaktig orientering i forhold til påført spenning (Twiss & Moores, 1992; Myrvang, 2001). Dette forklarer også hvorfor det er et stort gap mellom den teoretiske verdien av Youngs modul (E) og den observerte (Caddell, 1980). Et tensilt brudd vil dannes når den tensile penningen overgår legemets tensile styrke og er gitt ved ligning 4.10:

$$T_0 = \sqrt{\frac{k\alpha E}{c}} \quad \text{(Ligning 4.10)}$$

hvor T_0 er strekkspenningen, k er $2/\pi$ for planær spenningstilstand (plane stress) og $2/\pi(1 - \nu^2)$ for planær deformasjonstilstand (plane strain) (ν er Poissons forholdstall), α er bruddenergien, E er Youngs modul og c er halve bruddlengden (Jaeger & Cook, 1979; Hudson & Harrison, 1997). Materialets tensile styrke vil altså variere ved kvadratroten av den inverse halve bruddlengden. I et tensilt spenningsregime hvor $\sigma_1 < -3\sigma_3$ er kriteriet gitt ved:

$$\sigma_3 = -T_0 \quad \text{(Ligning 4.11)}$$

hvor T_0 er materialets tensile styrke og σ_1 og σ_3 er største og minste spenningsakse (Jaeger & Cook, 1979). I et kompressivt spenningsregime, hvor $\sigma_1 > -3\sigma_3$, gis bruddkriteriet ved formen:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 = 8T_0(\sigma_1 + \sigma_3) \quad \text{(Ligning 4.12)}$$

Ligning 4.12 kan omskrives til ligning 4.13 som viser den har en parabelform:

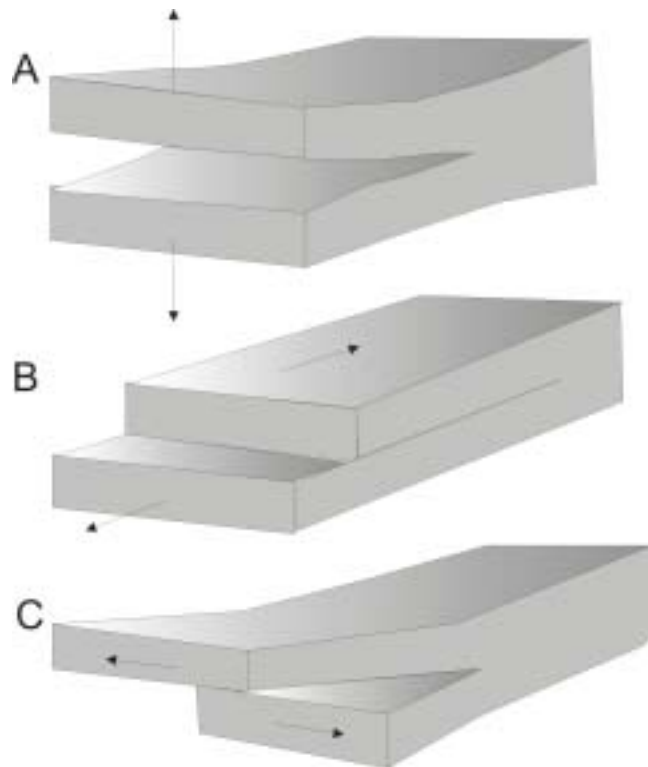
$$\sigma_s = \sqrt{4T_0\sigma_n - 4T_0^2} \quad \text{(Ligning 4.13)}$$

hvor σ_s er kritisk skjærspenning, T_0 er forklart over og σ_n er normalspenning (Davis & Reynolds, 1996).

4.3. Bruddmodeller

Basert på deformasjonsmekanismene skilles det mellom tre ulike bruddmodeller: mode I, II og III (figur 4.6) (Broberg, 1999). Bruddmodellen kontrollerer bruddaperturen og er derfor en viktig egenskap til bergarten når bergartens evne til å transportere væske tas i betraktning.

Mode I brudd er karakterisert ved en bevegeelsesvektor normalt fra bruddflaten (figur 4.6 A) og dannes vanligvis parallelt med minste spenningsakse (σ_3). Bruddet kan utvikles enten ved absolutt tensjon, det vil si at minste spenningsakse er negativ, eller ved stort fluidtrykk som overgår bergartens tensile styrke (hydrobrudd). Denne type brudd opptrer vanligvis som tensjonsbrudd nær overflaten (Gudmundsson & Brenner, 2001).



Figur 4.6. Bruddmodene i mekanikken. A) Mode I brudd. B) Mode II. C) Mode III. Disse er endepunkter av mulige deformasjonsmekanismer. Brudd utvikles i virkeligheten som en kombinasjon mellom mode I, II og III. Fra Broberg (1999).

Dybden, z_{maks} , et tensjonsbrudd vil nå før det utvikles til et skjærbrudd er uttrykt ved ligning 4.14:

$$z_{maks} = \frac{3T_0}{\rho_r g} \quad \text{(Ligning 4.14)}$$

der ρ_r er tettheten i kg/m^3 og g er tyngdens akselerasjon $9,81 \text{ m/s}^2$, de andre symbolene er angitt før. På bakgrunn av ligning 4.15 vil mode I brudd som er dannet ved større dyp være hydrobrudd og dannet ved stort væsketrykk (Gudmundsson, 1999).

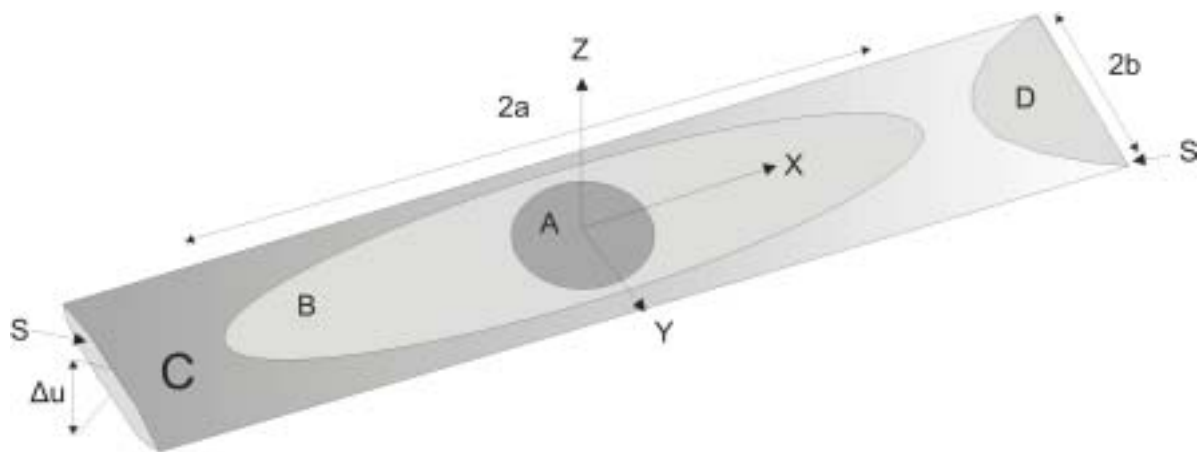
Mode II og III representerer skjærbrudd (figur 4.6 B og C). Mode II brudd er karakterisert ved en bevegelsesvektor parallelt med bruddflaten og vinkelrett på bruddfronten og danner ofte $20^\circ - 30^\circ$ vinkel til σ_1 . Mode III brudd har en bevegelsesvektor parallelt med både bruddflaten og bruddfronten. Terminologien som er anvendt om bruddmoder (mode I, II og III) er kun gyldig når bruddtuppens propagering tas i betraktning, og bør ikke brukes om bruddets endelige geometri (Marrett & Peacock, 1999). Selv om tensjonsbrudd kan sies å være mode I brudd er det vist gjennom eksperimenter at mange forkastninger (mode II og III) vokser med små inkrementelle mode I brudd (Scholz, 1990).

Den kontrollerende dimensjonen er definert som den minste av strøk/fall dimensjonen og vil følgelig være avhengig av formen på bruddet. Alle sidelengsforkastninger og mange normalforkastninger vil da bli modellert som mode III brudd (Gudmundsson, 1999; Gudmundsson, 2000a).

Det er vist at det finnes en lineær sammenheng mellom bruddlengde og bevegelse (Gudmundsson, 1992; Gudmundsson, 2000b), men over tid er ikke denne sammenhengen alltid gjeldene. Et lite brudd med strøkdimensjonen som den kontrollerende dimensjon kan over tid kobles med andre brudd slik at strøket blir den største dimensjonen. Lineære sammenhenger mellom lengde og bevegelse eksisterer antagelig kun for en kort tid siden det viser seg at det forekommer store avvik fra denne sammenhengen over lengre tidsperioder (Wells & Coppersmith, 1994; Ambraseys & Jackson, 1998). Over et gitt tidsintervall vil de mekaniske egenskapene til

knusningssonen i en forkastning endres ettersom Youngs modul er invers proporsjonal med bruddfrekvensen. Siden bevegelsen til forkastninger er avhengig av Youngs modul, vil forholdet lengde/bevegelse avta (Gudmundsson, upublisert).

Brudd kan også klassifiseres etter hvordan de opptrer i et elastisk medium. Det er tre ideelle former et brudd kan ha (figur 4.7). Interne brudd (interior cracks) er helt innesluttet i mediet (A & B i figur 4.7).



Figur 4.7. Ideelle bruddtyper. A og B er interne brudd. A har like halvaksler a og b, mens B har lengre halvakse a. Fra Gudmundsson (2000 b).

Gjennomsettende brudd (through cracks) vil gå gjennom hele mediet (C i figur 4.7), og kan være avgrenset av diskontinuiteter. Delvis gjennomsettende brudd (part through cracks) vil gå fra en diskontinuitet og delvis inn i mediet (D i figur 4.7). Gjennomsettende - og delvis gjennomsettende brudd vil også gå under definert som begrensende brudd (Atkins & Mai, 1985; Gudmundsson, 2000b), mens interne brudd kan betegnes som ikke – begrensende brudd (Gudmundsson, 2000a).

For et sirkulært internt brudd (A i figur 4.7) er falldimensjonen $2a$ lik strøkdimensjonen $2b$ og åpningsbevegelsen u kan beregnes fra ligning 4.15

$$u = \frac{-4\sigma(1-\nu^2)}{\pi E} \sqrt{b^2 - r^2} \quad (\text{Ligning 4.15})$$

hvor σ er ekstensjonsbelastningen (her tensilt, $-\sigma$) og r er radiell koordinat med senter i origo (her er $a = b$ og forholdet og $x^2 + y^2 = r^2$ brukt) (Sneddon & Lowengrub, 1969) (Gudmundsson, 2000a) de andre symbolene er forklart før. Her er u halve aperturen, mens i figur 4.7 er Δu hele aperturen ($\Delta u = 2u$).

I brudd hvor $a \gg b$, som impliserer at falldimensjonen er større enn strøkdimensjonen (B i figur 4.7), blir fallet den kontrollerende dimensjonen og u kan beregnes fra ligning 4.16:

$$u = \frac{-2\sigma(1-\nu^2)}{E} \sqrt{b^2 - y^2} \quad \text{(Ligning 4.16)}$$

og er en "plain strain" formulering av et elliptisk gjennomsettende brudd, utsatt for konstant ekstensjonsbelastning (Sneddon & Lowengrub, 1969; Gudmundsson, 2000a)

Det er vanlig å anta at den målte åpningen er maksimal åpning for bruddet. u_{maks} opptrer da i sentrum av bruddet der $x = y = 0$, og er gitt ved ligning 4.17:

$$u_{maks} = \frac{-2\sigma(1-\nu^2)b}{EE(\epsilon)} \quad \text{(Ligning 4.17)}$$

hvor, ϵ er eksentrisiteten til brudden, $E(\epsilon)$ er "det fullstendige elliptiske integralet av andre type". Ligningen viser da at maksimum forflytning er avhengig av den minste dimensjonen b (Gudmundsson, 2000a).

Når strøkdimensjonen er mye større enn falldimensjonen $a \ll b$, må en "plane stress" formulering brukes for å beregne aperturen langs bruddet (Gudmundsson, 2000a).

For et gjennomsettende brudd der hvor strøkdimensjonen, $L = 2b$ er mye mindre enn falldimensjonen $R = 2a$, vil åpningen Δu være kontrollert av strøkdimensjonen, som nå er den kontrollerende dimensjon. $E(\epsilon)$ i ligning 4.17 settes da til $\cong 1$ og Δu kan beregnes ved ligning 4.18 (Gudmundsson, 2000a):

$$\Delta u = \frac{-2\sigma(1-\nu^2)L}{E} \quad \text{(Ligning 4.18)}$$

Hvis ekstensjonsbruddet bare går delvis inn i mediet og strøkdimensjonen er mye større enn falldimensjonen blir falldimensjonen den kontrollerende dimensjonen og åpningen Δu kan beregnes ut fra ligning 4.19:

$$\Delta u = \frac{-4\sigma R V}{E} \quad \text{(Ligning 4.19)}$$

hvor R er den kontrollerende falldimensjonen og $V\left(\frac{R}{T}\right)$ kan regnet ut fra ligning 4.20:

$$V\left(\frac{R}{T}\right) = \frac{1,46 + 3,42[1 - \cos(\pi R / 2T)]}{[\cos(\pi R / 2T)]^2} \quad \text{(Ligning 4.20)}$$

hvor T er den totale tykkelsen av legemet som rommer det elliptiske bruddet (Tada et al. 1973; Gudmundsson, 2000a).

4.4. Analytiske modeller for vannstrømning i fjell

Vannstrømning i porøst medium er basert på Darcys ligning (ligning 4.21), hvor Q er volumetrisk strømningsrate, K er hydraulisk konduktivitet, A er arealet normalt på strømningsretningen og ∇h er hydraulisk gradient (Fetter, 2001). Symbolet ∇ er nabla operatoren som beskriver gradienten i 3 dimensjoner. Alternativt kan ∇h uttrykkes ved dh/dl , hvor l er lenden. Det impliserer at strømningsraten er invers med lenden. Ligning 4.21 tilsier at strømningsraten er proporsjonal med arealet A. Det negative fortegnet viser at strømmingen vil gå mot lavere hydraulisk nivå (mot lavere potensiell energi) (Fetter, 2001).

$$Q = -KA\nabla h \quad \text{(Ligning 4.21)}$$

Den hydrauliske konduktiviteten er gitt ved ligning 4.22 der d er gjennomsnittlig korndiameter, N er dimensjonløs formfaktor, ρ_w er tettheten til væsken og μ er dynamisk viskositet (Fetter, 2001).

$$K_p = \frac{N\rho_w d^2}{\mu} \quad \text{(Ligning 4.22)}$$

4.4.1. Strømning langs et enkelt brudd

Strømning langs et enkelt brudd kan beregnes ved å anta laminær strømning langs plane horisontale flater (Bear, 1993). Den volumetriske strømningsraten for et brudd med åpning b , bredde W vinkelrett på strømningsretningen og arealet lik bW normalt på strømmingen, kan uttrykkes ved den kubiske lov som er her gitt ved ligning 4.23 i en enkel form (Gudmundsson, 2000a):

$$Q = -\frac{b^3 W \rho_w g}{12\mu} \nabla h \quad \text{(Ligning 4.23)}$$

hvor Q er volumetrisk strømningsrate og de andre symbolene er forklart før. Den kubiske lov er avledet fra Navier – Stokes ligningen (de Marsily, 1986).

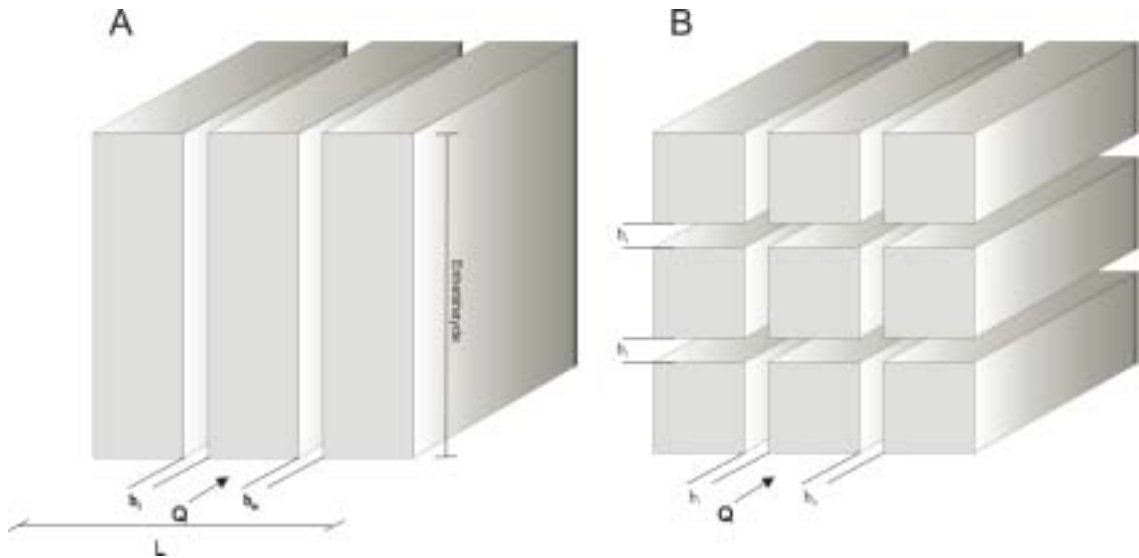
4.4.2. Strømning langs bruddsett

En knusningsone med ett sett brudd bestående av vertikale planære brudd hvor væskestrømmingen går parallelt med strøket (figur 4.8 A), er den hydrauliske konduktiviteten gitt ved ligning 4.24:

$$K_f = \frac{\rho g}{12\mu L} \sum_{i=1}^m b_i^3 \quad \text{(Ligning 4.24)}$$

Her er L lengdeprofilen med m brudd, hver med apertur b_i . Strømningsraten er da gitt ved ligning 4.25:

$$Q_f = \frac{\rho g}{12\mu} \left(\sum_{i=1}^m b_i^3 \right) \nabla h \quad (\text{Ligning 4.25})$$



Figur 4.8. Strømning langs bruddsett. A) Medium med ett bruddsett. B) Medium med to ortogonale bruddsett. Fra Bear (1993).

Knusningssoner som har 2 bruddsett som figur 4.8 B, må det tas hensyn til både den vertikale og horisontale aperturdistribusjonen. K er da gitt ved ligning 4.26:

$$K_f = \frac{\rho g}{12\mu LH} \sum_{i=1}^m b_i^3 + \sum_{j=1}^n b_j^3 \quad (\text{Ligning 4.26})$$

Her er består profilhøyden H av n brudd, hver med en apertur b_j . Strømningsraten (Q) er da gitt ved ligning 4.27:

$$Q_f = \frac{\rho g}{12\mu} \left(\sum_{i=1}^m b_i^3 + \sum_{j=1}^n b_j^3 \right) \nabla h \quad (\text{Ligning 4.27})$$

Det antas at bruddsettene har en ortogonal konfigurasjon. Ligningene 4.24 – 4.27 blir dog bruk på bruddsett som har nær innbyrdes ortogonalitet.

4.4.3. Strømning langs et vertikalt brudd

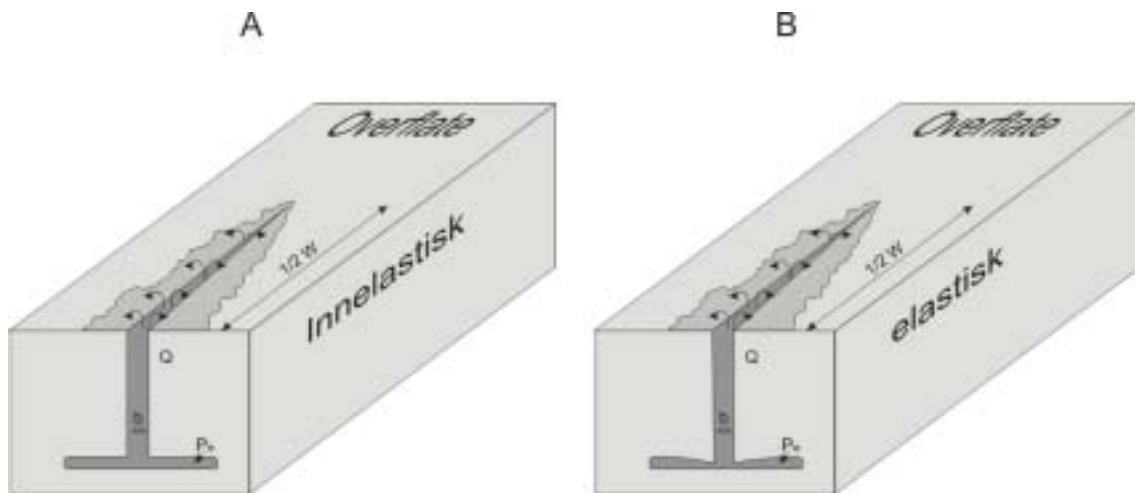
Et subhorisontalt, væskefylt brudd med overtrykk (p_e) vil danne et hydrobrudd hvis følgende forhold er til stede (ligning 4.28):

$$p_l + p_e \geq \sigma_3 + T_0 \quad (\text{Ligning 4.28})$$

hvor p_l er det litostatiske trykket, $p_e = P - p_l$ er væskeovertrykket, σ_3 er minste kompressive spenning som virker normalt på bruddet og T_0 er insitu tensile styrke til bergarten som omslutter bruddet. Det totale overtrykket der hydrobruddet er gitt ved ligning 4.29:

$$P_0 = -\rho_w g z + p_e \quad (\text{Ligning 4.29})$$

hvor det negative fortegnet viser at strømmingen foregår oppover langs z – aksen. Symbolene er angitt før.



Figur 4.9. Skjematiske modeller av vertikale hydrobrudd som får tilførsel fra en horisontal kilde. Q er volumetrisk strømningsrate, b er apertur, P_e er overskuddstrykket, W er halve lengden. A) Situasjonen i et innelastisk medium. B) Situasjonen i et elastisk deformerbart medium. Fra Gudmundsson (2001).

I en situasjon hvor vertsbjergarten er innelastisk, dvs. at den ikke blir deformert av trykkforandringer (figur 4.9 A.) (Bear, 1993), samt at strømmingen i bruddet er selvforsynt, er vertikal strømning gitt ved ligning 4.30:

$$Q_z^s = \frac{b^3 W}{12\mu} \left(\rho_w g - \frac{\partial p_e}{\partial z} \right) \quad (\text{Ligning 4.30})$$

hvor W er bredden normalt på strømningsretningen, $\frac{\partial p_e}{\partial z}$ er trykkgradienten parallell til strømningsretningen (Gudmundsson et al., 2001). Subskriften s indikerer at bruddet er selvforsynt. De andre symbolene er angitt før. Hvis vertsbergarten kan deformeres elastisk (figur 4.9 B) må det tas hensyn til oppdriften siden tettheten til vertsbergarten er forskjellig fra fluidet og er gitt ved ligning 4.31:

$$P_0 = -(\rho_r - \rho_w)gz + p_e \quad (\text{Ligning 4.31})$$

Volumetrisk strømningsrate blir da gitt ved ligning 4.32:

$$Q_z^e = \frac{b^3 W}{12\mu} \left[(\rho_r - \rho_w)g - \frac{\partial p_e}{\partial z} \right] \quad (\text{Ligning 4.32})$$

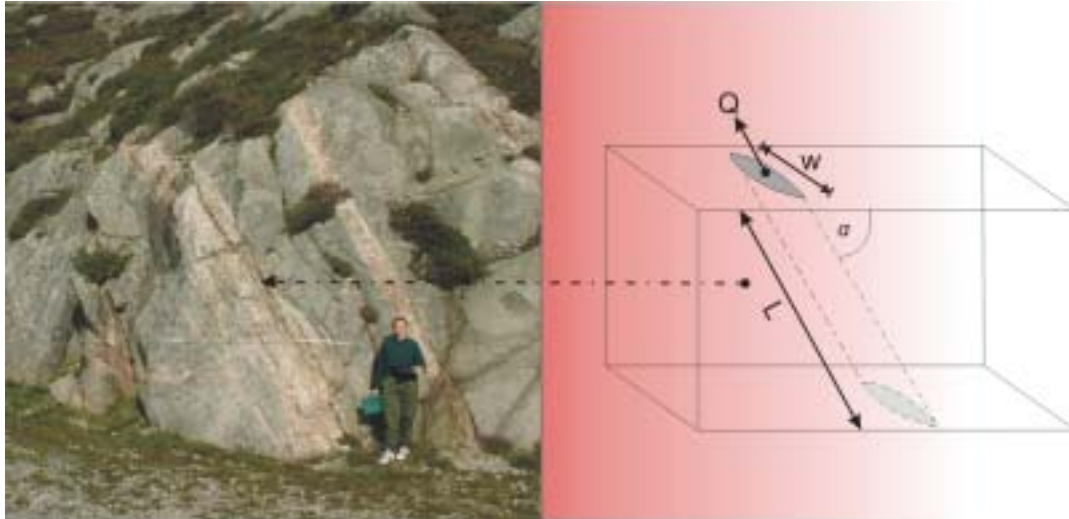
hvor subskrift indikerer at det vertikale bruddet er forsynt med fluid fra en elastisk deformerbar kilde (Gudmundsson et al., 2001).

4.4.4. Strømning langs et hellende brudd

Hvis et brudd i et inelastisk medium har en helning α blir gravitetskomponenten $g \sin \alpha$ (figur 4.10). Hvis fluidet drives av en trykkdifferanse Δp langs falldimensjonen kan volumetrisk strømningsrate Q i et selvforsynt brudd beregnes fra ligning 4.33:

$$Q_L^s = \frac{b^3 W}{12\mu} \left(\rho_w g \sin \alpha - \frac{\partial p_e}{\partial L} \right) \quad (\text{Ligning 4.33})$$

hvor subskriften L angir strømningsretningen, subskrift s angir at bruddet er selvforsynt (Gudmundsson et al., 2001). De andre symbolene er angitt før.



Figur 4.10. Strømning langs et hellende brudd. Bildet er tatt mot N45°Ø. Person som skala. W er lengden til bruddet normalt til strømningensretningen, L er dybden parallell til strømningensretningen. I dette tilfellet med pegmatittgangene er ikke lenden W, eller L kjent.

I en situasjon hvor bruddet er omsluttet av et elastisk medium kan volumetrisk strømningensrate regnes fra ligning 4.34:

$$Q_L^e = \frac{b^3 W}{12\mu} \left[(\rho_r - \rho_w)g \sin \alpha - \frac{\partial p_e}{\partial L} \right] \quad \text{(Ligning 4.34)}$$

hvor subskriften e indikerer at bruddet mottar fluid fra en elastisk deformerbart kilde (Gudmundsson et al., 2001).

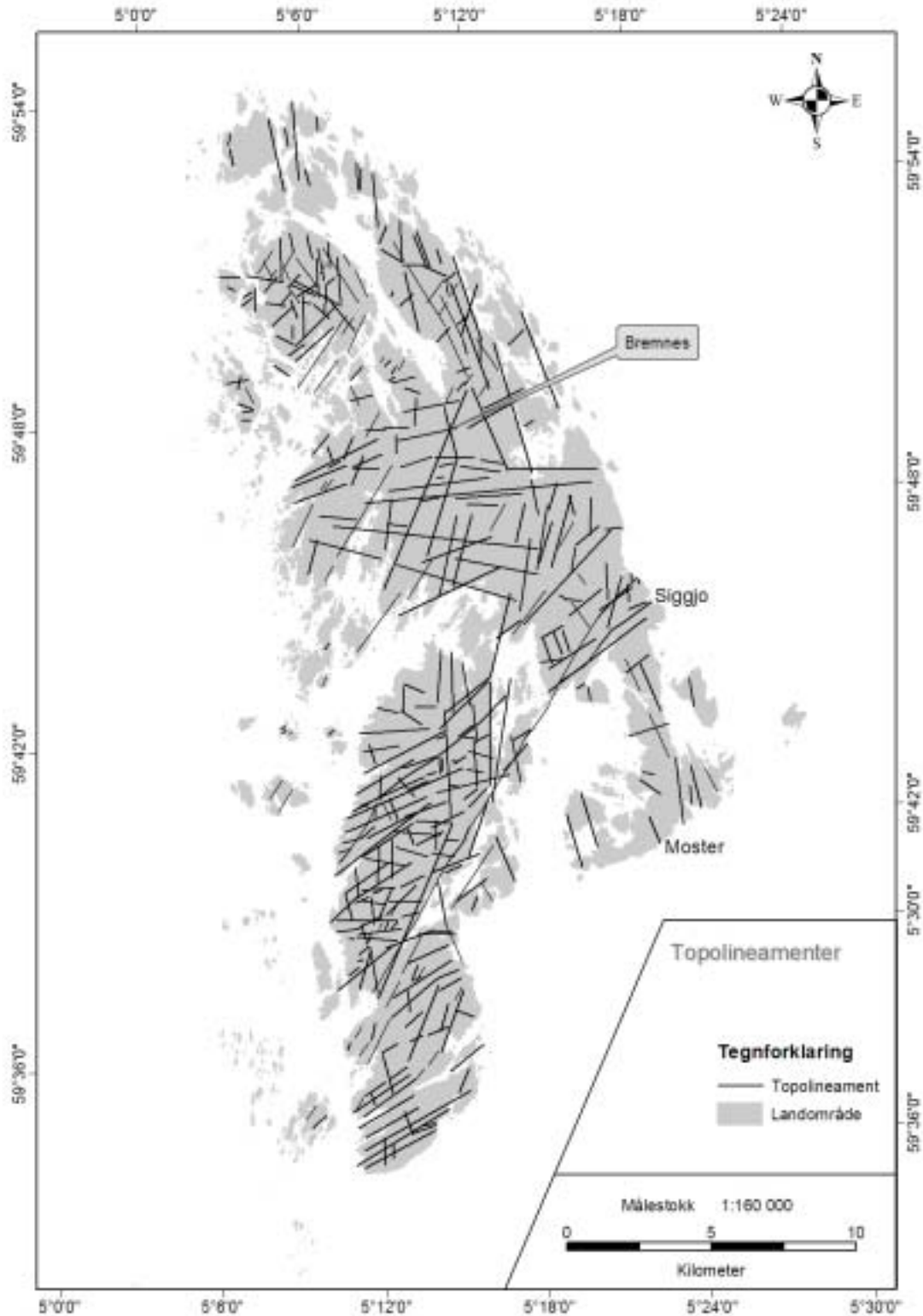
5. Tolkning av lineamenter

Det er utarbeidet to ulike beskrivelser av lineamenter på Bømlo som er basert på ulike detaljnivåer. Den groveste tolkningen er gjort på en pseudo 3-D høydemodell av Bømlo (topolineament) og den finere tolkningen er gjort digitalt på flyfoto (fotolineament). Det vil antas at strukturene som er observert og beskrevet er lineamenter etter definisjonen i kapittel 1.4.3 og vil derfor være tolket til å være det. Resultatene av tolkningen er presentert i dette kapittelet, hvor det er fokusert på fotolineamenttolkningen. Metoden for tolkningen er forklart i kapittel 2.1.3 og metoden for hvordan de ulike rosesdiagrammene er fremkommet er omtalt i kapittel 2.2.

5.1. Topolineament

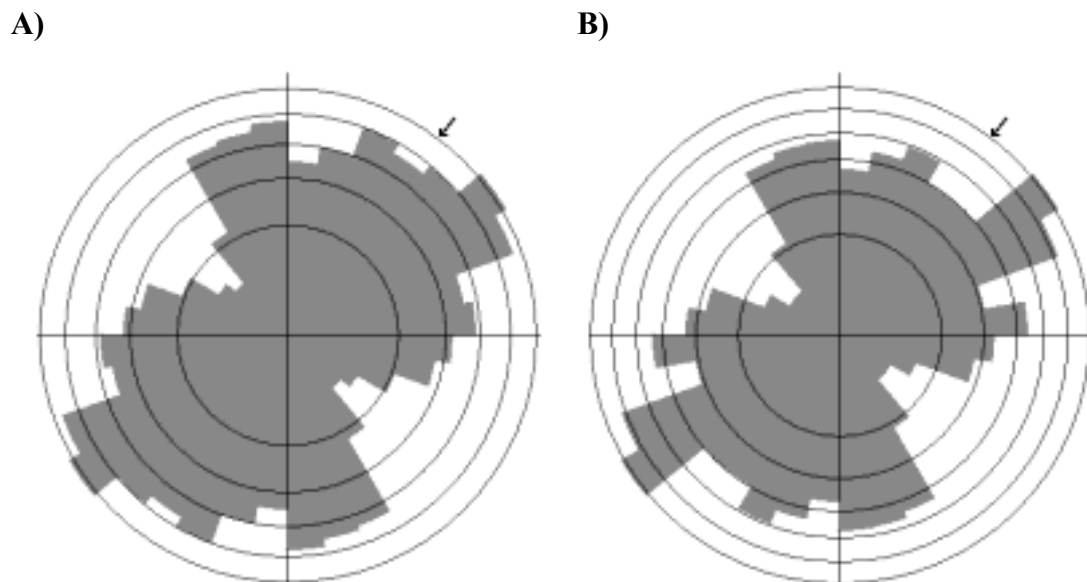
Tolkningen av topolineament er basert på topografiske depresjoner av en digital høydemodell og utgjør 389 lineamenter (metode i kapittel 2.1.3). Siden oppløsningen på grunndataene er lav gir dette en grov modell av topografien og kun lineamenter med en viss utstrekning i dimensjoner (bredde/lengde) kommer fram. Dette kan være positivt da disse lineamentene muligens vil gjenspeile hovedlineamentene på Bømlo.

Resultatet av topolineamenttolkningen er vist i figur 5.1 og i roseplott (figur 5.2 A og B). Figur 5.1 viser tydelig at lineamentsorienteringene varierer i ulike områder på Bømlo. I nord (Rolvnesgranodioritten) er det hovedsakelig orienteringene: NNV – SSØ til N – S og NØ – SV representert, mens området rundt Bremnes har flere lineamenter orientert Ø – V. Sørøver blir trenden NØ – SV sterk representert hvor trendene: N – S, NNØ – SSV og Ø – V har kortere utstrekning. Fra Siggjofjellet til Moster har lineamentene hovedsakelig en NNV – SSØ orientering.



Figur 5.1. Topolineament over Bømlo. Resultatet av topolineamentstolkningen viser tydelig at lineamentsorienteringene varierer i ulike områder på Bømlo. I nord (Rolvnesgranodioritten) er det hovedsakelig orienteringene: NNW – SSØ til N – S og NØ – SV representert, mens området rundt Bremnes har flere lineamenter orientering Ø – V. Sørøver blir NØ – SV trenden sterke representert hvor trendene: N – S, NNØ – SSV og Ø – V har kortere utstrekning. Fra Siggjofjellet til Moster har lineamentene hovedsakelig en NNW – SSØ orientering. N = 389.

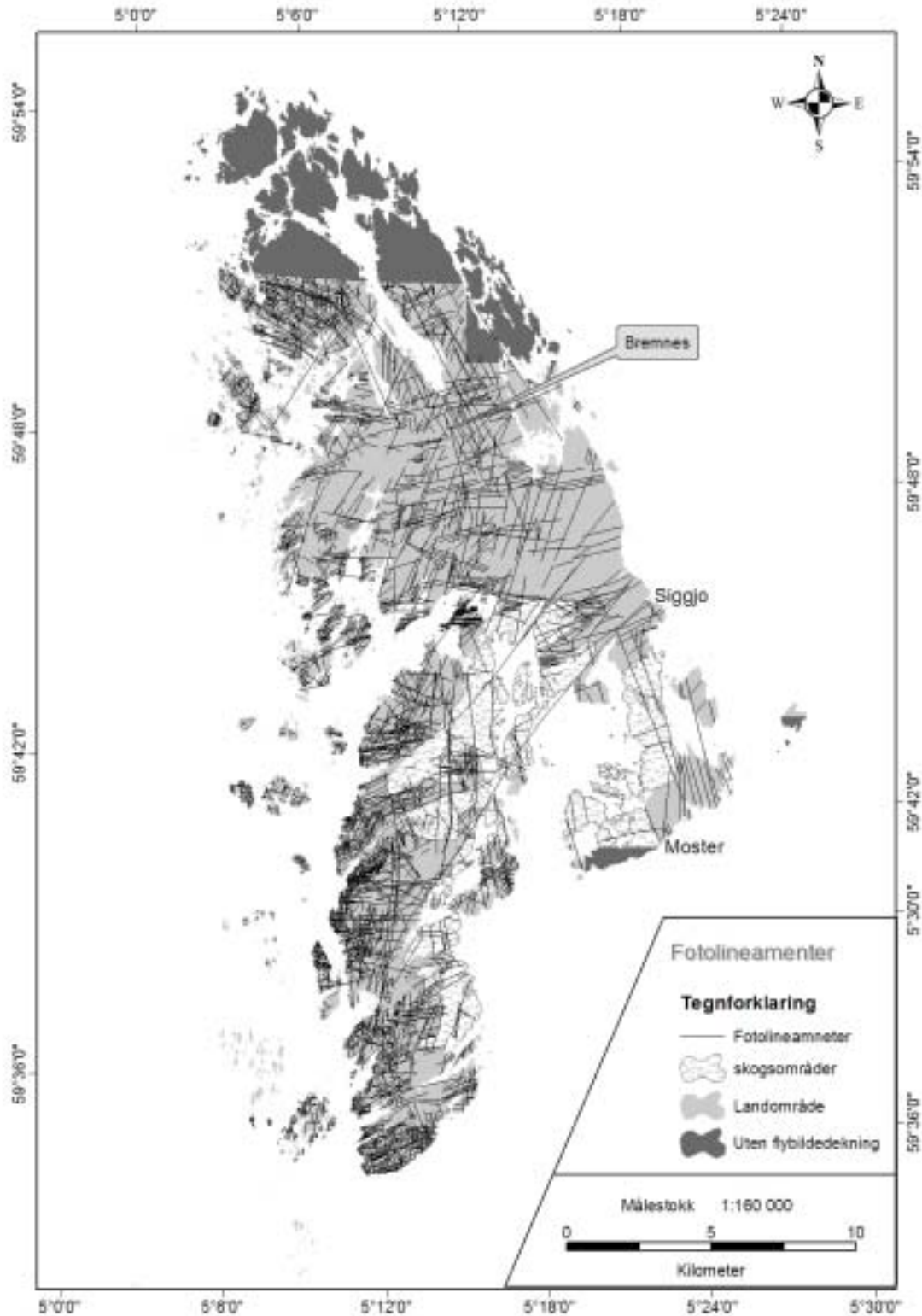
Figur 5.2 A) viser at lineamentsorienteringene er representert i alle sektorer, men det er en betydelig mindre representasjon av lineamenter med orientering NV – SØ. Det er vanskelig å trekke ut noen klare trender, men orienteringene NNV – SSØ og NØ – SV er noe mer markerte. Akkumulert lengdeplott (figur 5.2 B) viser en høyere andel av lengre lineamenter med orientering NØ – SV.



Figur 5.2. Roseplott av toplineamentstolkningen. A) Frekvensfordeling av lineamentsretninger til alle toplineamenter vist i figur 5.1. B) Akkumulert lengdeplott av alle toplineamentene i figur 5.1. For rosedigrammene er akseintervallet 2 %. N = 389 i A) og B).

5.2. Fotolineament

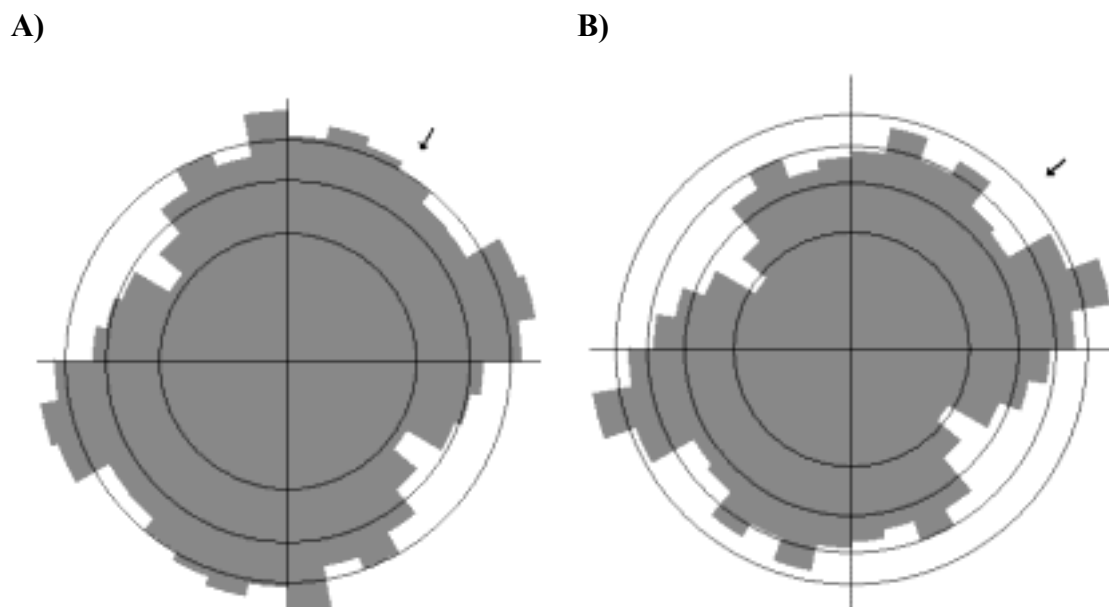
Det er utarbeidet en detaljert lineamentbeskrivelse av Bømlo i målestokk 1: 10.000 som er basert på flybilder (figur 5.3), og metoden er beskrevet i kapittel 1.5. Det totale antall lineamenter som er beskrevet i arbeidet er 3415. Flybildene som er brukt til tolkningen dekker ikke nordlige Bømlo og spredte områder andre steder. Disse områdene er markert med et eget tema i figur 5.3. Det er noen steder ikke vært mulig å beskrive i detalj da vegetasjon har hindret beskrivelsen og er markert på figur 5.3 som skogsområder. Områder med lite relieff, for eksempel rundt Bremnes by (figur 5.3), har også vært et problem.



Figur 5.3. Resultatet av tolkningen av fotolineament på Bømlo. I nord har lineamentene hovedsakelig orientering: NNV – SSØ til N – S og NØ – SV. I Bremnesområdet er retningene NØ – SV og Ø – V mer gjeldende. Sørover har lineamentsorienteringene et mer kaotisk/komplekst mønster. Orienteringene til lineamentene fra flyfototolkningen synes å overens med tolkningen fra toplineamentstolkningen (figur 5.1). N = 3415.

Den totale beskrivelsen av fotolineament er vist visuelt i figur 5.3 og i roseplott (figur 5.4 A og B). I nord (Rolvnesgranodioritten) er det lineamenter med hovedsakelig orientering: NNV – SSØ til N – S og NØ – SV. Denne skifter ved Bremnesområdet (figur 5.4) hvor retningene: NNV – SSØ til N – S synes å opphøre, mens NØ – SV og Ø – V trenden gjør seg mer gjeldende. Sørøver synes lineamentsorienteringene å ha et mer kaotisk mønster. Orienteringene til lineamentene fra flyfototolkningen synes å overens med tolkningen fra toplineamentstolkningen, hvor orienteringene i nordlige Bømlo er like (Rolvnesgranodioritten), mens orienteringen NØ – SV i tillegg til Ø – V er mer gjeldende for området rundt Bremnes og flere retninger er representert i sørlige Bømlo.

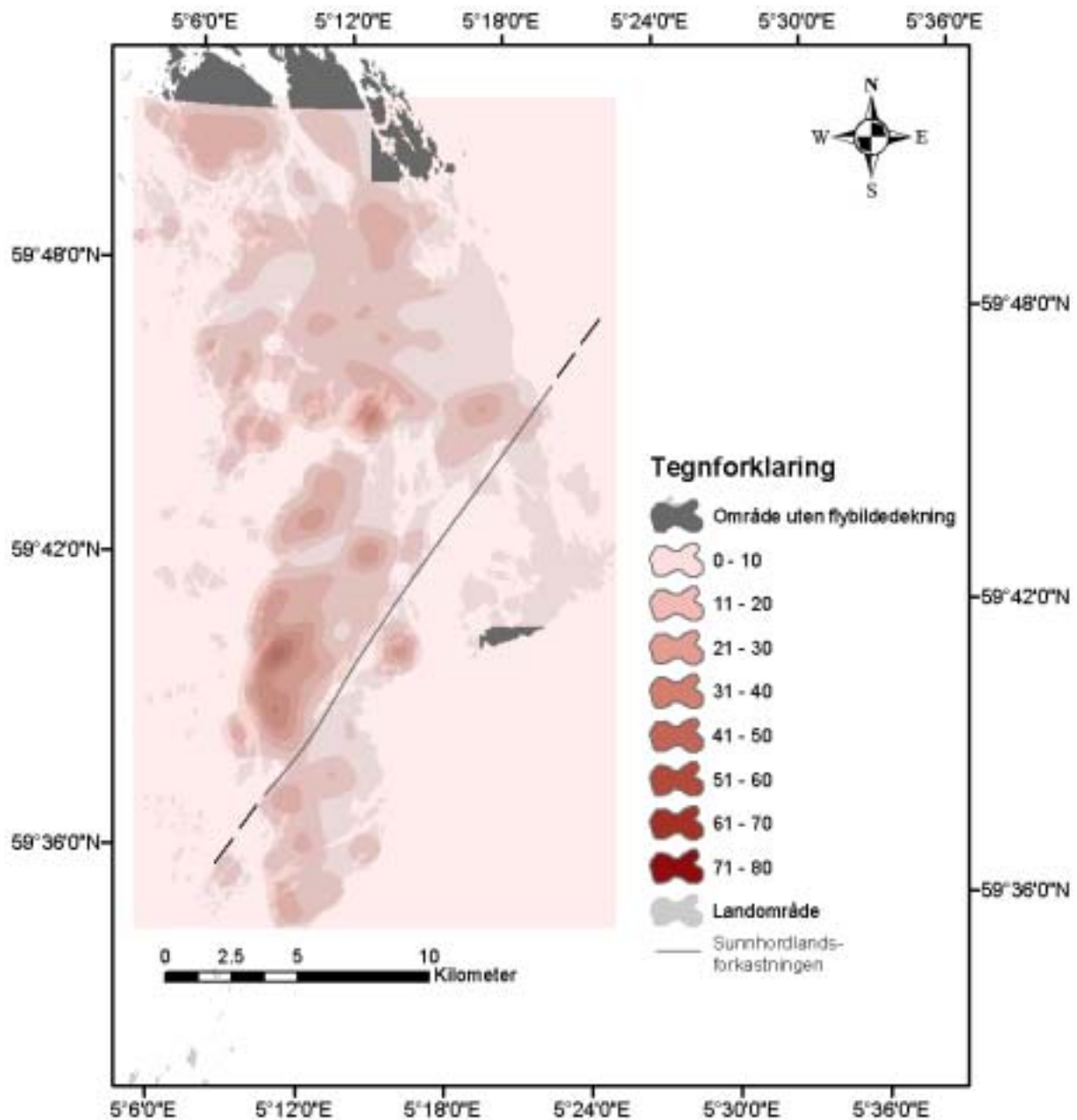
Det er vanskelig å peke ut noen tydelige trender når alle orienteringene til lineamentene blir plottet sammen (figur 5.4 A), men det er en svakere representasjon av lineamenter med orientering NV – SØ. I figur 5.4 A er akseintervallet 2 % og det er derfor en ubetydelig liten andel. Akkumulert lengdeplott (figur 5.4 B) viser at ØNØ – VSV trenden er sterkere hvor maksimum representerer 10 % av den totale datamengden.



Figur 5.4. Roseplott av fotolineamentstolkningen. A) Frekvensfordeling av alle lineamentene fra tolkningen (figur 5.3). B) Akkumulert lengdeplott av alle lineamentene fra tolkningen (figur 5.3). Akseintervall representerer 2 % av dataene. N = 3415 for A) og B).

Resultatet av en kvantitativ analyse av tettheten av lineamentene fra fotolineamentstolkningen (figur 5.3) er vist i figur 5.5. Metoden til analysen er beskrevet i kapittel 2.1.3. Områder med høy lineamentstetthet er langsetter Sunnhordlands-

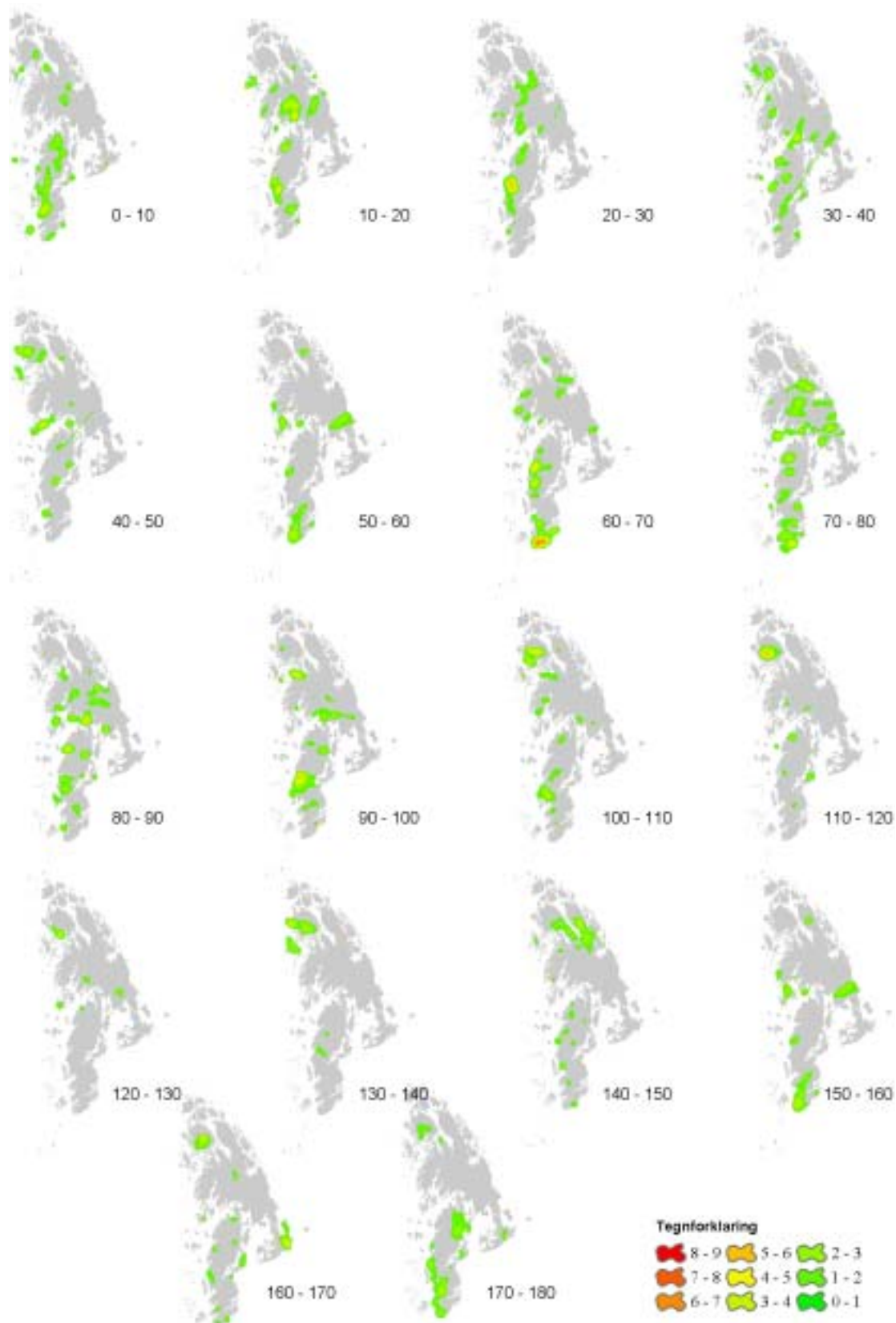
forkastningen samt i noen spredte områder i nord og sør (figur 5.5). Den største tettheten er i området rundt Vikafjord/Grutlefjordgruppen på vestlige Bømlo (figur 3.7) og har et antall på 71 – 80 lineamenter innenfor et areal med 1000 meter radius. Fra figur 5.3 ser en at det er mye skogsområder nord for Sunnhordlandsforkastningen som har hindret tolkningen der slik at lineamentstettheten ville muligvis være større hvis relieffet i topografien var større og vegetasjonen mindre.



Figur 5.5. Lineamentstetthet på Bømlo. Tettheten er utregnet på bakgrunn av en 1000 meter søkeradius og tegnforklaringen tilsvare antall lineamenter innenfor denne søkeradiusen. Verdiene i tegnforklaringen definerer hvor mange lineamenter som forekommer innenfor denne radiusen. Sunnhordlandsforkastningen er markert med en svart linje.

En videre analyse av tettheten til fotolineamentene er gjort ved å dele azimuttretningene til lineamentene inn i sektorer på 10° . Det er i alt gjort 18 sektorer ($0^\circ - 180^\circ$). Tetthet av lineamenter i sektoren som viser en signifikant utstrekning i samme retning som sektoren (for eksempel $0 - 10^\circ$), kan indikere en bruddsone (figur 1.3).

Resultatet av analysen viser at lineamentene i sektorene $0^\circ - 30^\circ$, $30^\circ - 40^\circ$, $70^\circ - 80^\circ$ og $140^\circ - 150^\circ$ har en signifikant utstrekning i samme retning som sektoren. Dette er spesielt tydelig i sektoren $30^\circ - 40^\circ$ hvor lineamenttettheten er betydelig parallelt med Sunnhordlandsforkastningen. De mest fremtredene tetthetskonsentrasjonene er mellom $0^\circ - 30^\circ$ siden den strekker seg over hele Bømlo og har dermed betydelig utstrekning. Tetthetskonsentrasjonen som framkommer i sektoren $70^\circ - 80^\circ$ følger muligens en bergartsgrense i Lyklingofiolitten (figur 5.6) (for detaljert plassering av kontakten se Ragnhildstveit et al. (1998)).



Figur 5.6. lineamentstetthet for hver 10° azimuttsektor. Tettheten er utregnet på bakgrunn av en 1000 meter søkeradius, og tegnforklaringen er antall lineamenter innenfor denne radiusen. Grønn representerer lav tetthet, gul intermediære tetthet og rød høy tetthet. Resultatet av analysen viser at lineamentene i sektorene 0° – 30°, 30° – 40°, 70° – 80° og 140° – 150° har en signifikant utstrekning i samme retning som sektoren. Dette er spesielt tydelig i sektoren 30° – 40° hvor lineamentstettheten er betydelig parallell med Sunnhordlandsforkastningen.

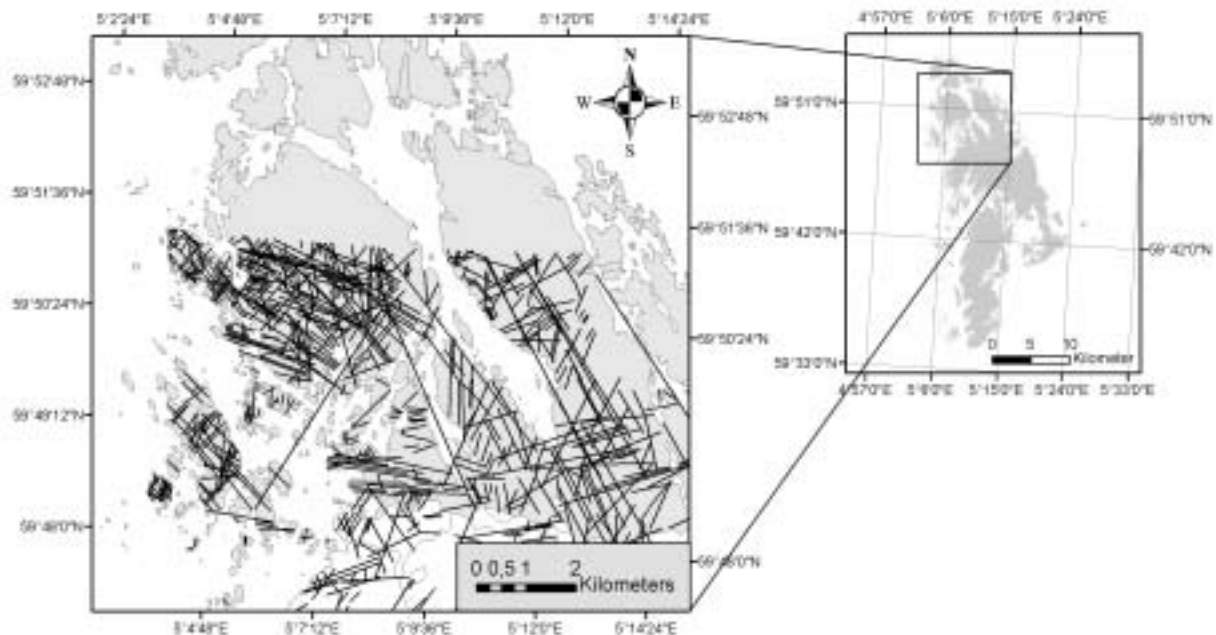
5.3. Tektonostratigrafisk lineamentsanalyse

Rosediagrammet av lineamentsorienteringer basert på flyfototolkningen over Bømlo viser ingen orientering av lineamentene som skiller seg betydelig ut (figur 5.4 A og B). Det er derfor valgt å undersøke om lineamenter ved mindre areal på Bømlo har klarere lineamentstrender. Lineamentene er dermed avgrenset til de tektonostratigrafiske enhetene for å se om noen retninger er mer fremtredene. Det er valgt å bruke inndelingen til figur 3.7 som begrensende elementer slik at lineamenter som krysser et areal som bergartsenheten definerer, er tatt med. Metoden som er anvendt til denne analysen er forklart i kapittel 2.1.4.

I denne analysen er lineamentene i enhetene beskrevet fra nord mot sør. I figurene som viser oversikten over lineamentene i bergartsenhetene vil selve enhetene være fremhevet med en gråtone slik at de lettere skal komme frem. De statistiske resultatene som er presentert under er lineamentene delt inn i populasjoner og gruppert i ulike klasser fra 0° til 180°. I hver inndeling er det antatt en Gaussisk fordeling av lineamentsorienteringer.

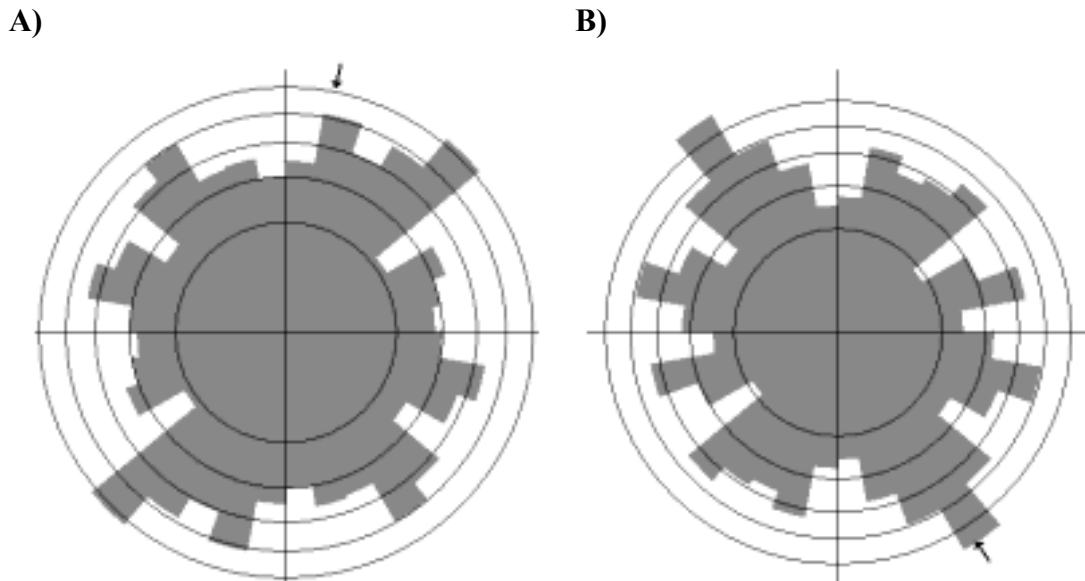
5.3.1. Rolvsnesgranodioritten

Rolvsnesgranodioritten ligger på nordlige Bømlo og enheten er beskrevet i kapittel 3.4 (figur 3.7 og figur 5.7). Lineamentstolkning er ikke utført i de nordligste delene siden det her mangler flyfoto. De lengste lineamentene i området har orientering NNV – SSØ og NØ – SV, men de fleste lineamentene har kort utstrekning (figur 5.3 og figur 5.7). NNV – SSØ orienteringen er også svært fremtredene i nordlige del av Bømlo i fremstillingen av lineamentstetthet i sektoren $140^{\circ} - 150^{\circ}$ (figur 5.6). Dette kan skyldes at lineamentene med orientering NNV – SSØ har lengst utstrekning i området.



Figur 5.7. Oversikt over lineamentene i Rolvsnesgranodioritten. De lengste lineamentene i området har orientering NNV-SSØ og NØ-SV, men de fleste lineamentene har kort utstrekning. N = 661.

Lineamentsorienteringene er fremstilt i rosedigram (figur 5.8 A og B). Frekvensfordeling av de ulike lineamentsorienteringene viser flere markerte orienteringer: NØ – SV (dominerende), ØNØ – VSV til NØ – SV, VNV – ØSØ og NV – SØ (figur 5.8 A). Når lengden av lineamentene er akkumulert til tillegg til orienteringene er det retningen NV – SØ som dominerer (figur 5.8 B), noe som også stemmer overens med observasjonene fra tolkningen (figur 5.3 og figur 5.7).



Figur 5.8. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Rolvsnesgranodioritten. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervall representerer 2 % av dataene. N = 661.

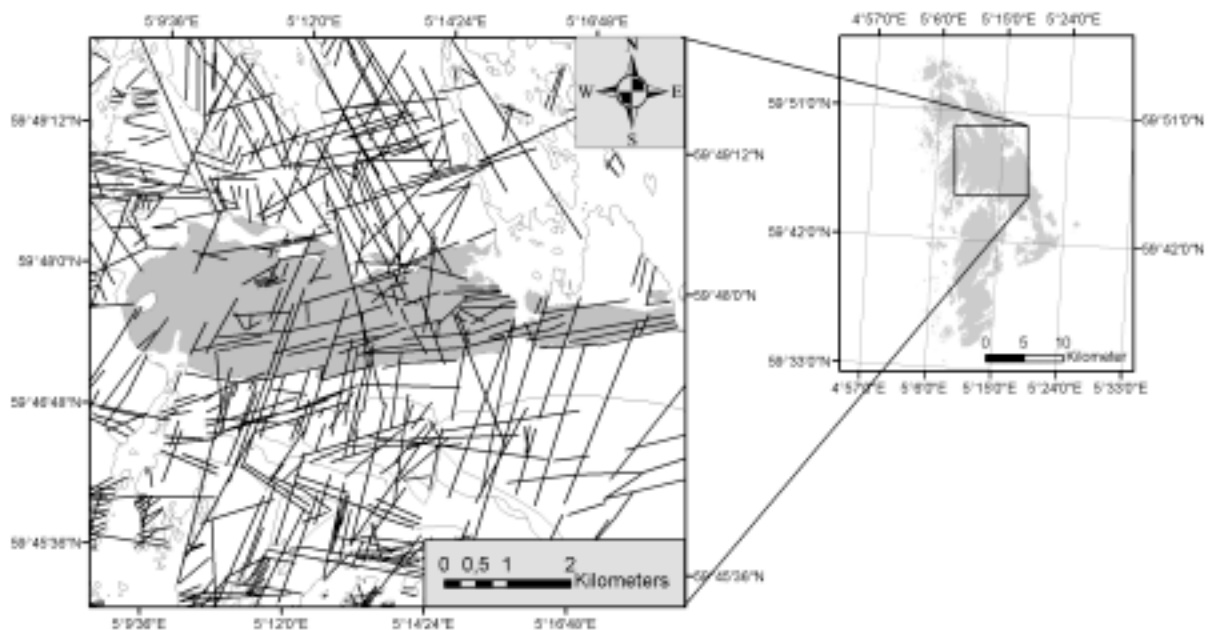
Datasettet er delt inn i fire populasjoner etter de mest fremtredene orienteringen i figur 5.8 A og B. Resultatet av inndelingen er vist i tabell 5.1 hvor det kommer tydelig frem at NØ – SV er den dominerende retningen (39,8 %). Denne retningen er også sterkest presentert i rosedigrammet (med ~2 % økning i figur 5.8 A).

Tabell 5.1. Statistiske lineamentsparametere over Rolvsnesgranodioritten.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|--------------------|------------------------|-----------------------------|
| NØ – SV | 0° – 59° | 29,2° | 39,8 % |
| ØNØ – VSV | 60° – 99° | 78,9° | 15,7 % |
| VNV – ØSØ | 100° – 139° | 118,2° | 21,5 % |
| NV – SØ | 140° – 180° | 156,8° | 23 %. |

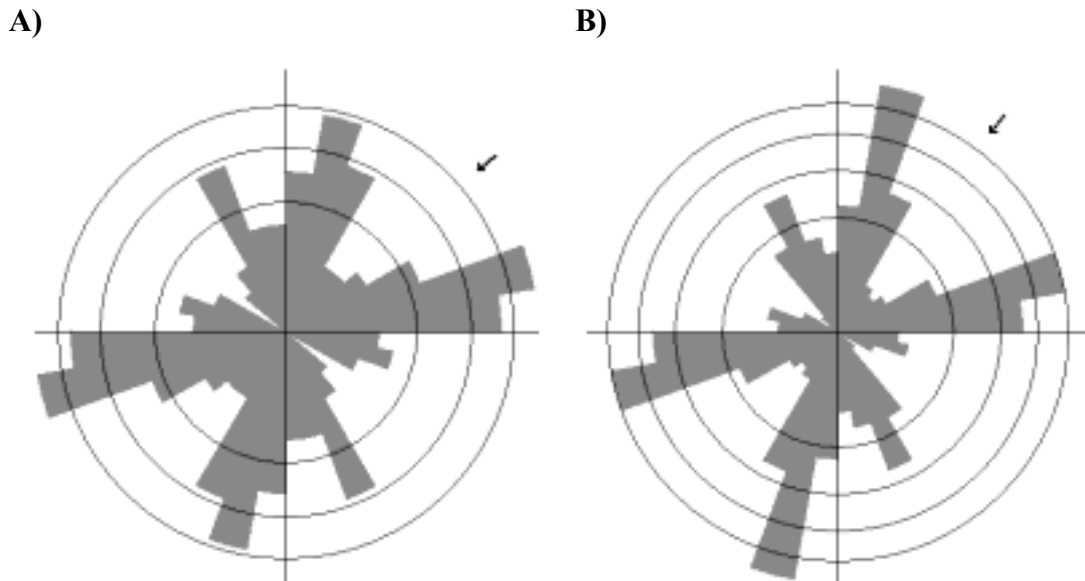
5.3.2. Bremneskomplekset

Bremneskomplekset befinner seg nordøst på Bømlo (figur 5.9) og berggrunnsenheten er beskrevet i kapittel 3.4 (figur 3.7). De mest fremtredene orienteringene til lineamentene i området er: NNØ – SSV, NØ – SV og ØNØ – VSV (figur 5.9). De fleste NØ – SV og NNV – SSØ orienterte lineamentene kutter gjennom bergartskomplekset, mens de ØNØ – VSV orienterte lineamentene følger langsetter kompleksets utstrekning som er ca. Ø – V (figur 5.9). Dette området har en konsentrert lineamentstetthet i sektoren $70^\circ - 90^\circ$ (figur 5.6), noe som sammenfaller med retningene fra ØNØ – VSV til Ø – V som er tydelige i Bremneskomplekset (figur 5.9).



Figur 5.9. Oversikt over lineamentene i Bremneskomplekset. De mest fremtredene lineamentsorienteringen er: NNV – SSØ, NØ – SV og ØNØ – VSV. $N = 120$.

Rosediagrammet av datasettet viser at det er tre retninger som fremtrer tydelig: NNØ – SSV, ØNØ – VSV og NNV – SSØ (figur 5.10 A). Det er orienteringen ØNØ – VSV som dominerer, men når lengden til lineamentene akkumuleres mot orientering er det retningene NNØ – SSV og ØNØ – VSV som dominerer (figur 5.10 B).



Figur 5.10. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Bremneskomplekset. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervall representerer 5 % av dataene. N = 120.

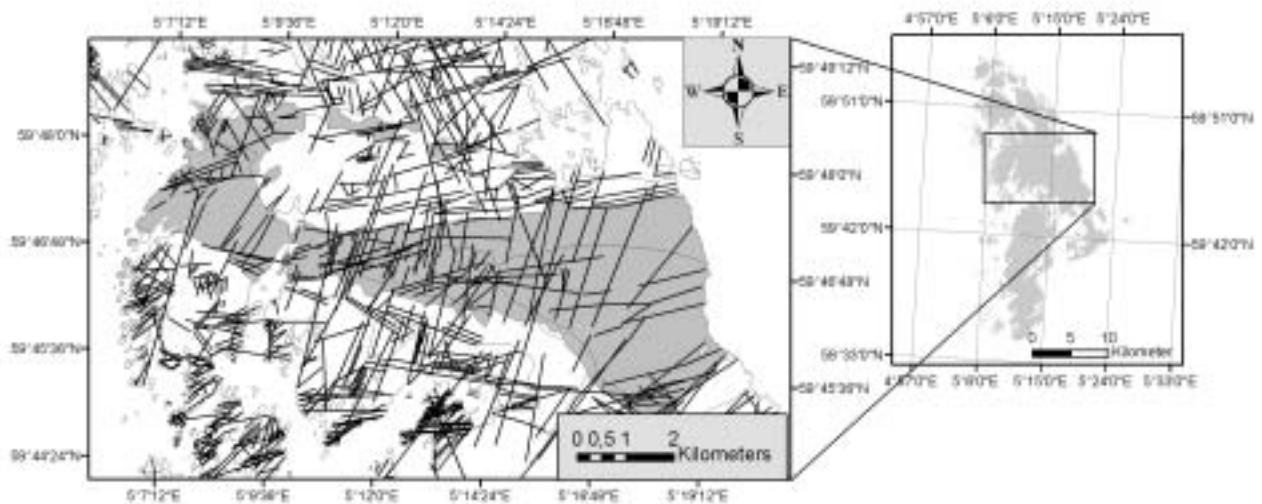
Datasettet er delt inn i tre populasjoner etter de mest fremtredene orienteringen i figur 5.10 A og B). Resultatet av inndelingen er vist i tabell 5.2 hvor det kommer tydelig frem at ØNØ – VSV er den dominerende retningen (49,2 %). Denne retningen er også sterkest presentert i rosedigrammet med ~2 % økning i figur 5.10 A. Orienteringen NNØ – SSV som er sterkt representert med akkumulert lengde, er svak sammenlignet med de andre retningene i prosent (tabell 5.2).

Tabell 5.2. Statistiske lineamentsparametere over Bremneskomplekset.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NNØ – SSV | 0° – 39° & 170° – 180° | 20,6° | 35,8 % |
| ØNØ – VSV | 40° – 119° | 70,1° | 49,2 % |
| NNV – SSØ | 119° – 169° | 155,3° | 15 % |

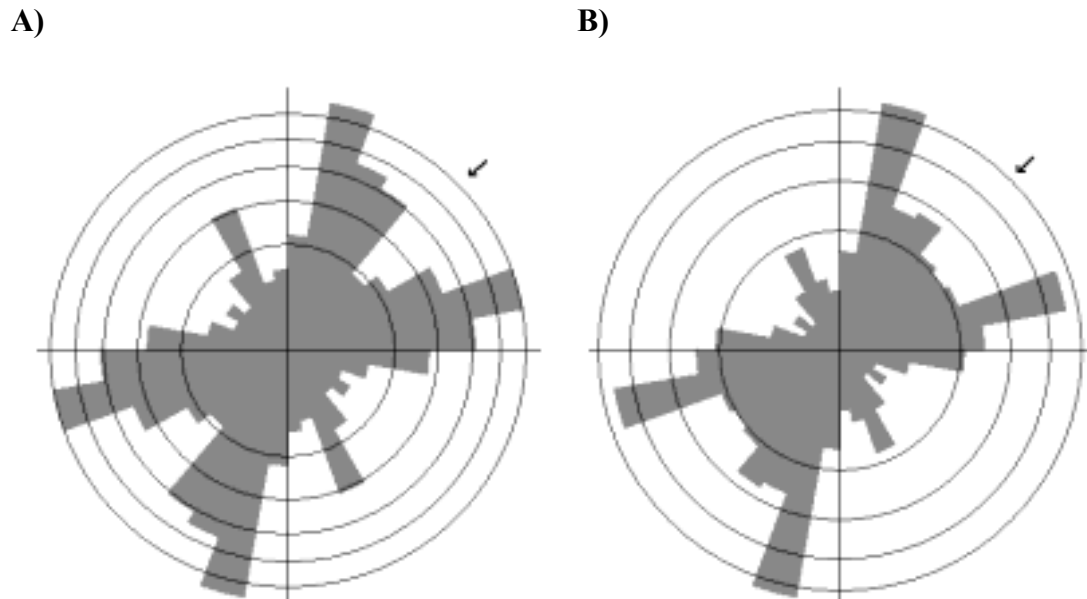
5.3.3. Vardafjellgabbroen

Vardafjellgabbroen ligger sør for Bremneskomplekset og ca. midt på Bømlo. Den er beskrevet i kapittel 3.4 (figur 3.7 og figur 5.11). I bergartskomplekset er det to orienteringer til lineamenter som kommer tydelig frem: NNØ – SSV og ØNØ – VSV. Flere av de NNØ – SSV orienterte lineamentene kuttet gjennom komplekset, mens de ØNØ – VSV orienterte lineamentene strekker seg mer langsetter komplekset (figur 5.11). Dette området har en tetthetskonsentrasjon av lineamenter i sektoren $80^\circ - 90^\circ$ (figur 5.6) og det stemmer overens med en av de mest fremtredene lineamentsretningene.



Figur 5.11. Oversikt over lineamentene i Vardafjellgabbroen. N = 225.

Lineamentsorienteringene fremstilt i figur 5.12 A viser at tre orienteringer er markerte: NNØ – SSV, ØNØ – VSV og NNV – SSØ. Det er orienteringene NNØ – SSV og ØNØ – VSV som dominerer, mens orienteringen NNV – SSØ er svakt representert. Når lineamentsorienteringene er plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment vises det klart at retningene: NNØ – SSV og ØNØ – VSV er de dominerende (figur 5.12 B).



Figur 5.12. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Vardafjellgabbroen. A) Frekvensfordeling av lineamenter. Akseintervall er 3 %. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervall er B: 5 %. Det forekommer tre tydelige orienteringer av lineamentene i området: NNØ – SSV, ØNØ – VSV og NNV – SSØ, hvor orienteringen NNV – SSØ er svakest representert. N = 225.

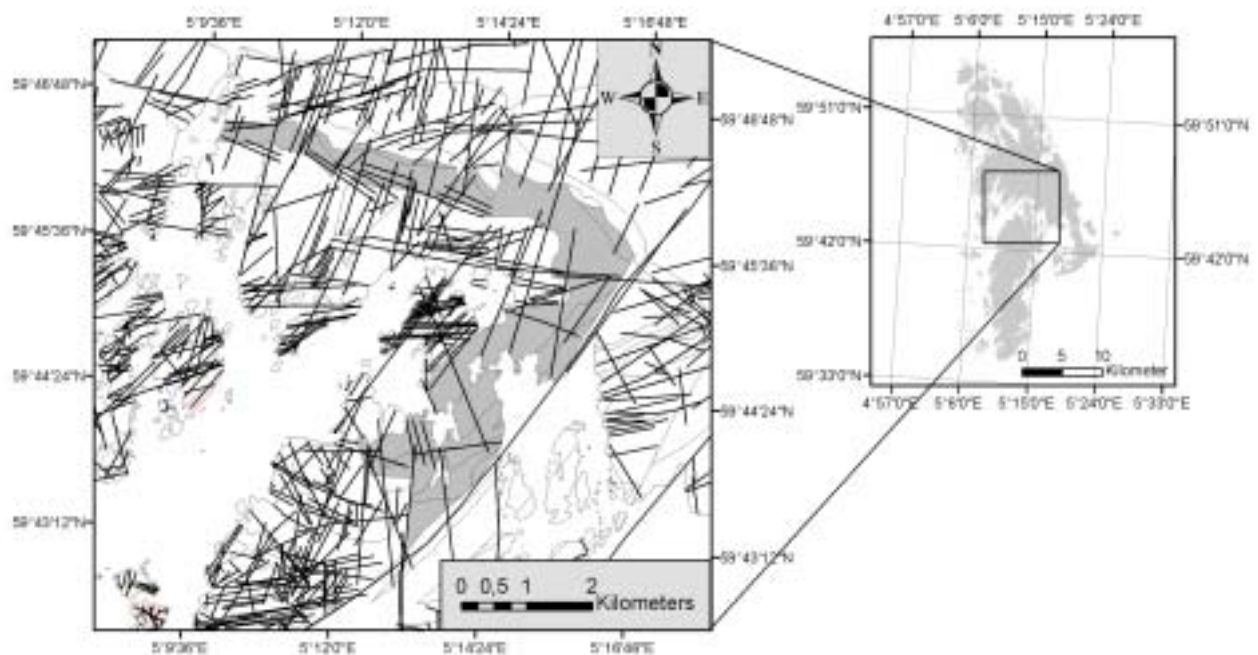
Det er valgt å dele datasettet inn i tre populasjoner basert på resultatene presentert i figur 5.12. Orienteringene NNØ – SSV og ØNØ – VSV er like sterkt representert (44 %), mens orienteringen NNV – SSØ er svakt representert (12 %) (tabell 5.3).

Tabell 5.3. Statistiske lineamentsparametere over Vardafjellgabbroen.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NNØ – SSV | 0° – 49° & 170° – 180° | 24,8° | 44 % |
| ØNØ – VSV | 50° – 119° | 62,5° | 44 % |
| NNV – SSØ | 119° – 169° | 150,2° | 12 % |

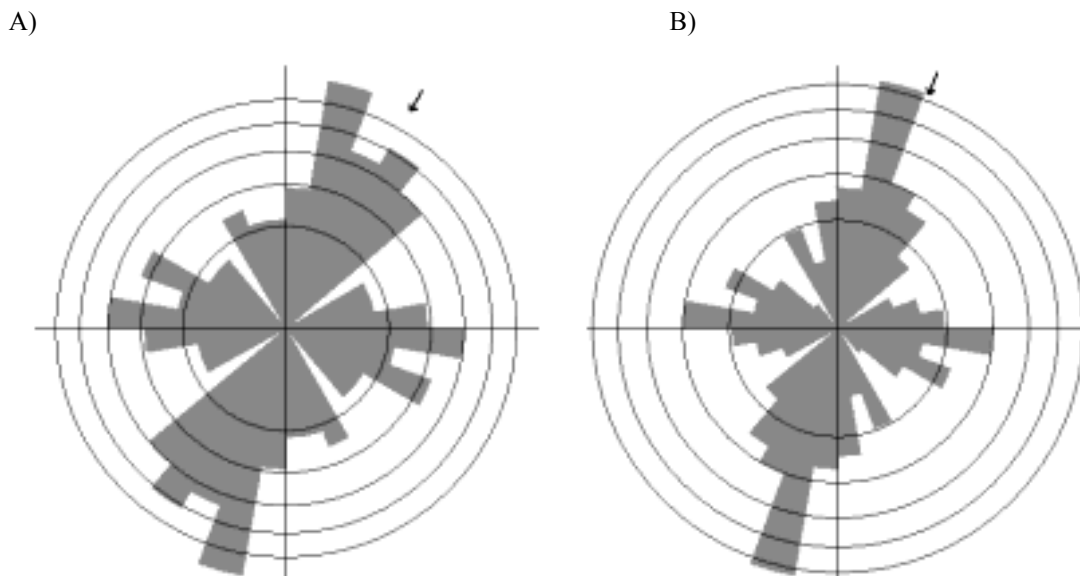
5.3.4. Geitungenheten

Geitungenheten befinner mellom Vardafjellgabbroen og Lyklingofiolitten, sentralt på Bømlo (figur 3.7 og figur 5.13) og er beskrevet i kapittel 3.4. Lineamentene i bergartskomplekset har orienteringene: NNØ – SSV, fra VNV – ØSØ til VSV – ØNØ og fra NNV – SSØ til N – S (figur 5.13). Et lineament med stor utstrekning ser ut til å følge bergartsgrensen i øst (figur 5.13).



Figur 5.13. Oversikt over lineamentene i Geitungenheten. N = 89.

Lineamentsorienteringene fremstilt i rosedigram (figur 5.14 A) viser at to orienteringer er markerte: NNØ – SSV og VNV – ØSØ. Orienteringen til lineamentene har stor varians og populasjonen NNØ – SSV varierer fra NNV – SSØ til NØ – SV og populasjonen VNV – ØSØ varierer fra NV – SØ til VSV – ØNØ. Når lineamentsorienteringene er plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment er det orienteringen NNØ – SSV som dominerer (figur 5.14 B).



Figur 5.14. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Geitungenheten. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervallet representerer i A: 3 % og B: 5 % av dataene. Det er to populasjoner av lineamenter i området: NNØ – SSV og VNV – ØSØ. N = 89.

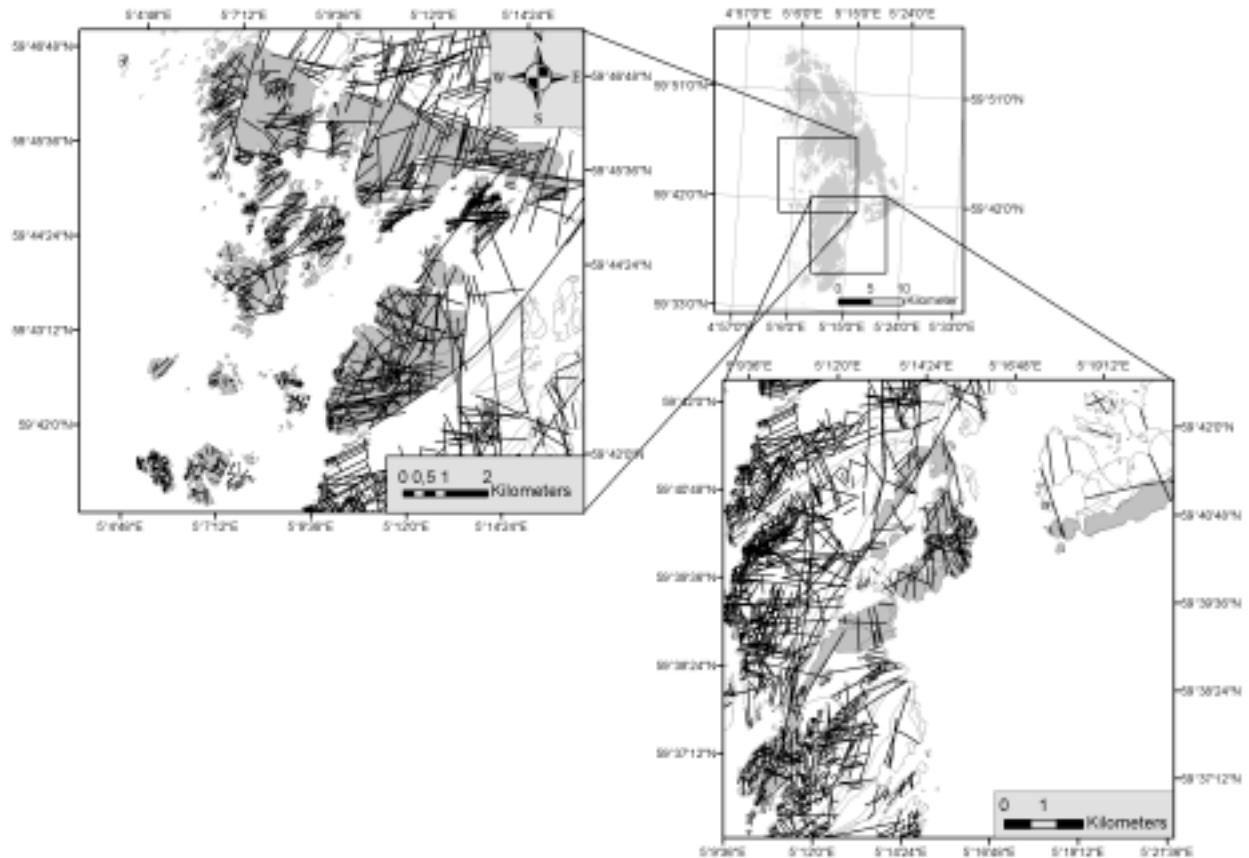
Datsettet er delt inn i to populasjoner NNØ – SSV og VNV – ØSØ basert på resultatene presentert i figur 5.14 (tabell 5.4). Populasjonene har stor varians og det er populasjonen NNØ – SSV som er sterkest representert (tabell 5.4).

Tabell 5.4. Statistiske lineamentsparametere over Geitungenheten.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NNØ – SSV | 0° – 59° & 130° - 180° | 37,7° | 68,5 % |
| VNV – ØSØ | 60° – 129° | 97,2° | 31,5 % |

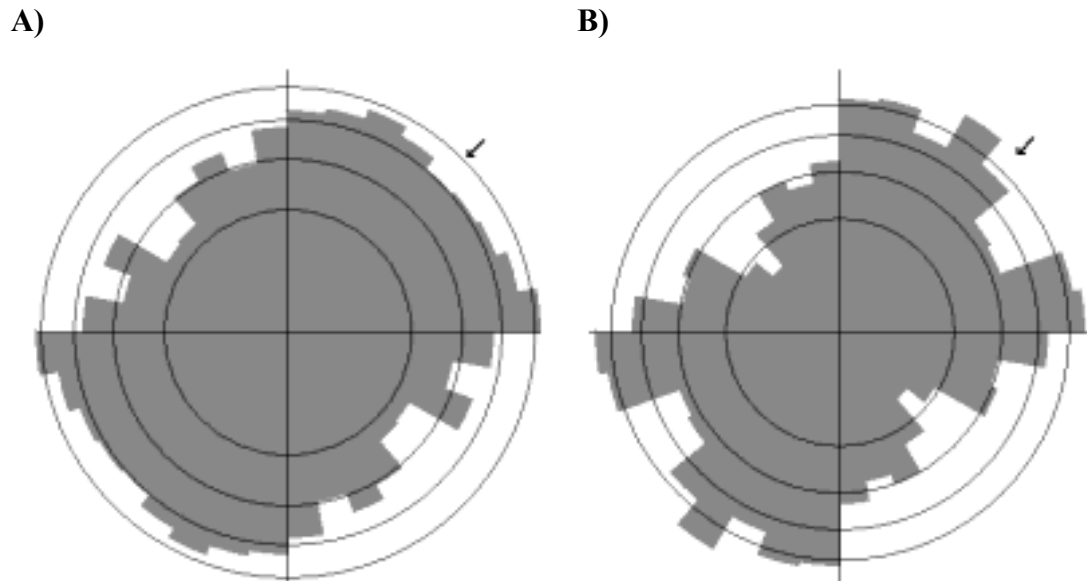
5.3.5. Lyklingofiolitten

Lyklingofiolitten ligger vest og sørøst på Bømlo (figur 3.7 og figur 5.15), og sørøstlige del av enheten ligger langsetter Sunnhordlandsforkastningen, den er beskrevet i kapittel 3.4. Lineamentene i enheten har dominans av orienteringene: NNØ – SSV og ØNØ – VSV til Ø – V.



Figur 5.15. Oversikt over lineamentene i Lyklingofiolitten. Lineamentene i kompleksene har hovedsakelig orientering NNØ – SSV og ØNØ – VSV. N = 1095.

Lineamentsorienteringene fremstilt i rosedigram (figur 5.16 A) viser at det er vanskelig å trekke frem markerte retninger, men lineamenter forekommer mindre frekvent i retning NV – SØ. Orienteringene NNØ – SSV og ØNØ – VSV har høyere prosentandel enn de andre orienteringene (~2 %) (figur 5.16 A). Når lineamentsorienteringene blir plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment vises det klarere at orienteringene: fra N – S til NØ – SV og ØNØ – VSV er de dominerende (figur 5.16 B).



Figur 5.16. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Lyklingofiolitten. A) Frekvensfordeling av lineamentene. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervallet representerer 2 % av dataene. N = 1095.

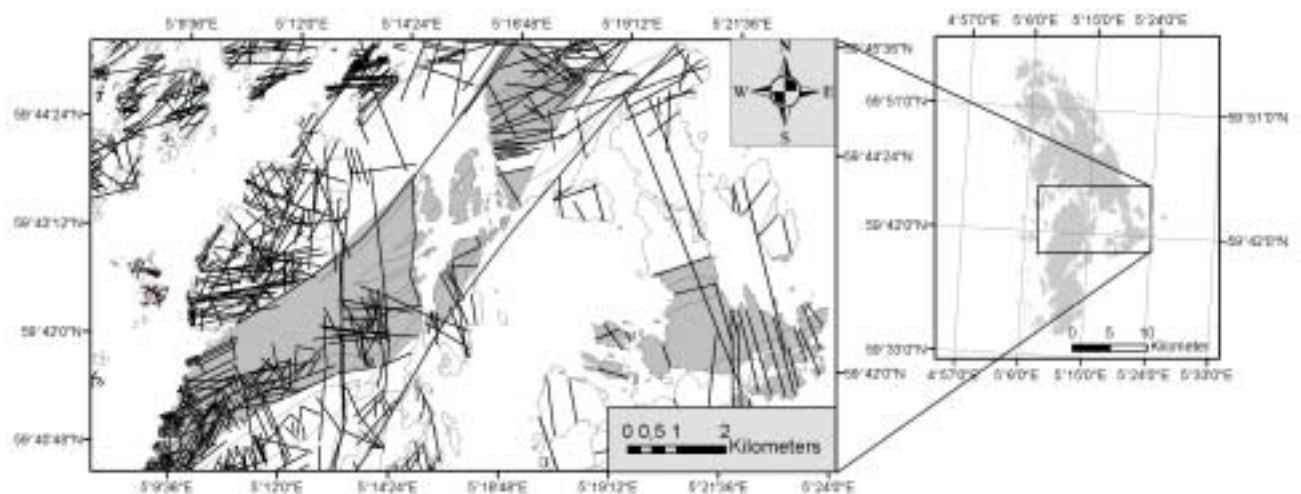
Det er valgt å dele datasettet fra Lyklingofiolitten inn i tre populasjoner: N – S, NØ – SV og ØNØ – VSV (tabell 5.5). Det er populasjonen ØNØ – VSV som er sterkest representert i enheten med 53 % (tabell 5.5).

Tabell 5.5. Statistiske lineamentsparametere over Lyklingofiolitten.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| N – S | 0° – 29° & 120° - 180° | 148,5° | 42,3 % |
| NØ – SV | 30° – 39° | 35° | 4,7 % |
| ØNØ – VSV | 40° – 119° | 72,5° | 53 % |

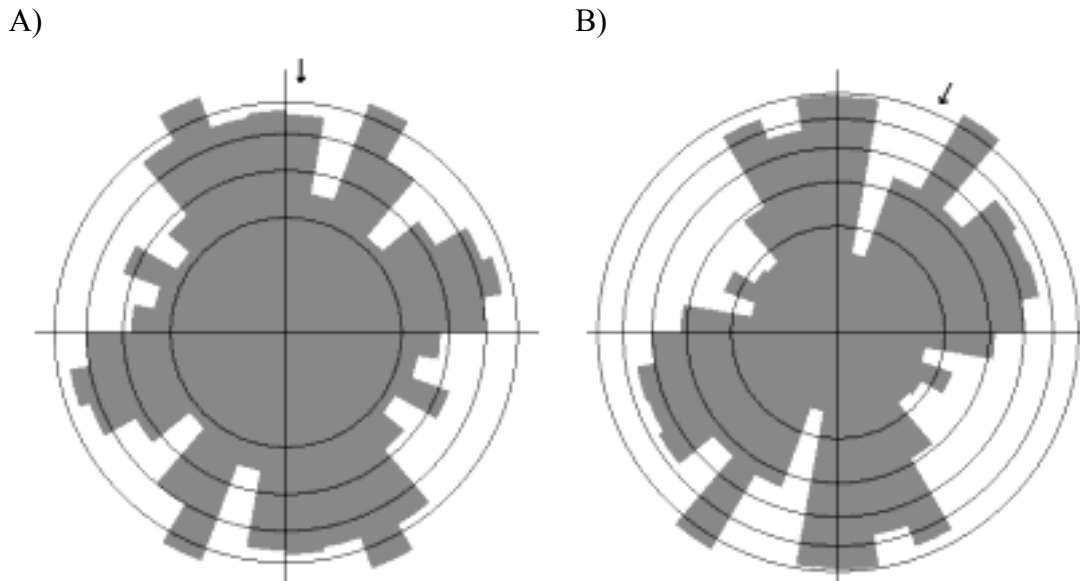
5.3.6. Siggjogruppen

Siggjogruppen ligger sør for Geitungenheten, og både på nordsiden og sørsiden av Sunnhordlandsforkastningen (figur 3.7 og figur 5.17). Gruppen er beskrevet i kapittel 3.4. Lineamentene i enheten har stor variasjon i orientering, men likevel er det en dominans av retningene: N – S til NNØ – SSV og ØNØ – VSV. Ved Moster, nederst til høyre på figur 5.17) har lineamentene orientering NNV – SSØ.



Figur 5.17. Oversikt over lineamentene i Siggjogruppen. Lineamentene som følger grensene til gruppen har størst utstrekning. Lineamentene i enheten har orientering: N – S, NNØ – SSV og ØNØ – VSV. Ved Moster har lineamentene NNV – SSØ orientering. N=336.

Lineamentsorienteringene fremstilt i rosedigram (figur 5.18 A), viser at lineamentene har stor varians i orienteringene og hovedtrendene er: fra NV – SØ til NNØ – SSV, NØ – SV og fra ØNØ – VSV til Ø – V (figur 5.18 A). Når lineamentsorienteringene blir plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment vises det klarere at retningene N – S, NØ – SV og ØNØ – VSV er de dominerende (figur 5.18 B).



Figur 5.18. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Siggjogruppen. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervallet representerer 2 % av dataene. N = 336.

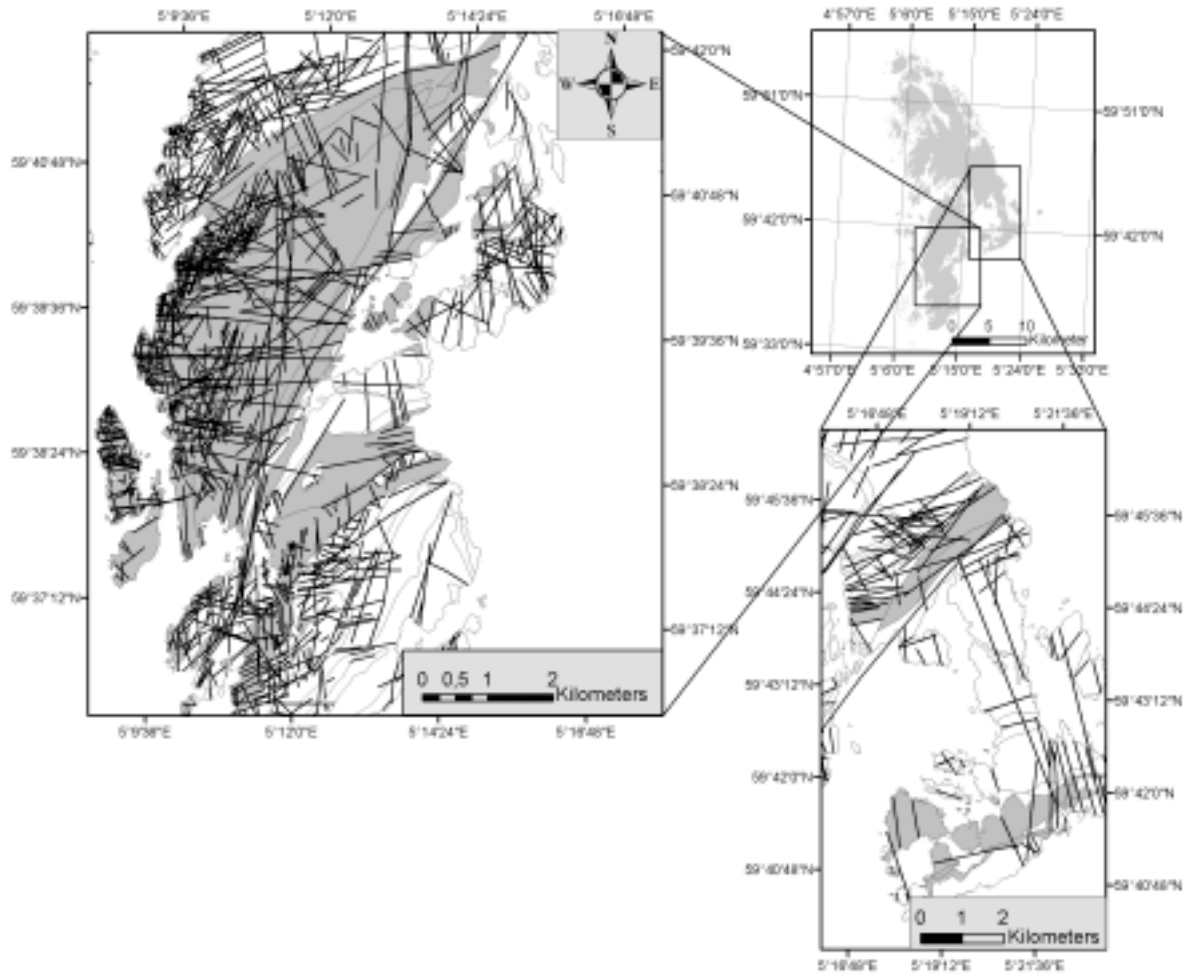
Datasettet fra enheten Siggjogruppen er valgt å dele inn i to populasjoner etter resultatene presentert i figur 5.18 (tabell 5.6). Variansen i lineamentspopulasjonene er stor og det er populasjonene ØNØ – VSV som er sterkest representert med 74,7 % (tabell 5.6).

Tabell 5.6. Statistiske lineamentsparametere over Siggjogruppen.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NØ – SV | 0° – 19° & 160° – 180° | 140,1° | 25,3 % |
| ØNØ – VSV | 20° – 159° | 89,2° | 74,7 % |

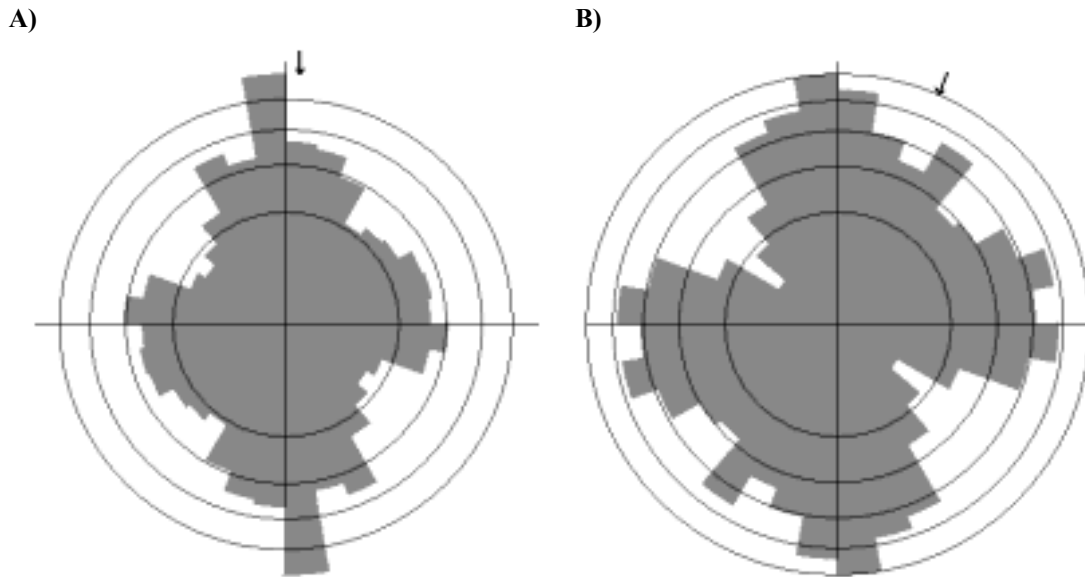
5.3.7. Vikafjord/ Grutlefjordgruppen

Vikafjord/Grutlefjordgruppen ligger sør for Siggjogruppen og både på nordsiden og sørsiden av Sunnhordlandsforkastningen (figur 3.7 og figur 5.19), og på hver sin side av Finnåsvika (figur 5.19). Orienteringene til lineamentene i de to områdene er hovedsakelig: Ø – V og N – S (figur 5.19).



Figur 5.19. Oversikt over lineamentene i Vikafjord/ Grutlefjordgruppen. Lineamentene i de to områdene har hovedsakelig Ø – V og N – S orientering. N = 786.

Lineamentsorienteringene fremstilt i rosedigram (figur 5.20 A) viser at det er to orienteringer som er dominerende: NNV – SSØ og ØNØ – VSV, hvor orienteringen NNV – SSØ er mer dominerende. Begge trendene har stor variasjon. Når lineamentsorienteringene blir plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment vises det i stor grad samme som figur 5.20 A, men variasjonen kommer klarere frem (figur 5.20 B). Figur 5.20 B viser også at begge trendene har lik styrke.



Figur 5.20. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Vikafjord/Grutlefjordgruppen. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervallet representerer i A: 3 % og B: 2 % av dataene. Orienteringene til lineamentene er hovedsakelig NNW-SSW og NNE – SSE. N = 786.

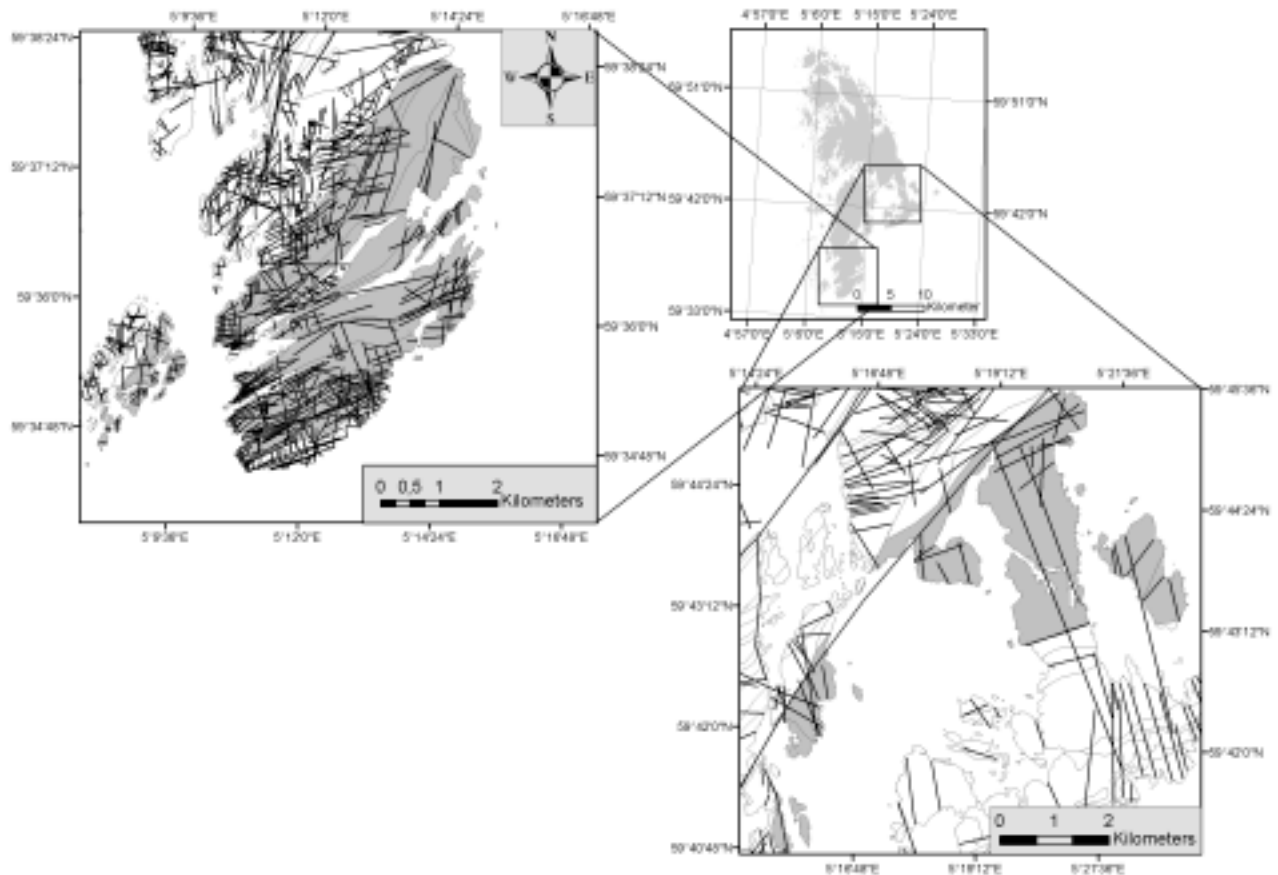
Det er valgt å dele datasettet inn i to populasjoner basert på resultatene presentert i figur 5.20 (tabell 5.7). Populasjonene NNW – SSW og NNE – SSE har stor varians, men N – S orienterte lineament er representert med 63,9 % (tabell 5.7).

Tabell 5.7. Statistiske lineamentsparametere over Vikafjord/ Grutlefjordgruppen.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NNW – SSW | 0° – 39° & 120° – 180° | 175° | 63,9 % |
| NNE – SSE | 40° – 119° | 79,4° | 36,1 % |

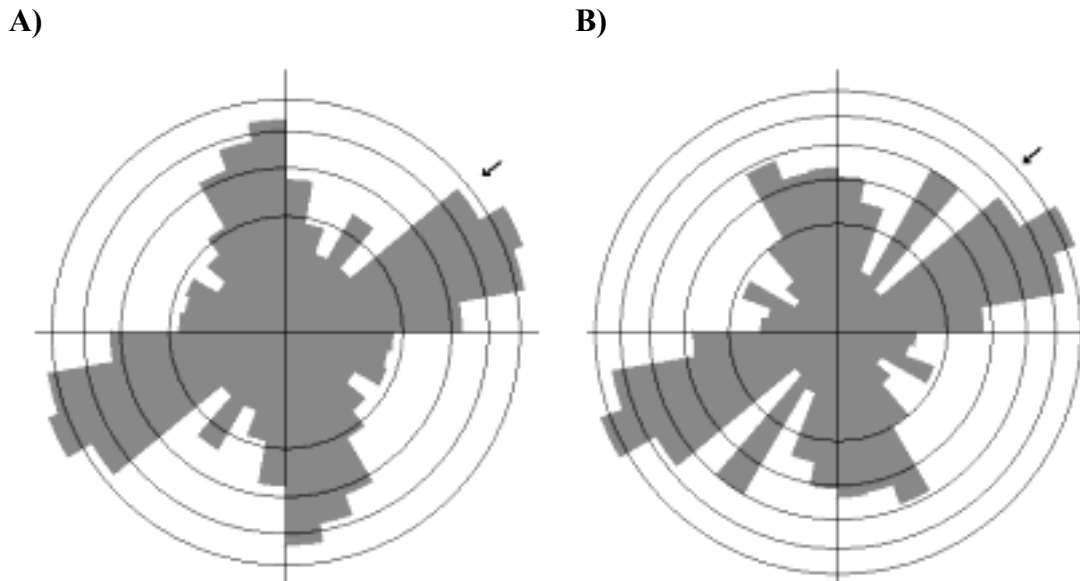
5.3.8. Langevåggruppen

Langevåggruppen befinner seg på sørlige og østlige Bømlo, sør for Sunnhordlandsforkastningen (figur 3.7 og figur 5.21), og er beskrevet i kapittel 3.4 Lineamentene i de to områdene har hovedsakelig orienteringene: NNW – SSW, NNE – SSE og NØ – SV. De NNE – SSE orienterte lineamentene er mest fremtredene i områdene (figur 5.21).



Figur 5.21. Oversikt over lineamentene i Langevåggruppen. Lineamentene i de to områdene har hovedsakelig orientering NNV – SSØ, ØNØ – VSV og NØ – SV. N = 515.

Lineamentsorienteringene fremstilt i rosedigram (figur 5.22 A) viser det er to markerte orienteringer: NNV – SSØ og ØNØ – VSV. Orienteringen NØ – SV er også tydelig i rosedigrammet, men er lite representert (~4 % i figur 5.22 A). Når lineamentsorienteringene blir plottet mot kumulativ lengde av lineamentene innenfor hvert sirkelsegment vises det i stor grad samme som figur 5.22 A, men det kommer klarere frem at lineamentene med orientering ØNØ – VSV har en større kumulativ lengde. NØ – SV trenden viser også å ha en stor kumulativ lengde.



Figur 5.22. Rosediagram av lineamentsorienteringer i Langevåggruppen. A) Frekvensfordeling av lineamenter. B) Akkumulert lengdediagram. Akseintervallet er 3 %. Orienteringene NNW – SSW, NNE – SSE og NNE – SSE er fremtredene. N = 515.

Datasettet fra Langevåggruppen er delt inn i tre populasjoner basert på resultatene fremstilt i figur 5.22 (tabell 5.8). NNW – SSE populasjonen er sterkest representert med 53 % og NNE – SSE populasjonen er svakest representert med bare 4,7 % (tabell 5.8).

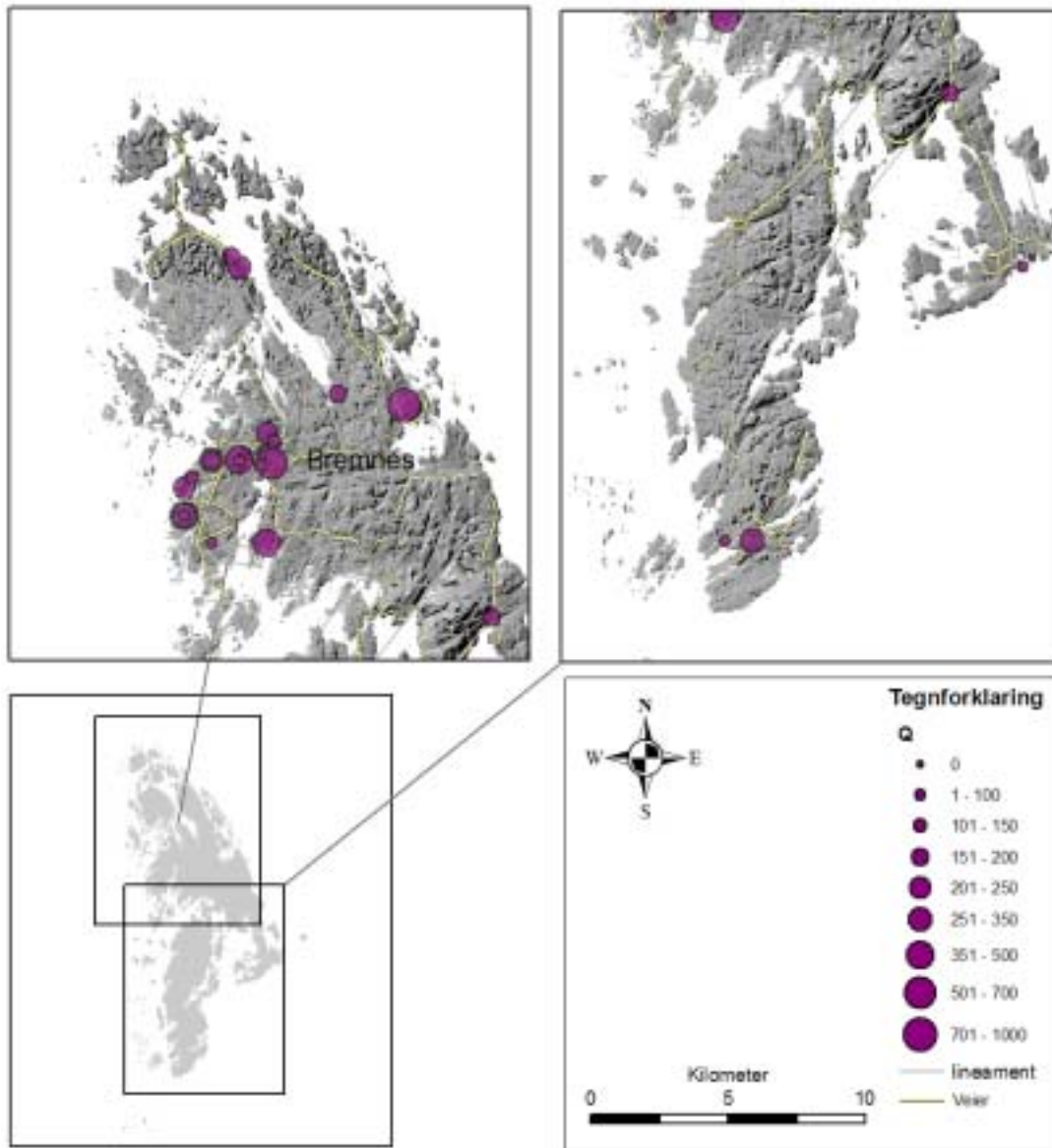
Tabell 5.8. Statistiske lineamentsparametere over Langevåggruppen.

| Populasjoner | Inndeling i grader | Gj.snitt vektorretning | % av den totale datamengden |
|--------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| NNW – SSW | 0° – 29° & 120° - 180° | 168,4° | 42,3 % |
| NNE – SSE | 30° – 39° | 35° | 4,7 % |
| NNW – SSE | 40° – 119° | 72,5° | 53 % |

5.4. Brønncapasitet

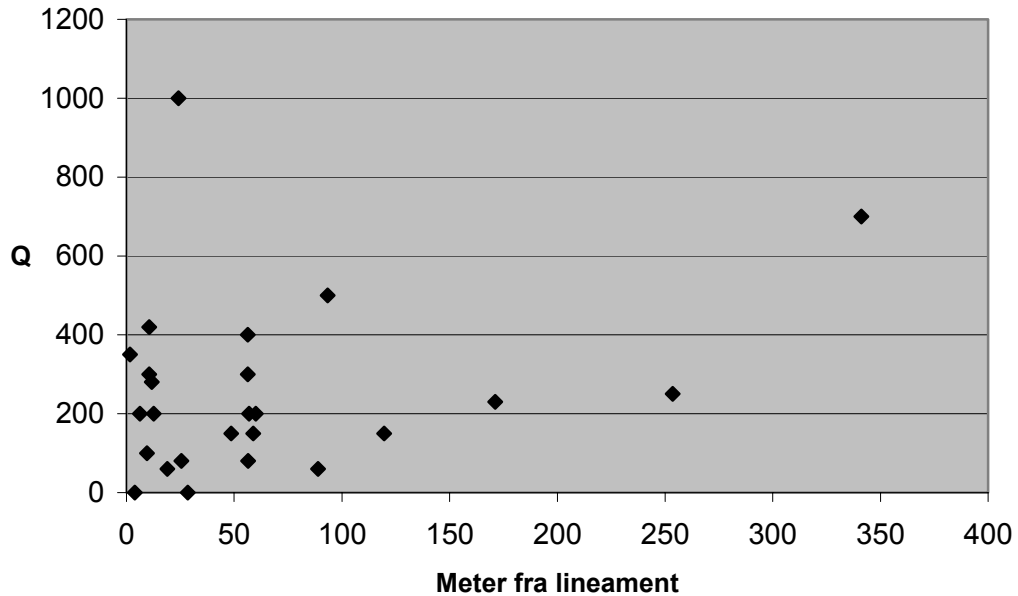
Etter at lineamentstolkningen er på plass er det enkelt å foreta flere analyser på datasettet. Det er innhentet data fra brønndatabasen fra Norges Geologiske Undersøkelse (www.ngu.no, 2003) og disse inneholder informasjon om blant annet brønnyttelse (Q) og posisjon (figur 5.23). De ulike brønnene er importert inn i ArcView

GIS og det er brukt et skript (se metode 2.1) som heter "nearest feature", hentet fra internettadressen www.esri.com, til å finne avstanden fra brønn til nærmeste lineament.



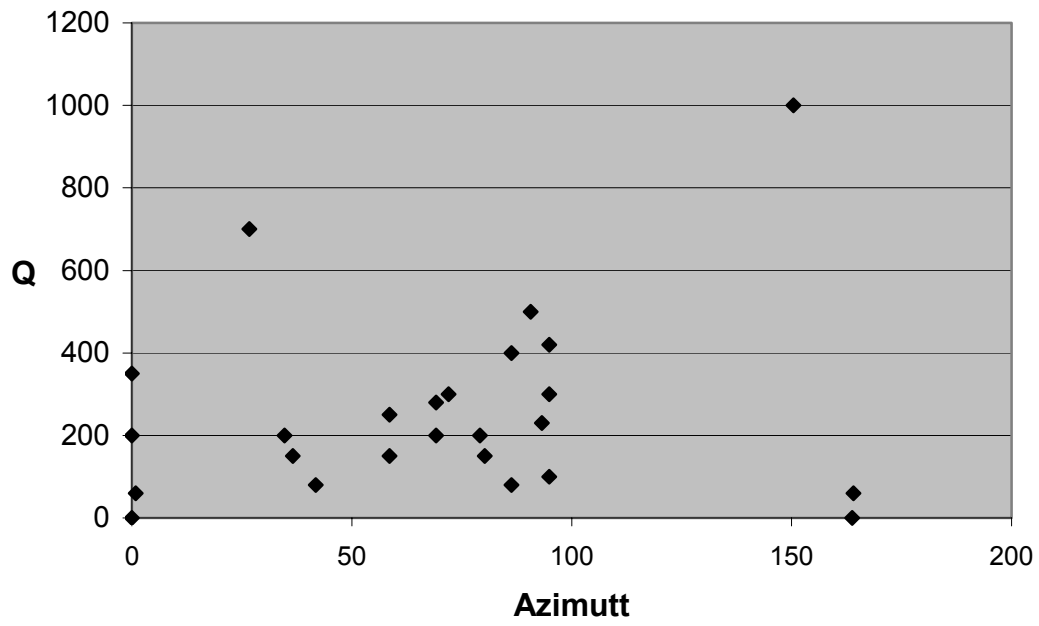
Figur 5.23. Plassering av de ulike brønnene som finnes i brønn databasen til Norges Geologiske Undersøkelse. Symbolstørrelsen angir ytelsen til brønnene. Q er gitt i liter pr. time. N = 25.

Resultatet er vist i figur 5.24 hvor avstanden er plottet mot brønnytelsen (Q). Det kommer frem at det er ingen sammenheng mellom brønnytelse og avstand til lineamentene.



Figur 5.24. Brønnkapasitet mot avstand fra lineament. Q er gitt i liter pr. time. N = 25.

I tabellen til lineamentene i ArcView GIS finnes det også informasjon om orienteringen til lineamentene slik at det er i samme operasjon med skriptet "nearest feature" tatt vare på hvilken orientering det nærmeste lineamentet har. Tanken bak dette er at lineamenter i en viss retning vil ha småskala brudd som er mer åpne i forhold til spenningsfeltet. Resultatet er vist i figur 5.25 hvor azimuttreningen er plottet mot brønnytelsen (Q), og viser at det er ingen klar sammenheng mellom de to parametrene. Det kan antydes en økning fra 40° til 90° men det finnes også lavere verdier her. Figuren viser at det er en forklyning av brønner som er nære lineamenter med orientering fra 60° til 100° og de befinner seg ved tettstedet Bremnes hvor det også er lokalisert flest brønner (figur 5.23).

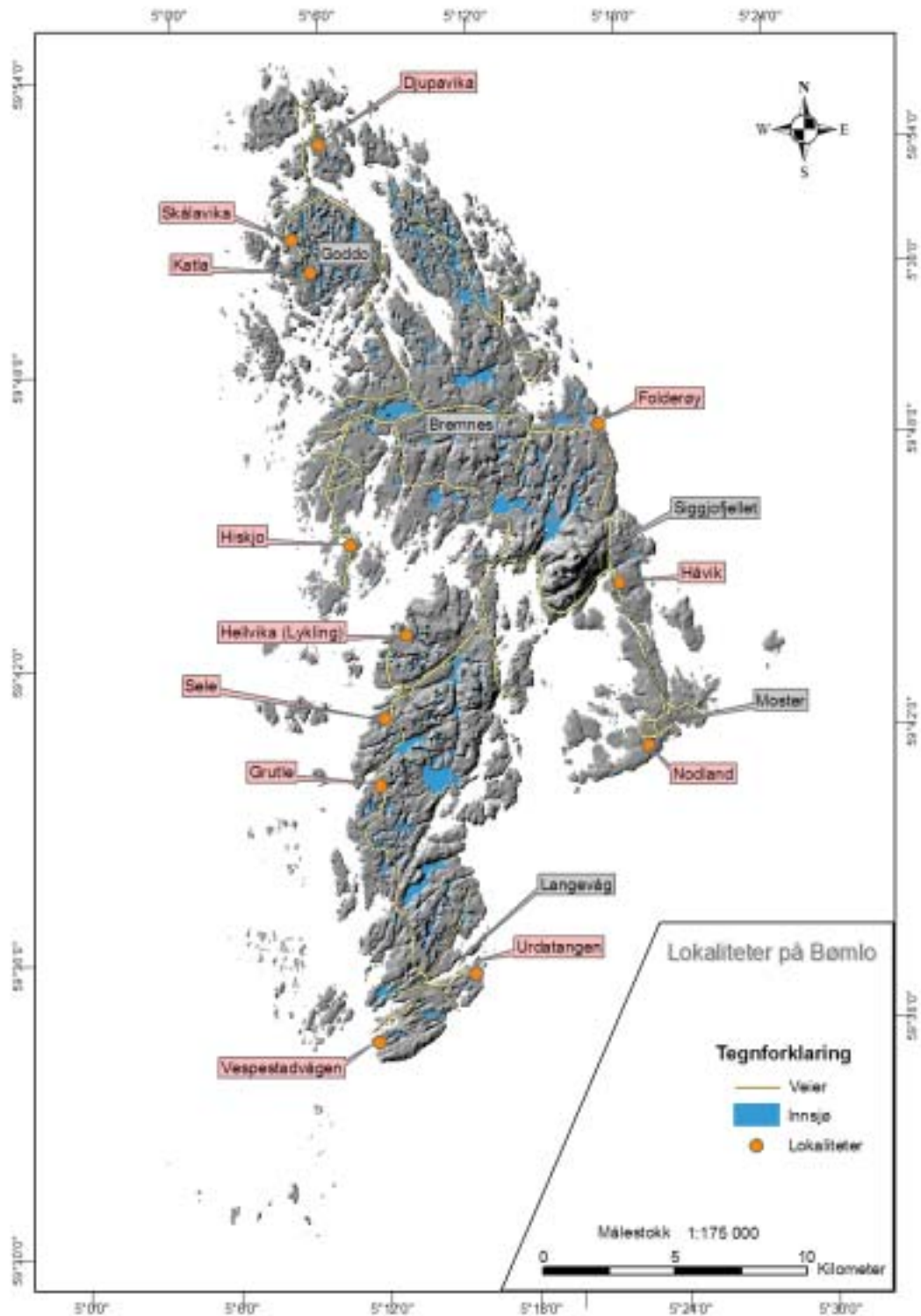


Figur 5.25. Brønnkapasitet (Q) mot lineamentazimutt. Q er gitt i liter pr. time. N = 25.

6. Analyse av felldata

Formålet med datainnsamlingen er å kartlegge hvilke bruddorienteringer som forekommer på Bømlo, undersøke hvilken sammenheng det er mellom lineamentsorienteringer og bruddorienteringer og undersøke bruddarkitekturen ved noen forkastninger. Datainnsamlingen omfatter hovedsakelig orientering av brudd og forkastninger og bruddfrekvens, og innbefatter 1344 brudd. Innsamling av bruddfrekvensprofil er foretatt ved to lokaliteter: Djupavika (kapittel 6.1) og Sele (kapittel 6.4) (figur 6.1). De ulike lokaliteter befinner seg over hele Bømlo, men hovedfokuset er i nordlige deler (figur 6.1). For å få et helhetlig inntrykk av bruddkarakteristika er det også innsamlet data fra spredte områder sentralt og sør på Bømlo (figur 6.1) og er presentert som bakgrunnslokaliteter (kapittel 6.5).

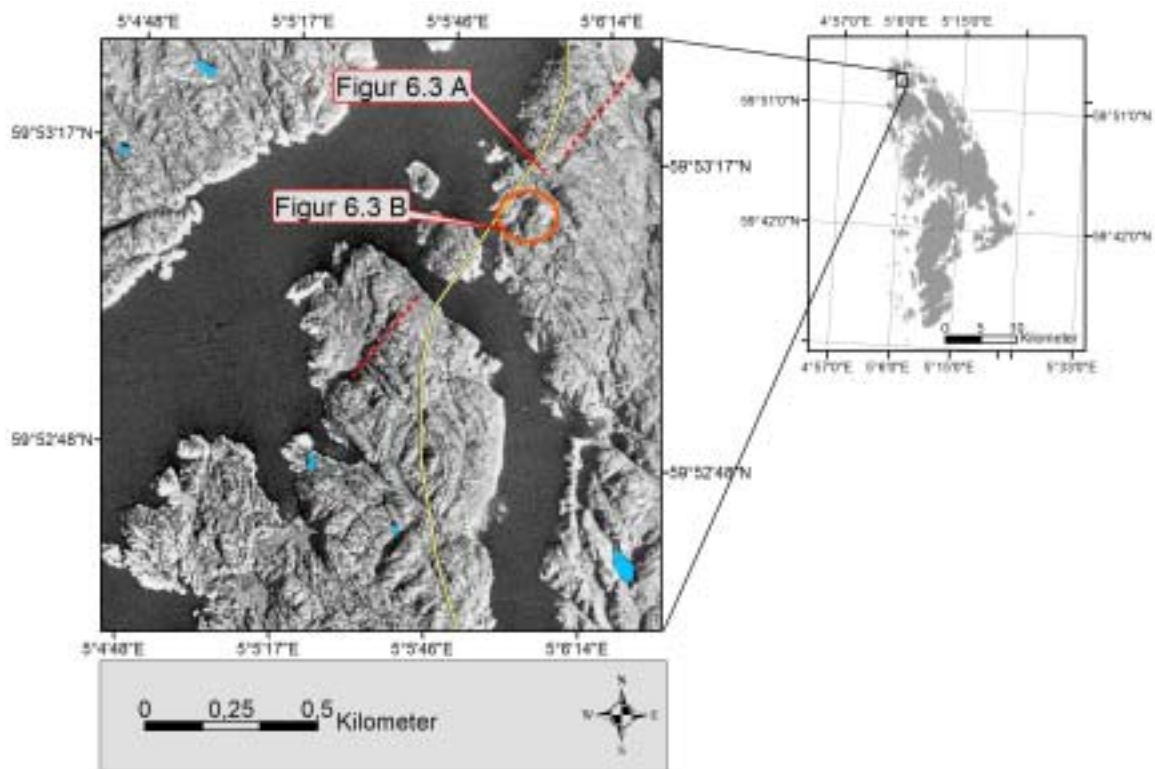
Det er ikke tatt hensyn til bruddmoden (ekstensjon eller skjær) da det har vist seg vanskelig å bestemme i felt på grunn av manglende markørindikatorer. Det er unngått innsamling av foliasjonsdata og brudd som kan sees i sammenheng med foliasjon. Det har senere vist seg uheldig da grunnvannspotensialet i foliasjonsbrudd burde vært vurdert. Felldata fra Askøy, utenfor Bergen, viser at foliasjonsbrudd bidrar inntil 0,1 % av den totale porøsiteten (Lie, 2001).



Figur 6.1. Feltlokalitetene på Bømlo. Hovedlokalitetene er Djupavika, Skålavika, Katla og Sele. Bakgrunnslokalitetene er Hiskjo, Hølvika, Grutle, Vespestadsvågen, Urdatangen, Nodland, Håvik og Forderøy. Navnene som er i de grå tekstboksene er navn på tettsteder og områder som blir referert til i teksten.

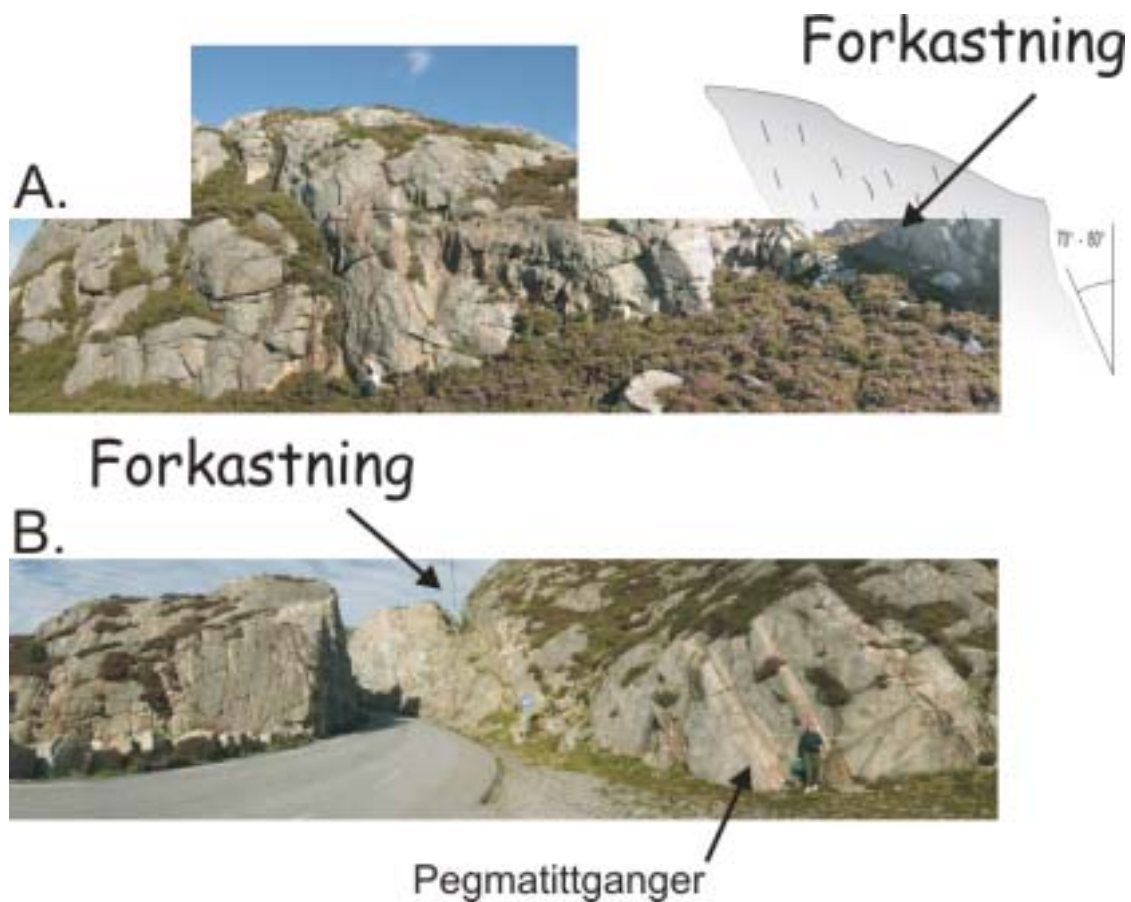
6.1. Djupavika

Lokaliteten befinner seg på nordlige Bømlo (figur 6.1) på en øy som heter Store Lambholmen. Topografien i området varierer mellom 0 og 60 meter over havet. Fra flyfoto er lokaliteten lokalisert i et lineament som har en NØ – SV orientering (figur 6.2) og er bekreftet i felt til å være en forkastning med en breksjert kjerne. Bergarten består av granodioritt og tilhører Rolvsnesgranodioritten (Ragnhildstveit et al., 1998) som er enhet 3 i Sunnhordlandsbatolitten (figur 3.7) (Andersen & Jansen, 1987)



Figur 6.2. Oversikt over lokaliteten Djupavika fra flyfoto. Lineamentet som har en retning NØ – SV er bekreftet å være en forkastning. Utstrekningen til forkastningen er markert med rød strek. Lokaliteten er markert med rød ring, gul linje er dagens veitrase, blå flate er innsjøer.

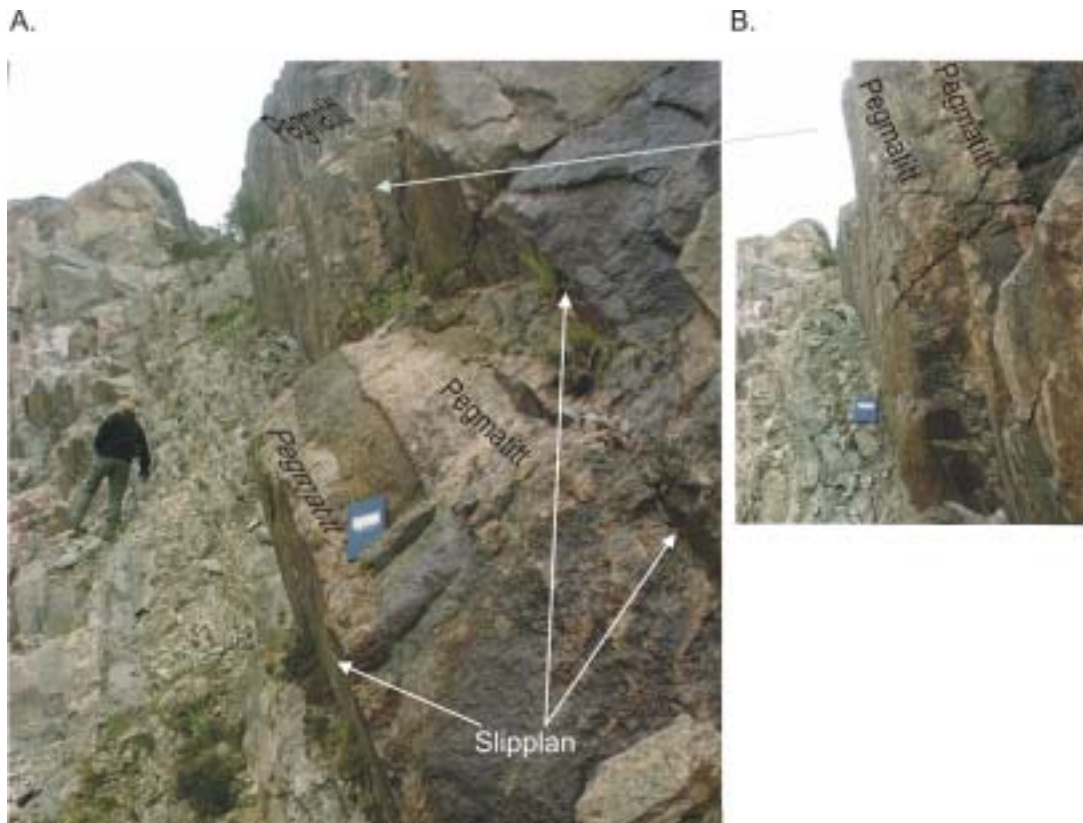
Granodioritten er gjennomført av pegmatittganger (figur 6.3 og figur 6.4) som har en rød til rosa farge og er ut ifra mineralinnholdet beskrevet til å være av granittisk sammensetning. Det finnes også pegmatitter med granittisk sammensetning andre steder på nordlige Bømlo (Andersen & Jansen, 1987). Mange av pegmatittgangene har samme orientering som forkastningen (figur 6.3 og figur 6.4). Granodioritten er ufoliert, noe som betyr at datainnsamlingen bør gi et representativt bilde av bruddpopulasjonene ved lokaliteten.



Figur 6.3. Oversikt over forkastningen ved lokalitet Djupavika. A) Forkastningens nordvestlige side er liggblokken til forkastningen. Bildet er tatt 150 meter lenger nordøst for B) langs strøket av forkastningen. Bildet er fotografert N60°Ø. Person som skala. B) Liggblokken er til venstre for forkastningen, mens hengblokken er til høyre. Forkastningen er markert med pil i bildet og den kommer ut i veien ved blotningen. Pegmatittene sees til høyre i bildet med samme fall som forkastningen. Bildet et fotografert N45°Ø. Person som skala.

Strøket til forkastningen varierer fra N32°Ø til N37°Ø og har et fall mellom 70° og 80°. Fra flyfoto er lengden til forkastningen kartlagt til å være minst 3 km, men er trolig lenger fordi forkastningen er begrenset i begge retninger av havet. Forkastningen har en breksjert kjerne som er cirka 2 – 3 meter tykk. Bevegelsesindikatorer funnet flere steder i kjernen indikerer både fall- og skrå bevegelse (sinistral) (Larsen, 2002).

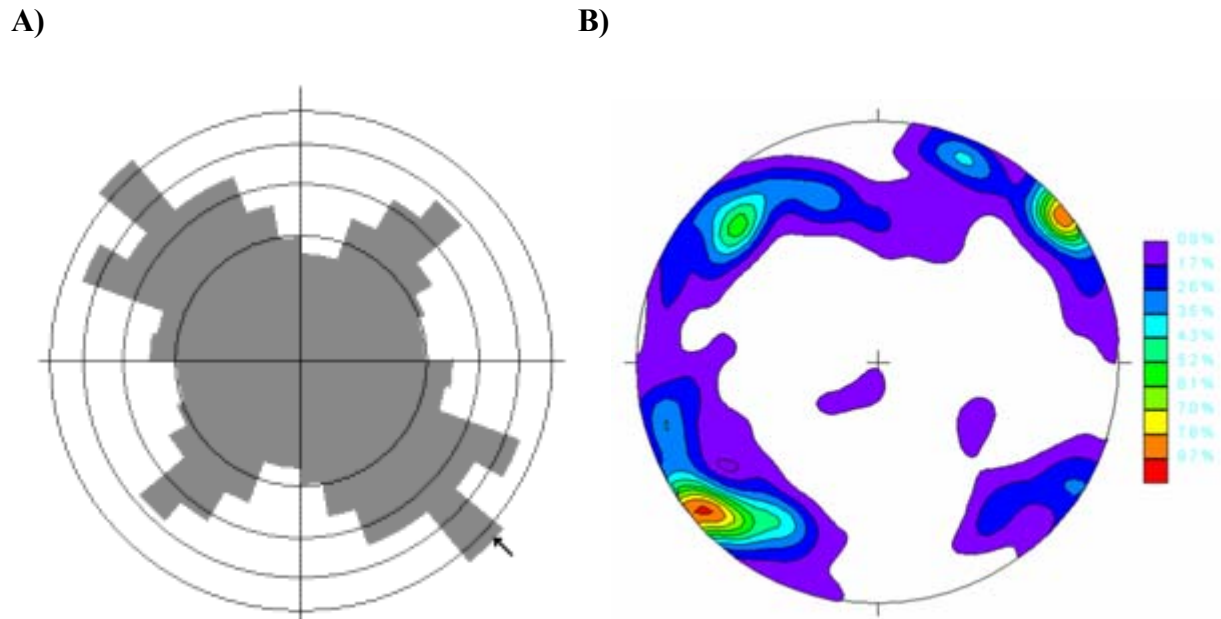
Det kommer tydelig frem at forkastningen er utviklet langs kontakten med pegmatittganger når en studerer forkastningen i detalj (figur 6.4 A og B). Det forekommer flere slipplan langs kontakten med pegmatittgangene og forkastningsflaten hopper til en annen pegmatittkontakt i profilet (figur 6.4 A). Det observeres også rester av pegmatitt på forkastningsflaten i profilet (figur 6.4 B).



Figur 6.4. Slipplan langs pegmatittgangene. Flere pegmatittganger forekommer i forkastningskjernen og slipplanet er trolig utviklet i kontakten mellom vertsbergarten (Granodioritt) og pegmatittgangene. Pegmatittgangene har samme orientering som forkastningen og de er en vanlig heterogenitet ved lokaliteten. A) Slipplanene til forkastningen følger pegmatittgangene. I kjernen ser en at slipplanet til forkastningen hopper fra kontakten med en pegmatittgang til en annen. Person og feltboka som skala. Bildet er fotografert N40°Ø. B) Nærbilde av pegmatittgangene i A). Det er funnet rester av pegmatitt på forkastningsflaten, noe som indikerer at flaten har vært i kontakt med en gang før bevegelsen forekom. Feltboka som skala. Bildet er fotografert N40°Ø.

6.1.1. Bruddorientering og -profil

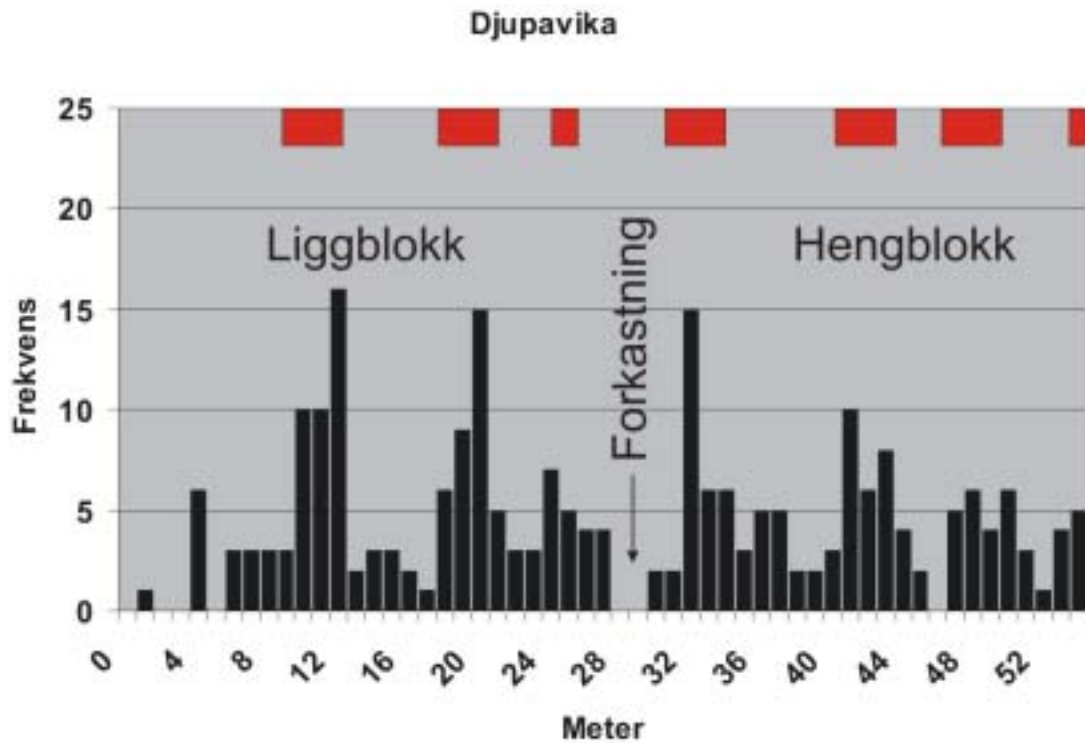
Ved lokaliteten Djupavika forekommer det hovedsakelig to bruddorienteringer: NV – SØ og NØ – SV (figur 6.5 A), hvor den førstnevnte retningen dominerer. Lineamentene i området (figur 4.2) har samme orientering som bruddene (figur 4.5) og det er flest lineamenter med NV - SØ orientering. Fallfordelingen av polene til bruddene viser at en stor andel av bruddene har tilnærmet vertikalt fall (figur 6.5 B).



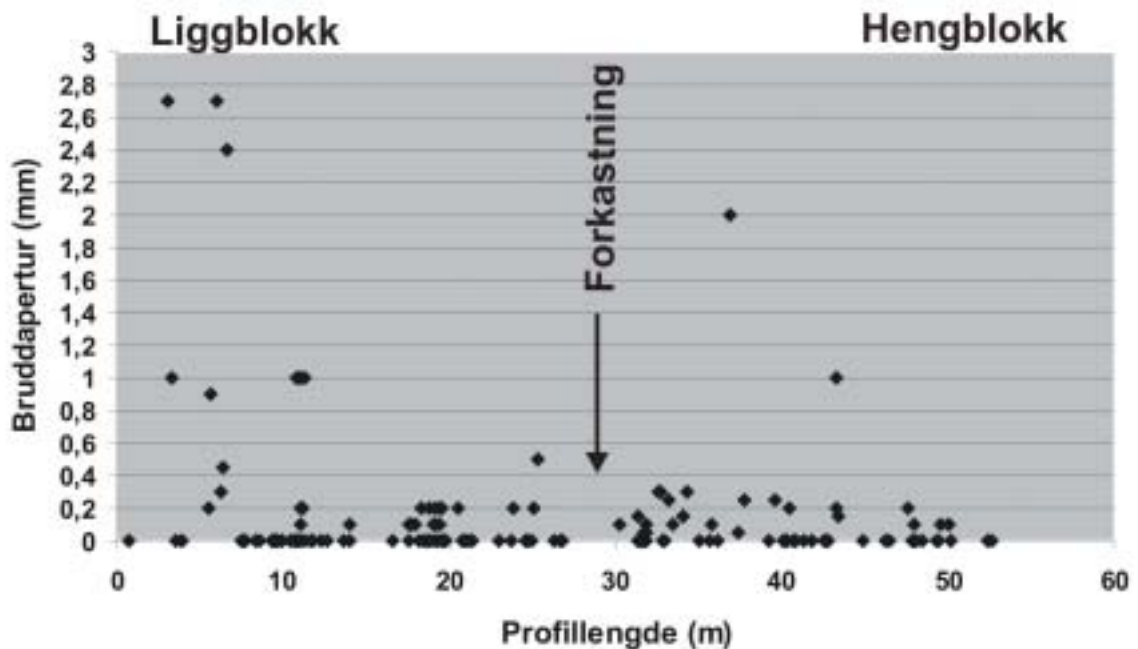
Figur 6.5. Bruddorientering og fallfordeling. A) Frekvensfordeling av brudd. Hvert akseintervall tilsvarer 3 % av dataene. B) Konturplott av polene som viser at de fleste bruddene er subvertikale. Hvert konturintervall tilsvarer 0,43 %. N = 274.

Et bruddprofil er lagt normalt over forkastningen og profilet har orientering N78°Ø. Innsamlingen i liggblokken er foretatt 150 meter lenger nordøst langs forkastningsstrøket (figur 6.3 A), siden mye av liggblokken er sprengt bort der forkastningen skjærer blotningen ved veien (figur 6.3 B). Resultatet viser at bruddfrekvensen øker i intervaller med ulik avstand både i liggblokk og hengblokk (figur 6.6). Disse intervallene med økt bruddfrekvens er utelukkende relatert til opptreden av pegmatittganger (figur 6.3, figur 6.4 og figur 6.6). Det forekommer ingen intensitetsøkning av brudd inn mot forkastningskjernen generelt, men det synes en økning av bruddfrekvens i pegmatittgangene i hengblokken inn mot forkastningskjernen (figur 6.6).

Over bruddprofilet i figur 6.6 er det samtidig registrert bruddaperturer og er presentert i figur 6.7. Den største aperturen som ble funnet var 10 mm, men de få høye verdiene er sensurert for at variasjonene i den representative datapopulasjonen skal komme bedre frem. Som det kommer frem i figur 6.7 har de fleste registrerte bruddene ingen apertur (65 stk.). Hvis en studerer aperturere under 0,6 mm, kommer det frem en antydning til økning mot kjernen. Dette sees best i hengblokken (figur 6.7). Hvis en studerer hvor pegmatittgangene er markert i figur 6.6 og sammenligner det med figur 6.7, ser det ut til at forhøyningene i aperturere også forekommer i pegmatittgangene.



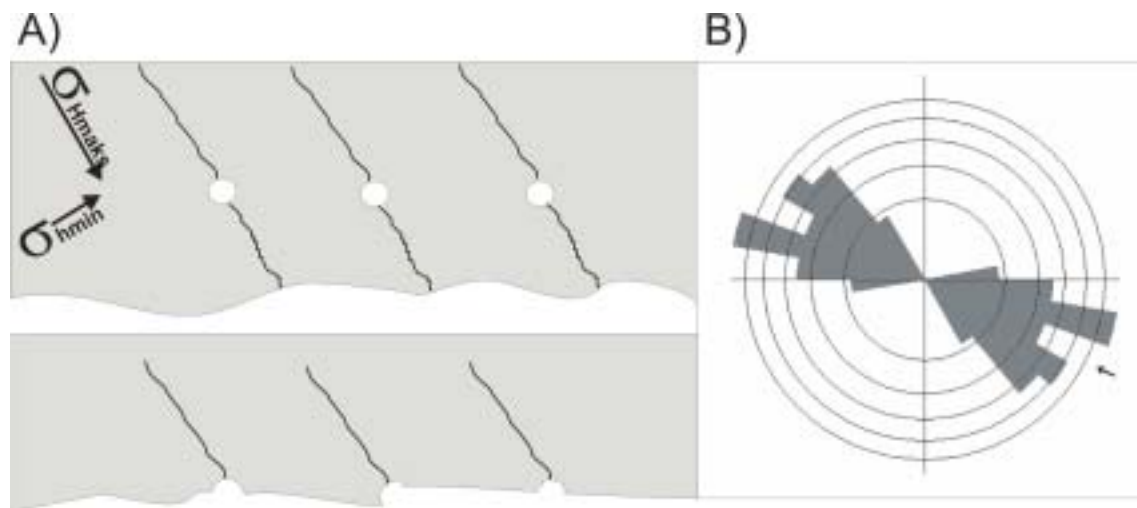
Figur 6.6. Bruddprofil over forkastningen ved Djupavika. Opptreden av pegmatittganger er markert inn med rødt. Innsamlingen i ligg- og hengblokk er foretatt ved to forskjellige lokaliteter som er ~150 meter fra hverandre, men i figuren er disse to profilene slått sammen. Bruddfrekvensen øker der det forekommer pegmatittganger, og økningen i gangene er litt høyere i liggblokken kontra hengblokken. Orientering av profilene er N78°Ø.



Figur 6.7. Bruddaperturer langs bruddprofilen i figur 6.6. Det kan antydes en liten økning av aperturer inn mot kjernen til forkastningen. N = 97.

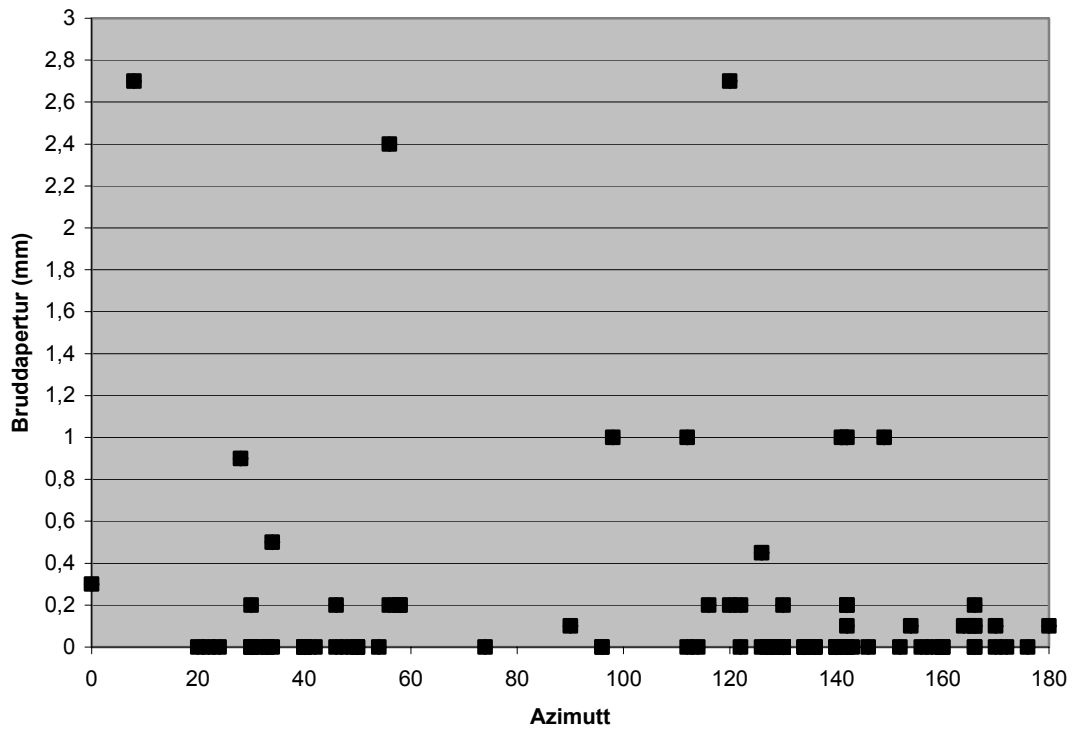
6.1.2. Aksialbrudd

Ved veien som går rundt lokaliteten er det samlet inn data av aksialbrudd i vertikale borehull. Aksialbrudd er ekstensjonsbrudd, forstått utviklet som spenningsavlastning og dannet samtidig under sprengningen av veien (Bell & Eisbacher, 1996). Bruddene vil da propagere parallelt med σ_H (største horisontale spenning) som ligger i planet definert av σ_1 og σ_2 , og vil dermed være normalt på σ_h (minste horisontale spenning, σ_3) (figur 6.8 A) (Roberts, 2000). Disse bruddene kan derfor gi en indikasjon på retningen av hovedkompresjonsretningen som eksisterer i området. Den gjennomsnittlige vektorretningen til største horisontale spenning ble beregnet til 117° etter metoden forklart i kapittel 2.3 (figur 6.8 B).



Figur 6.8. A) Dannelsen av aksialbrudd i vertikale borehull. Figuren viser blotning i fugleperspektiv, og situasjonen med borehullene før sprengningen er fremstilt øverst, mens situasjonen etter sprengningen når bergmassen er fjernet vises nederst. Modifisert fra Roberts (2000). B) Orientering av gjennomsnittlig vektorretning til største spenningsakse er beregnet til 117° . Hvert akseintervall utgjør 5 %. N = 24.

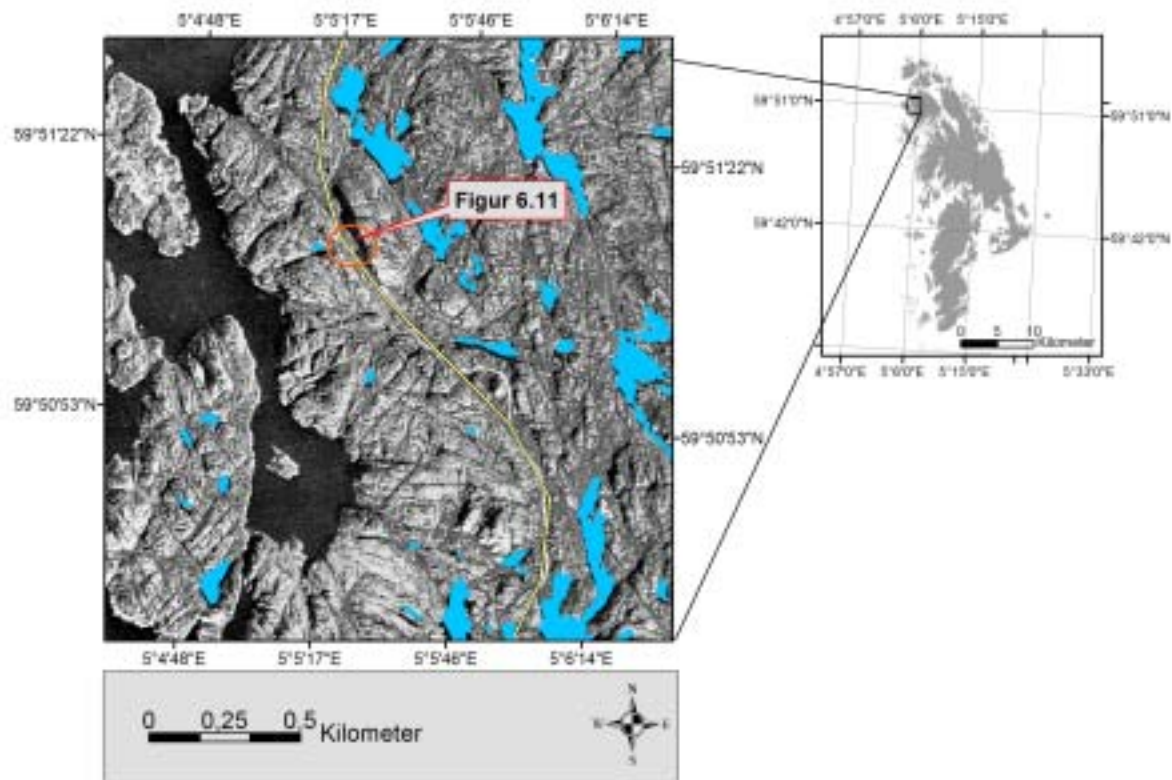
Brudd som er orientert parallelt med største spenningsakse kan ha en tendens til å åpne seg og ha større apertur enn brudd som står med en vinkel som er større ($\pm 30^\circ$) (Larsson, 1972; Rohr-Torp, 1987; Banks et al., 1996). For å undersøke dette er bruddaperturene som er presentert i figur 6.7, plottet mot tilhørende bruddazimutt (figur 6.9). Det kommer fram to klynger med høyere bruddaperturer: fra $0^\circ - 60^\circ$ og $100^\circ - 150^\circ$.



Figur 6.9. Bruddapetur mot bruddazimutt. N = 97.

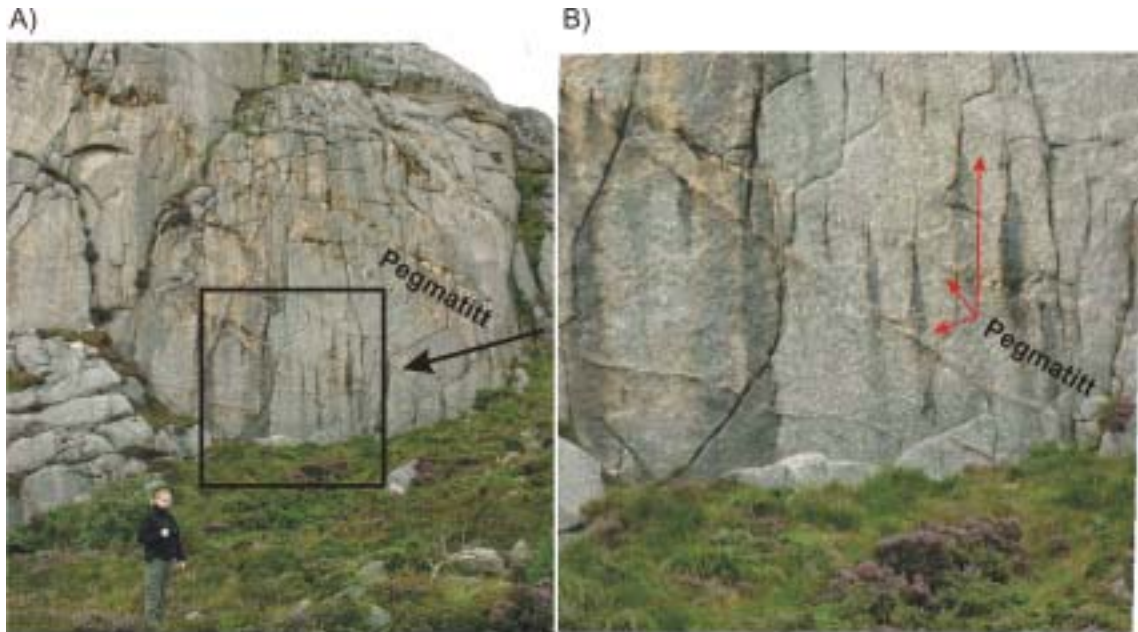
6.2. Skålavika

Lokaliteten ligger på nordlige Bømlo, på en øy som heter Goddo (figur 6.1 og figur 6.10). Topografien i området varierer mellom 0 og 80 meter over havet. Lokaliteten består av en bratt fjellvegg som er definert av et NV – SØ gående lineament (figur 6.10), og som inneholder pegmatittganger med tydelig bruddutvikling (figur 6.11). Bergarten består av ufoliert granodioritt og tilhører Rolvsnesgranodioritten (Ragnhildstveit et al., 1998) i Sunnhordlandsbatolitten (figur 3.7) (Andersen & Jansen, 1987).



Figur 6.10. Oversiktobilde av lokaliteten Skålavika. Den røde sirkelen viser hvor datainnsamlingen er tatt, gul linje er dagens veitrase og de blå flatene er innsjøer. På flyfotoet er lineamentsorienteringene NØ – SV, VNV – ØSØ og NV – SØ fremtredende.

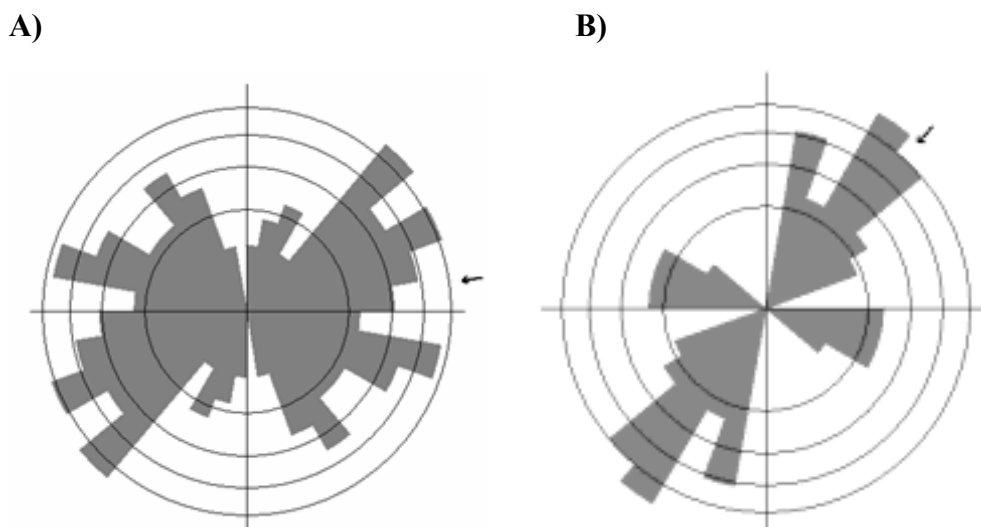
Pegmatittgangene på fjellveggen har orientering cirka NNV – SSØ og 30° fall (figur 6.12). I gangene opptrer brudd som har høyere frekvens enn brudd i vertsbergarten.



Figur 6.11. Pegmatittganger ved Skålavika. A) Bildet viser den bratte veggen ved lokaliteten. B) Et større utsnitt av A og viser at bruddene i pegmatittgangene er vanngivende. Pegmatittgangene skrår oppover mot venstre. Bildene er fotografert mot N45°Ø. Person som målestokk.

6.2.1. Bruddorientering

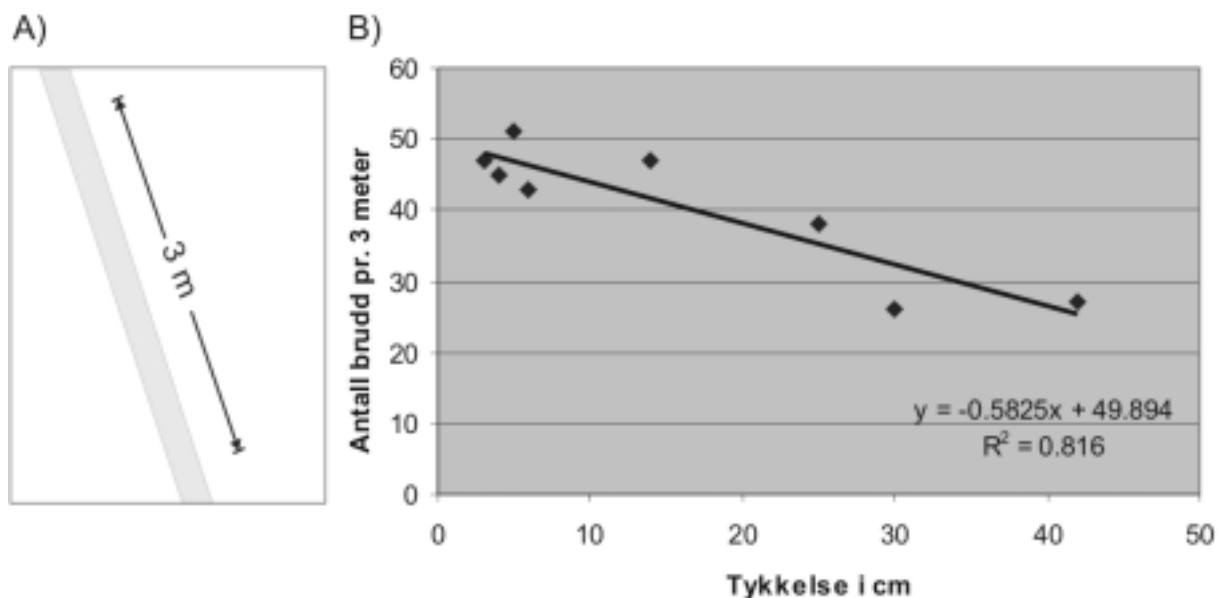
Lokaliteten viser en representasjon av brudd med orientering NØ – SV til SØ – NV, med en noe sterkere trend i retning NØ – SV (figur 6.12 A). I pegmatittgangene er det to markerte trender: en sterk med NØ – SV og en svakere VNV – ØSØ (figur 6.12 B).



Figur 6.12. Bruddorientering ved lokaliteten Skålavika på øya Goddo, nordlige Bømlo. A) Bruddorienteringer generelt ved lokaliteten. Sirkelintervallet er 2 %. N = 81. B) Bruddorientering i Pegmatittgangene. Sirkelintervallet er 5 %. N = 45.

Bruddene i pegmatittgangene (figur 6.12 B) har samme orientering som bruddene i vertsbergarten (figur 6.12 A), men bruddene i pegmatittgangene viser mindre variasjon i orientering. Det er også mulig å observere at trenden NØ – SV i pegmatittgangene (figur 6.12 B) er mer NNW – SSV rettet enn NØ – SV trenden til de generelle bruddene (figur 6.12 A).

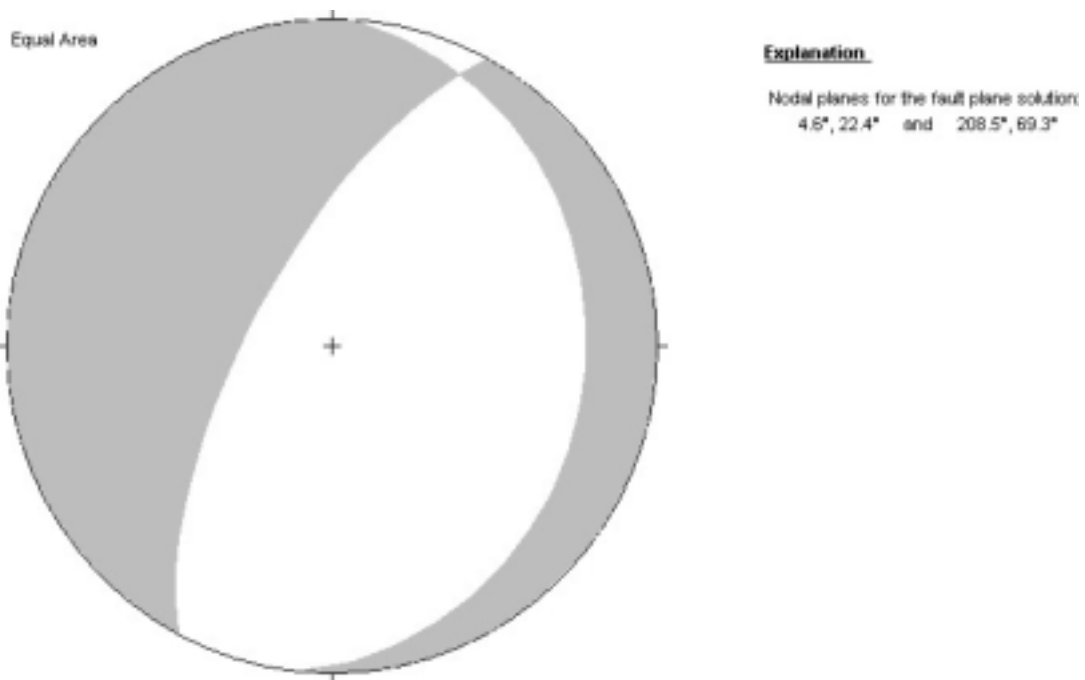
Det er registrert bruddfrekvens mot tykkelse av pegmatittgangene over en lengde på 3 meter (figur 6.13 A). Registreringen over denne korte avstanden er benyttet da lengden til pegmatittgangene fort blir lite tilgjengelig i høyden (figur 6.11). Som figur 6.13 B viser, er det en lineær korrelasjon mellom variablene bruddfrekvens og tykkelse på pegmatittgangene. Det vil si at tykke pegmatittganger har en lavere bruddfrekvens enn tynne. Sammenhengen mellom x og y er gitt ved $\sim y = -0,58x + 50$ og gir en korrelasjonskoeffisient (R^2) på $\sim 0,82$ (se kapittel 2.3).



Figur 6.13. Bruddfrekvens mot tykkelse av pegmatittganger. A) Registreringsmetoden som er utført ved Skålavika der antall brudd er registrert i et intervall på 3 meter. Det grå området representerer pegmatitt. B) Resultatet av registreringene. Resultatet viser en mulig lineær sammenheng mellom bruddfrekvens og tykkelse av pegmatittganger og oppnår en høy korrelasjonskoeffisient på hele $R^2 = 0,816$. $N = 8$.

6.2.2. Forkastningsplan løsning (Fault plane solution)

På øya Goddo (figur 6.1) er det samlet inn kinematiske data fra forkastningsplan. Orientering av planet sammen med bevegelsesindikatorer (lineasjon) gir en indikasjon på relativ forkastningsbevegelse. Programmet "FaultKinWin" er brukt for å analysere disse dataene med hensyn på kinematikk og til å finne spenningsfeltet som har forårsaket bevegelsene. Metoden som er brukt i programmet er beskrevet av Marret & Allmendinger (1990).

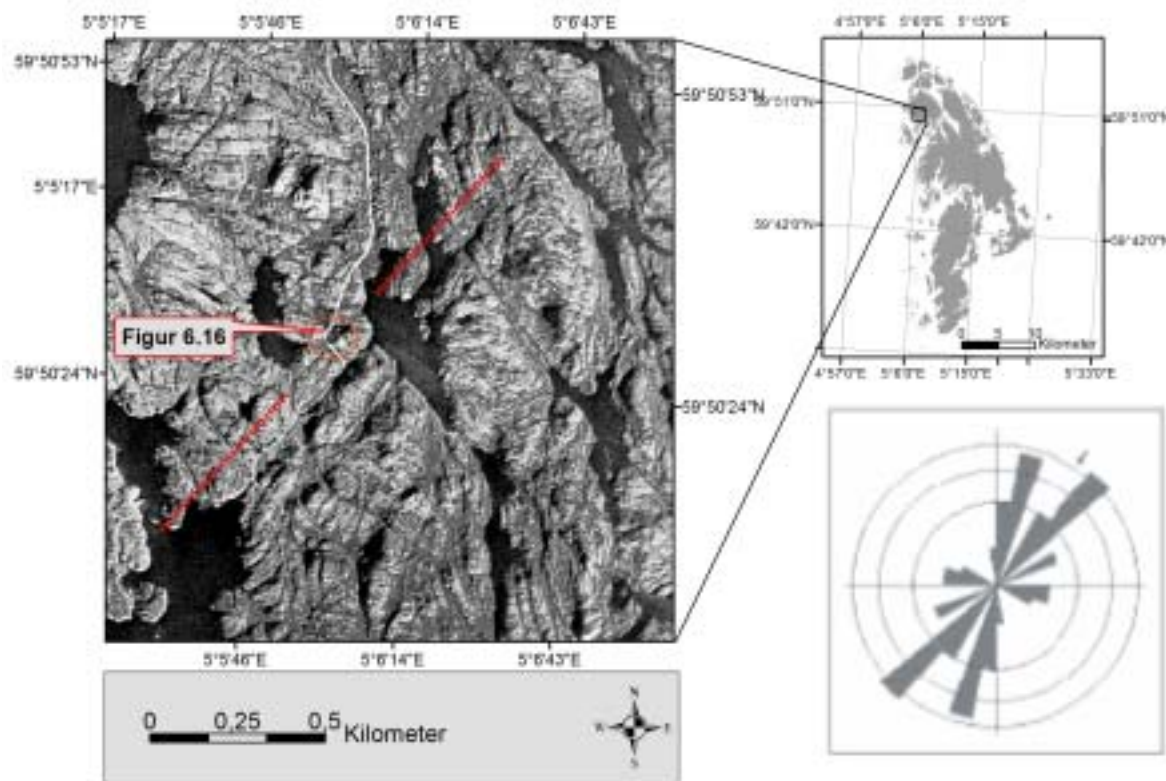


Figur 6.14. Forkastningsplan løsning av kinematiske data på Goddo. Analysen viser et spenningsforhold med en ca. vertikal forkortning og horisontal ekstensjon, orientert NV - SØ. $N = 20$.

Det er ofte slik at den siste forkastningsbevegelsen dannet under et spenningsforhold visker ut spor etter tidligere forkastningsbevegelser dannet under andre spenningsforhold. En analyse av målingene som innhentes kan derfor vise et kunstig og gjennomsnittlig spenningsystem, som egentlig kan ha hatt en komplisert historie (Valle et al., 2002). Ved å anta at forkastningene har virket samtidig i et og samme spenningsforhold viser figur 6.14 et deformasjonsbilde med ca. vertikal forkortning og horisontal ekstensjon.

6.3. Katla

Lokaliteten Katla befinner seg på øya Goddo ved nordlige Bømlo (figur 6.1 og figur 6.15). Bergarten ved lokaliteten er granodioritt som tilhører Rolvsnesgranodioritten i Sunnhordlandsbatolitten (Andersen & Jansen, 1987; Ragnhildstveit et al., 1998). Lokaliteten krysses av et lineament som er identifisert på flyfoto (figur 6.15) som har NØ – SV orientering. Lengden er kartlagt fra flyfoto til å være minst 4,7 km, men kartleggingen er begrenset i sørvest på grunn av havet. Lineamentet er nærmere studert ved lokaliteten og er bekreftet å være en forkastning. Forkastningen har en godt utviklet breksje i forkastningskjernen på cirka 1,5 meter (figur 6.16). I tillegg forekommer det rester av pegmatitter flere steder i forkastningskjernen.

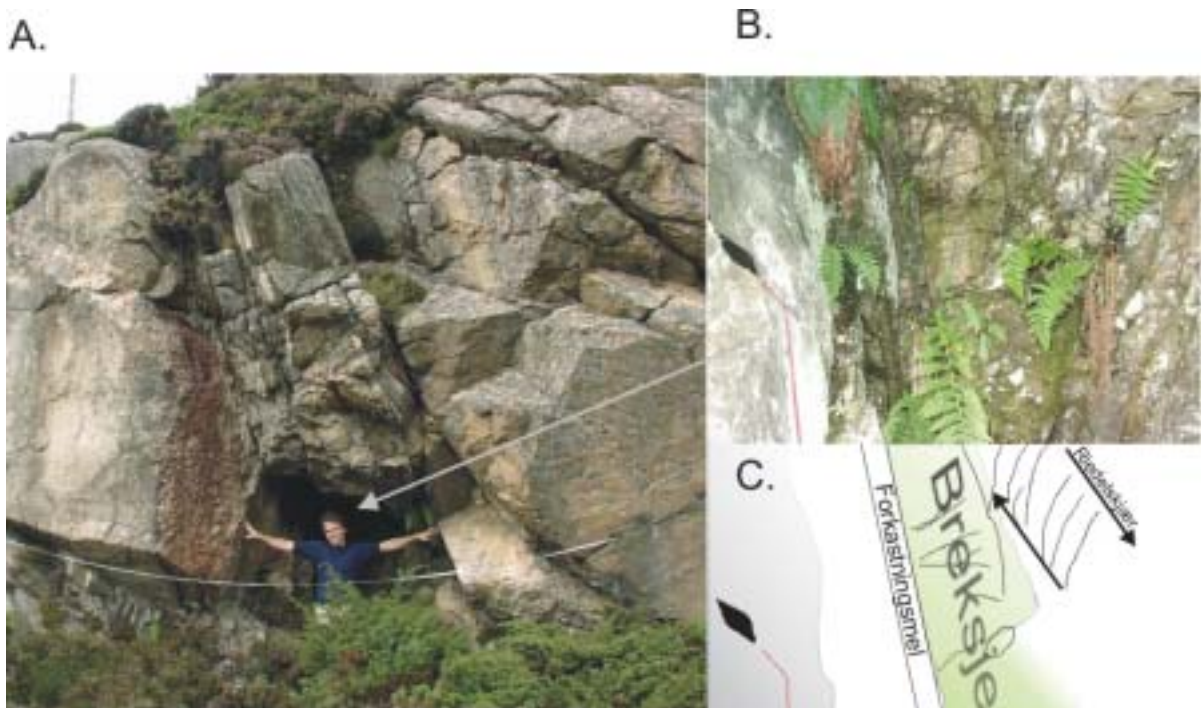


Figur 6.15. Oversiktobilde av lokaliteten Katla fra flyfoto. Den røde sirkelen viser hvor datainnsamlingen er hentet. Utstrekningen til forkastningen er tegnet inn med en rød strek på hver side av lokaliteten. Flyfotoet viser tydelig lineamentsorienteringene som forekommer i området: NØ – SV, VNV – ØSØ og NV – SØ. Rosediagrammet viser at det forekommer 2 – 3 bruddretninger ved lokaliteten: N – S til NNØ – SSV, NØ – SV, samt VNV – ØSØ. N = 48.

Ved lokaliteten Katla er det mulig å studere forkastningskjernen innenfra, siden deler av kjernen har falt ut (figur 6.16 A). Brudd i forkastningskjernen er tydelig vannførende, med fuktighet og vannkrevende planter (bregner) i bruddene (figur 6.16 B). Det

forekommer også indikatorer på bevegelse ved de ulike bruddflatene i kjernen, som viser en entydig fallbevegelse. Det observeres også flere brudd som ikke er parallelle med forkastningen. Hvis disse bruddene er Riedelskjær, indikerer det at forkastningen er en normalforkastning. Tolkningen av Riedelskjærbruddene er skissert i figur 6.16 C.

I kjernen forekommer det brudd med orientering: N – S til NNØ – SSV, samt NØ – SV (figur 6.16). Det observeres ikke brudd som er parallelle med forkastningen nær kjernen eller noen meter utenfor hvor bruddene har en mer VNV – ØSØ orientering. Dette synes å passe godt med lineamentsorienteringene i området (figur 6.15). Knusningssonen til forkastningen er ikke påvist i felt på grunn av overdekkende vegetasjon, men den antas å være smal (figur 6.16 A).

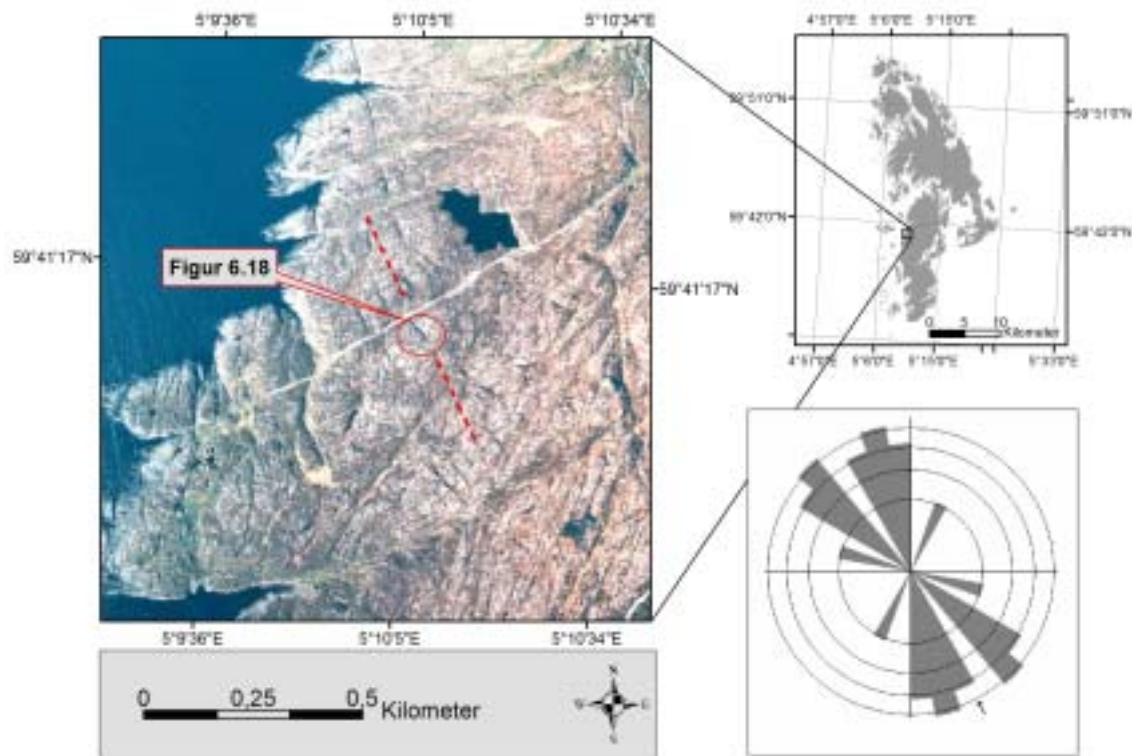


Figur 6.16. Oversikt over lokaliteten ved Katla. A) Viser forkastningskjernen og tykkelsen. Bildet er fotografert mot N34°Ø. B) Nærbilde av kjernen inne i hulen. Bregner trenger lite lys og mye vann for å trives og er derfor en indikasjon på en vannledende kjerne. Det observeres både forkastningsmel og breksje i kjernen. Kompasset til venstre i bildet er målestokk og ligger på liggblokken. C) Skjematisk skisse av B. Bruddene oppe til høyre i B kan være Riedelskjær.

6.4. Sele

Lokaliteten Sele befinner seg på sørvestre Bømlø og ligger litt sør for tettstedet Sele (figur 6.1 og figur 6.17). Topografien i området varierer mellom 0 og 80 meter over

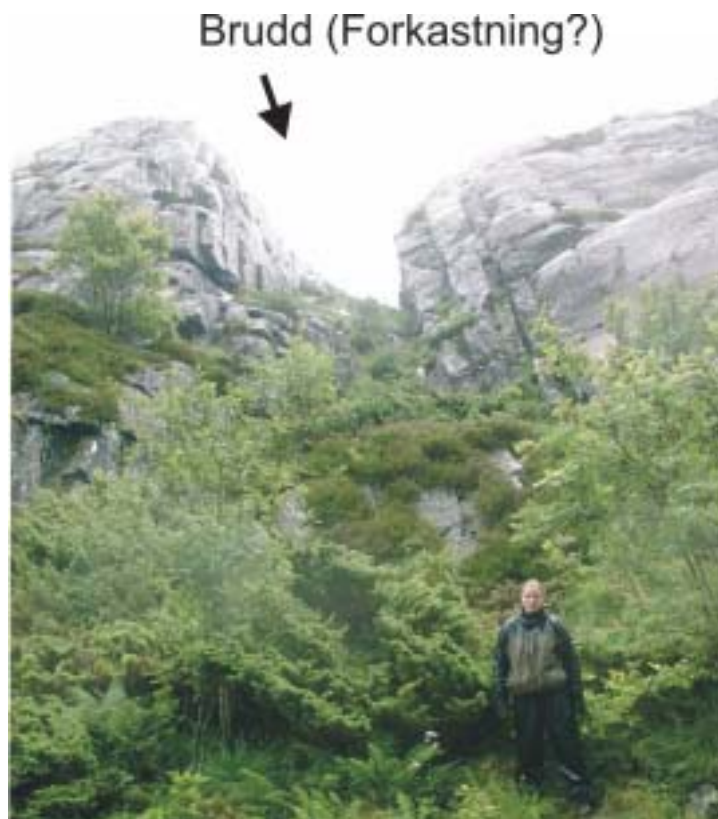
havet. Lokaliteten er valgt med tanke på om forkastninger uten lokale innslag av heterogeniteter (som pegmatittganger) vil ha en annen bruddistribusjon enn forkastninger med heterogeniteter (Djupavika, kapittel 6.1). Lokaliteten består bergarten foliert metabasalt (Ragnhildstveit et al., 1998) tilhørende Siggjogruppen (figur 3.7) (Nordås et al., 1984; Brekke et al., 1984; Nordås, 1985).



Figur 6.17. Oversikt over lokaliteten Sele. Den røde sirkelen viser lokaliteten med det NV – SØ orienterte lineamentet. Lineamentet strekker seg lenger sørøst. Bruddfrekvensen er tatt normalt over lineamentet og er vist med rød strek på flyfotoet. Profillinjen på figuren er lenger i utstrekning enn det som ble foretatt i felt. Rosediagrammet nede til høyre viser bruddorienteringene ved lokaliteten som hovedsakelig er: N – S til NNW – SSØ og NNE – SSE. Akseintervallet er 5 %. N = 19.

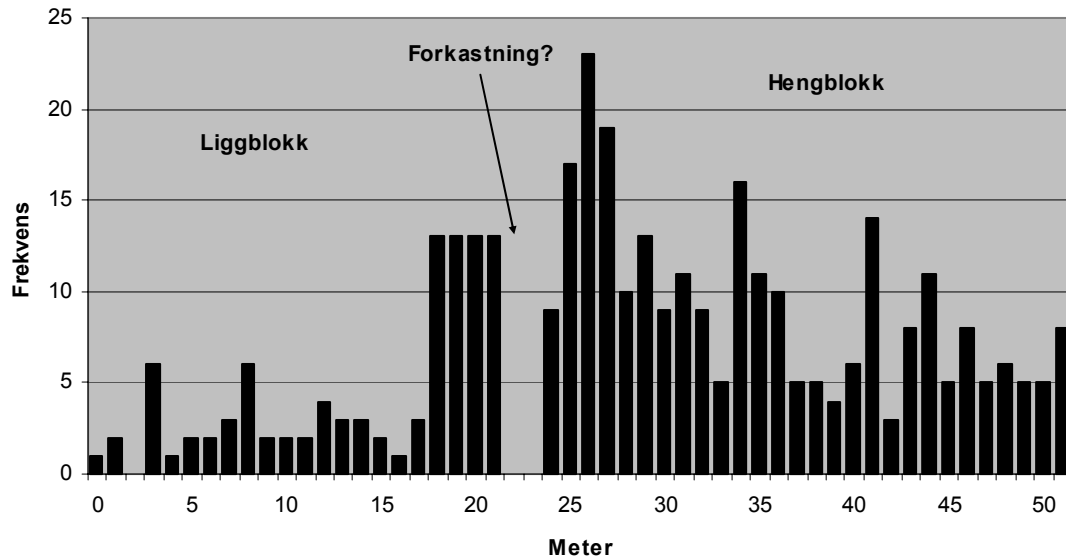
Fra flyfoto (figur 6.17) synes det å være flere lineamenter med orientering NV – SØ i området. Lokaliteten befinner seg i ett av disse lineamentene (figur 6.17). Det finnes også lineamenter med NØ – SV orientering litt nord og sør for lokaliteten. Ved lokaliteten Sele er foliasjonen tydelig i berggrunnen med orientering ØNØ – VSV.

Lineamentet ved lokalitet Sele utgjør et tydelig søkk i topografien, og lineamentet har strøk (bruddet) $\sim 130^\circ$ og fall $\sim 65^\circ$ (figur 6.18). Det er vanskelig å bestemme om lineamentet er en forkastning siden det ikke er observert kinematiske indikatorer på bruddplanene, og det er dermed usikkert hvilke bruddtype lokaliteten representerer



Figur 6.18. Lineamentet ved lokaliteten Sele. Lineamentet utgjør et tydelig søkk i topografien ved lokaliteten. Det er ikke observert kinematiske indikatorer på bruddflatene og det kan dermed ikke bestemmes hvilke bruddtype lokaliteten representerer. Bildet er fotografert mot N~130°Ø i strøkretning. Person som skala.

Ved lokaliteten forekommer det to til tre bruddpopulasjoner med orientering: NNV – SSØ, NV – SØ og NØ – SV (figur 6.17). Bruddfrekvens ble registrert i en profillengde på totalt 53 meter og profilet var normalt på lineamentet (figur 6.18). Resultatet av bruddfrekvensen er basert på totalt 357 registrerte brudd (figur 6.19). Profilet begynner i liggblokken hvor det forekommer en lav bruddfrekvens (figur 6.19), og 4 meter før lineamentet øker bruddfrekvensen. I kjernen er det ikke registrert noe brudd da sonen var dekket med vegetasjon. Hengblokken har en klar intensitetsøkning mot lineamentet, hvor frekvensen går opp til 23 brudd pr. meter (figur 6.19). Det er også totalt høyere bruddfrekvens i hengblokken enn liggblokken.



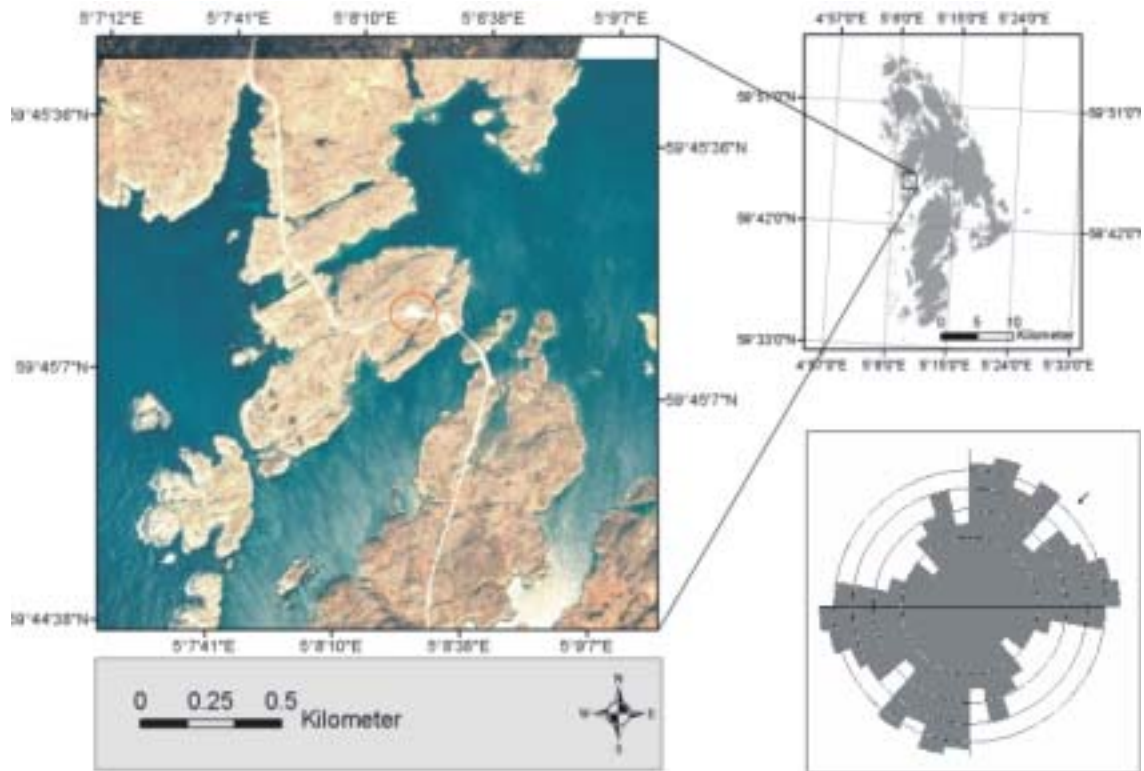
Figur 6.19. Bruddfrekvens over lineamentet. Bruddfrekvensen øker inn mot lineamentet og frekvensen er generelt høyere i hengblokken enn i liggblokken. Det antas at lineamentet er en (normal)forkastning. Orienteringen på profilet er mot N68°Ø. N = 357.

6.5. Bakgrunnslokalteter

Lokalitetene Hiskjo, Hellvika, Grutle Vespestadsvågen, Urdatangen, Notland, Håvik og Folderøy (figur 6.1) er bakgrunnslokalteter i feltområdet. Datagrunnlaget til lokalitetene omhandler strøk og fall av brudd, og er presentert i rosedigram. Bruddorienteringene er også prøvd satt i relasjon til lineamentsanalysen i kapittel 5.

6.5.1. Hiskjo

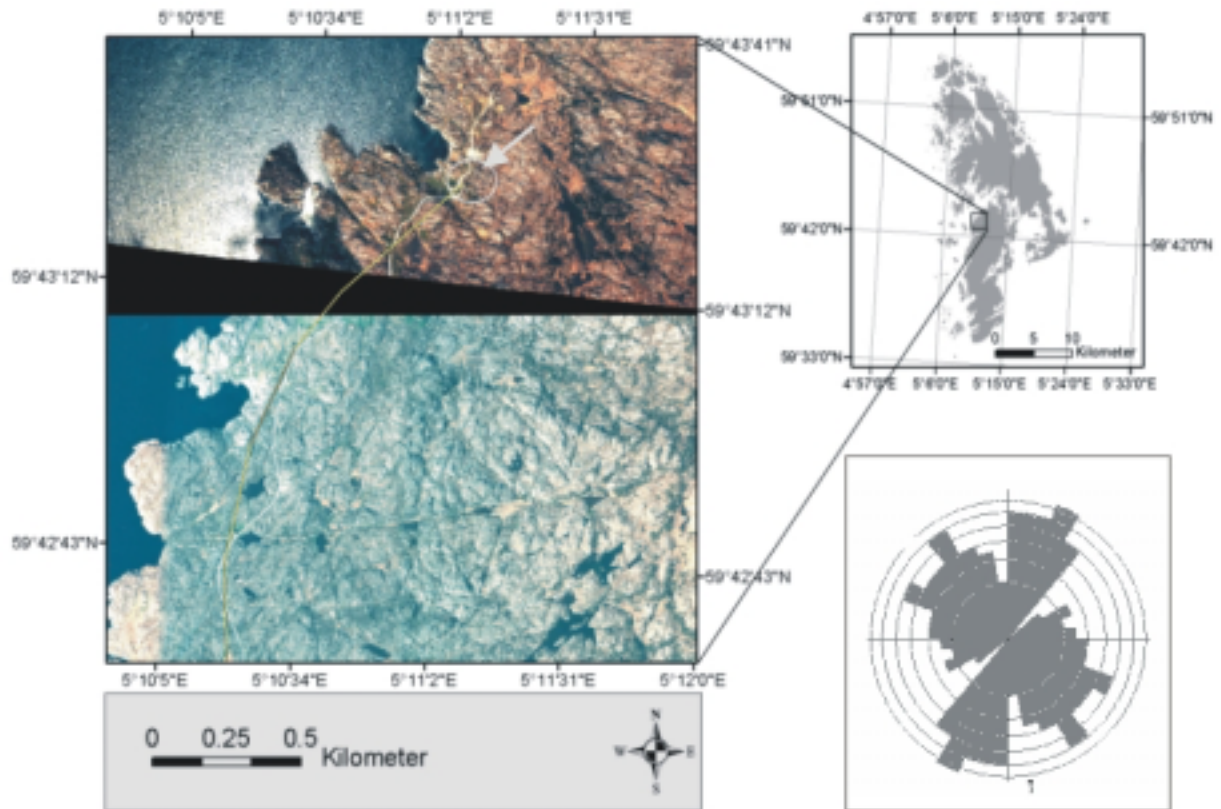
Lokaliteten Hiskjo befinner seg sentralt på vestlige Bømlo (figur 6.1 og figur 6.20). Bergartene ved lokaliteten består av gabbro og diabas, og tilhører Lyklingofiolitten (Ragnhildstveit et al., 1998). Av bruddorienteringene kommer hovedsakelig to bruddpopulasjoner frem: fra N – S til NØ – SV og fra ØNØ – VSV til Ø – V (figur 6.20). Lineamentene i området stryker hovedsakelig NØ – SV og sammenfaller med den ene bruddpopulasjonen.



Figur 6.20. Bakgrunnslokalitet Hiskjo. Rød ring markerer lokaliteten. Bruddorienteringene i området er hovedsakelig fra N – S til NØ – SV og fra ØNØ – VSV til Ø – V. Lineamentene i området har NØ – SV orientering og sammenfaller med den ene bruddpopulasjonen. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. N = 102.

6.5.2. Hellvika

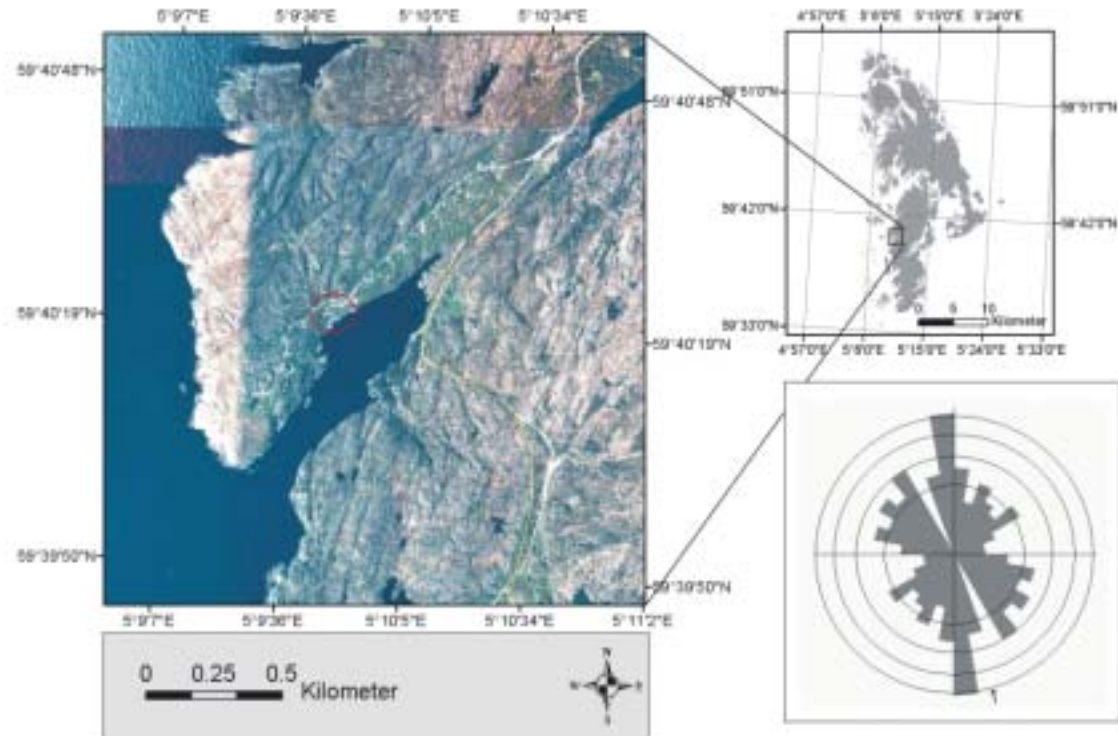
Lokaliteten Hellvika befinner seg cirka 2,5 km nord for tettstedet Lykling, på vestsiden av sentrale deler av Bømlo (figur 6.1 og figur 6.21). Bergarten ved lokaliteten er en tonalitt, dels trondhemitt som er en dypbergart av antatt tidlig ordovicisk alder og er dannet i havbunnskorpen. Bergrunnen tilhører Lyklingofiolitten (Nordås et al., 1984; Brekke et al., 1984; Ragnhildstveit et al., 1998). Ved lokaliteten forekommer hovedsakelig to bruddpopulasjoner med orientering: NNØ – SSV og NV – SØ (figur 6.21). Dette stemmer godt overens med orienteringen til lineamentene i området (flyfoto figur 6.21).



Figur 6.21. Lokalitet Hellvika. Lokaliteten er markert med en går sirkel og pil. Ved Lokaliteten er det hovedsakelig to bruddpopulasjoner: NNØ – SSV og NV – SØ og bruddretningene sammenfaller med orienteringen til lineamentene i området. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. Det svarte feltet på bildet mangler det flyfoto. N = 102

6.5.3. Grutle

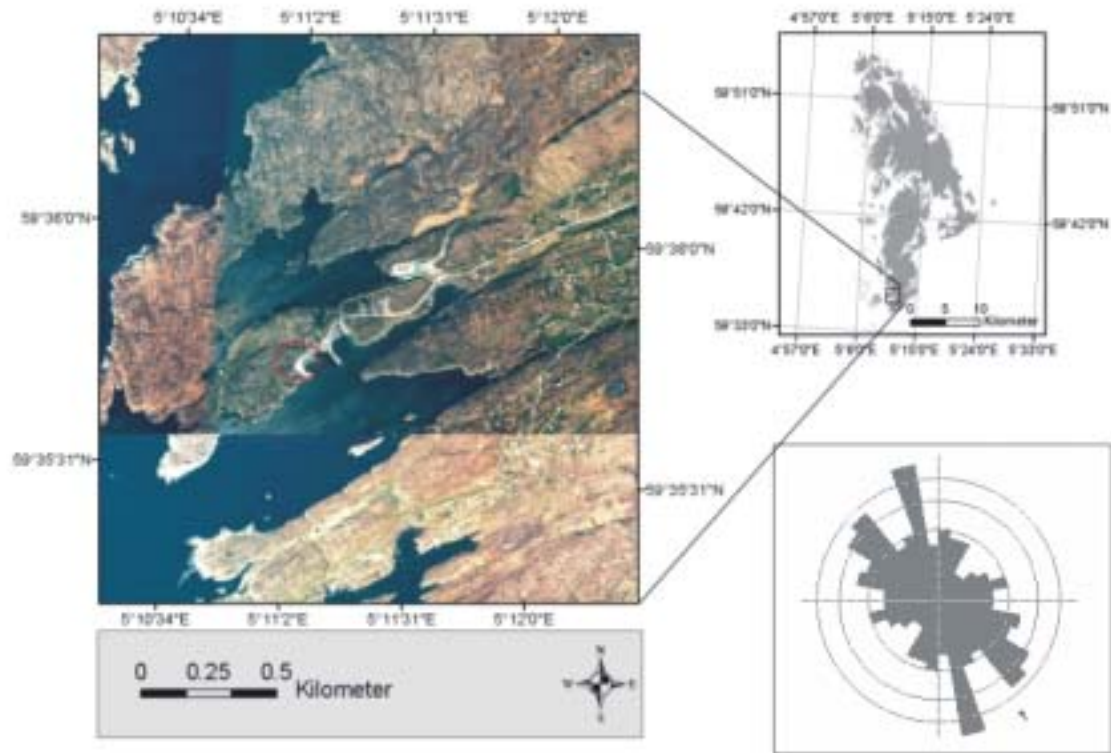
Lokaliteten Grutle befinner seg sørvest på Bømlo (figur 6.1 og figur 6.22). Bergartene tilhører Siggjogruppen og består av sure til intermediære metavulkanitter og metabasalter (Raghildstveit et al. 1998). Disse er avsatt på land i et modent øybuemiljø (Furnes et al., 1983). Bruddorienteringen ved lokaliteten er dominert av N – S brudd med innslag av NV – SØ og NØ – SV orienterte brudd (figur 6.22). Lineamentene i området har samme orientering som bruddene: N – S, NV – SØ og NØ – SV (flyfoto figur 6.22).



Figur 6.22. Lokalitet Grutle er markert med rød ring. Bruddorienteringen i området er dominert av N – S brudd med innslag av NV – SØ og NØ – SV orienterte brudd. Lineamentene i området har samme orientering som bruddene. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. N = 102.

6.5.4. Vespestadsvågen

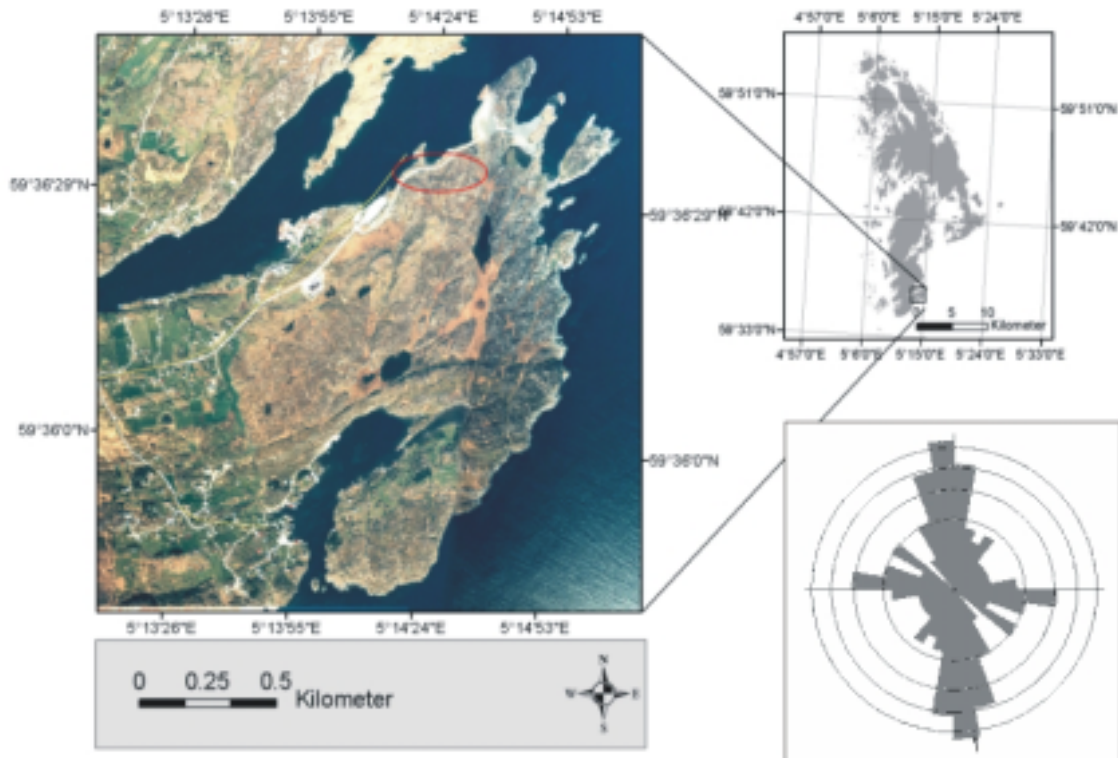
Lokaliteten Vespestadsvågen befinner seg sørvest på Bømlo, cirka 3,8 km vest for tettstedet Langevåg (figur 6.1 og figur 6.23). Bergartene ved lokaliteten tilhører Langevåggruppa og består av submarine avsetninger, antatt dannet under utviklingen av et øybuebasseng (Ragnhildstveit et al., 1998) og er muligens den yngste gruppen av suprakrustale bergarter i området (Brekke et al., 1984). Bergartene består av grønnskifer, grønnstein, grønn fyllitt og sandstein, og er enkelte steder gjennomsett av lagparallelle granittiske ganger (Ragnhildstveit et al., 1998). Det forekommer hovedsakelig to bruddpopulasjoner ved lokaliteten: NV – SØ og NNV – SSØ (figur 6.23). De fleste lineamentene i området har NØ – SV orientering, men det forekommer også lineamenter med NV – SØ orientering.



Figur 6.23. Lokalitet Vespestadsvågen. Ved lokaliteten forekommer to bruddpopulasjoner: NV – SØ og NNV – SSØ. Lineamentene i området har orientering NØ – SV og NV – SØ. Lokaliteten er markert med rød ring. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. N = 99.

6.5.5. Urdatangen

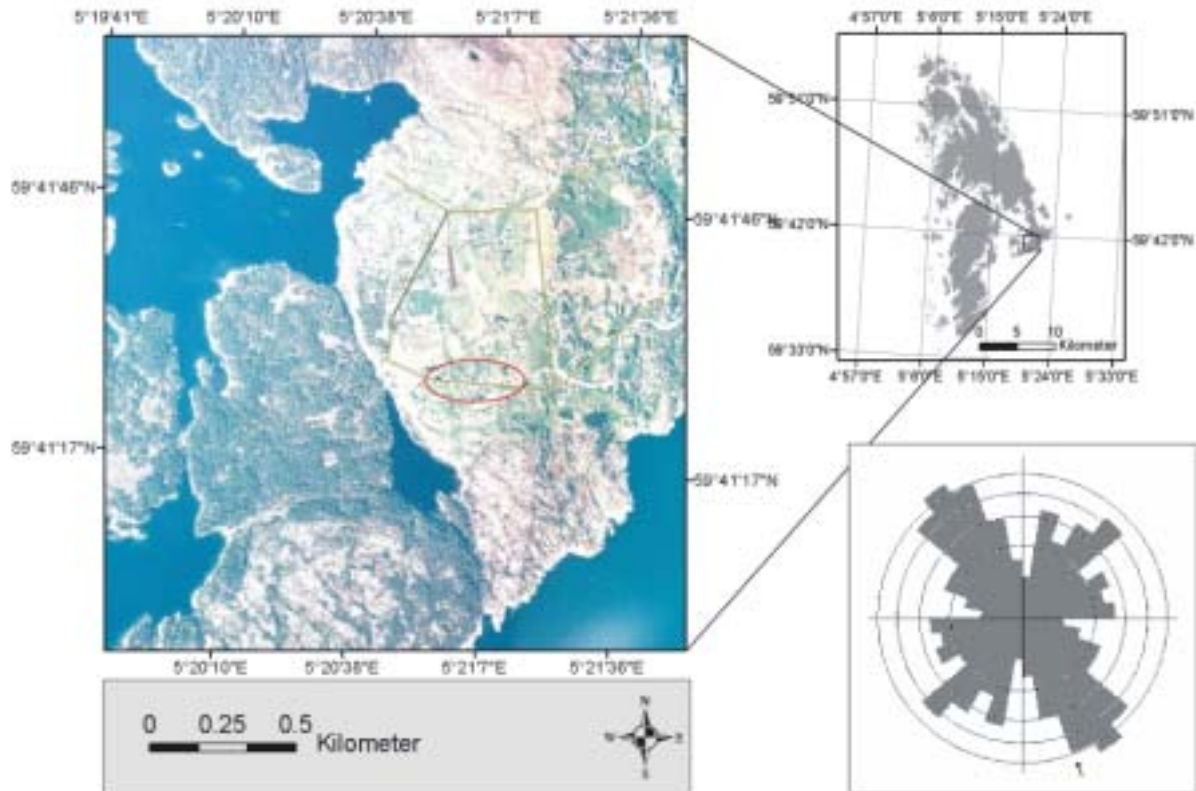
Lokaliteten Urdatangen befinner seg sørøst på Bømlo, cirka 1,9 km øst for tettstedet Langevåg (figur 6.1 og figur 6.23). Bergartene ved lokaliteten tilhører Langevåggruppa (Ragnhildstveit et al., 1998), og har samme opprinnelse som bergrunnen ved lokaliteten Vespestadsvågen (kapittel 6.5.4). Foliasjonen ved lokaliteten er NNØ-strykende med 20° helning. Det forekommer hovedsakelig to bruddpopulasjoner: N – S og VNV – ØSØ (figur 6.24). Den dominerende lineamentsorienteringen i området er ca. NØ – SV, men N – S og Ø – V orienterte lineament er også representert.



Figur 6.24. Lokalitet Urdatangen. Lokaliteten er markert med rød ellipse. Bruddorienteringen ved lokaliteten er N – S og VNV – ØSØ. Lineamentene i området har orientering NØ – SV (dominerende), N – S og Ø – V. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. N = 77.

6.5.6. Notland

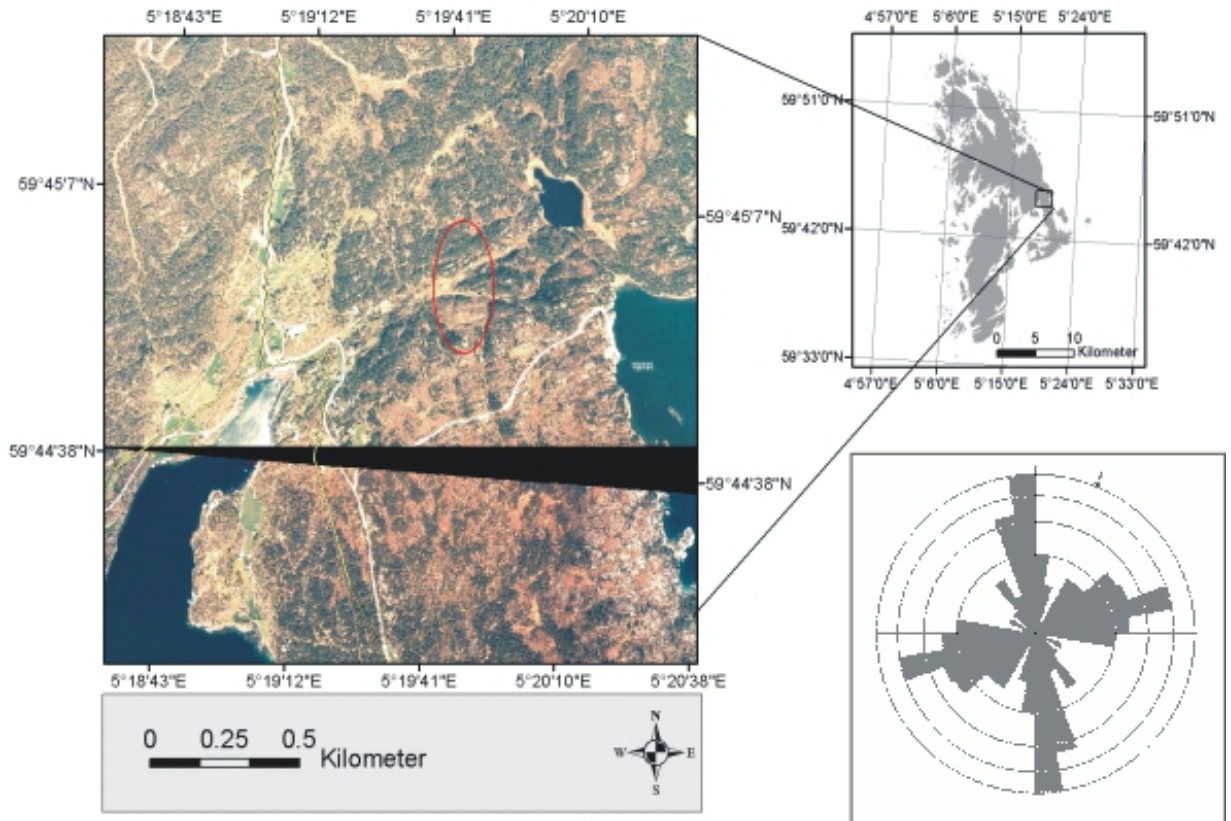
Notland befinner seg ca 1,5 km vest for tettstedet Mosterhamn på østlige Bømlo (figur 6.1 og figur 6.25). Bergartene tilhører Vikafjord/Grutlefjordgruppen (Brekke et al., 1984; Nordås et al., 1984). Det forekommer hovedsakelig to til tre bruddpopulasjoner med orientering: NV – SØ og fra NNØ – SSV til ØNØ – VSV (figur 6.25) ved lokaliteten Notland. Fra lineamentstolkningen (kapittel 5.3.7 og figur 5.19) har lineamentene i området orientering: NV – SØ og fra NNØ – SSV til NØ – SV og sammenfaller med bruddorienteringene i området.



Figur 6.25. Lokalitet Notland. Lokaliteten er markert med rød ellipse. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. Det er to til tre bruddpopulasjoner som forekommer ved lokaliteten: NV – SØ og fra NNØ – SSV til ØNØ – VSV. Lineamentsorienteringene i området sammenfaller med bruddorienteringene. N = 102.

6.5.7. Håvik

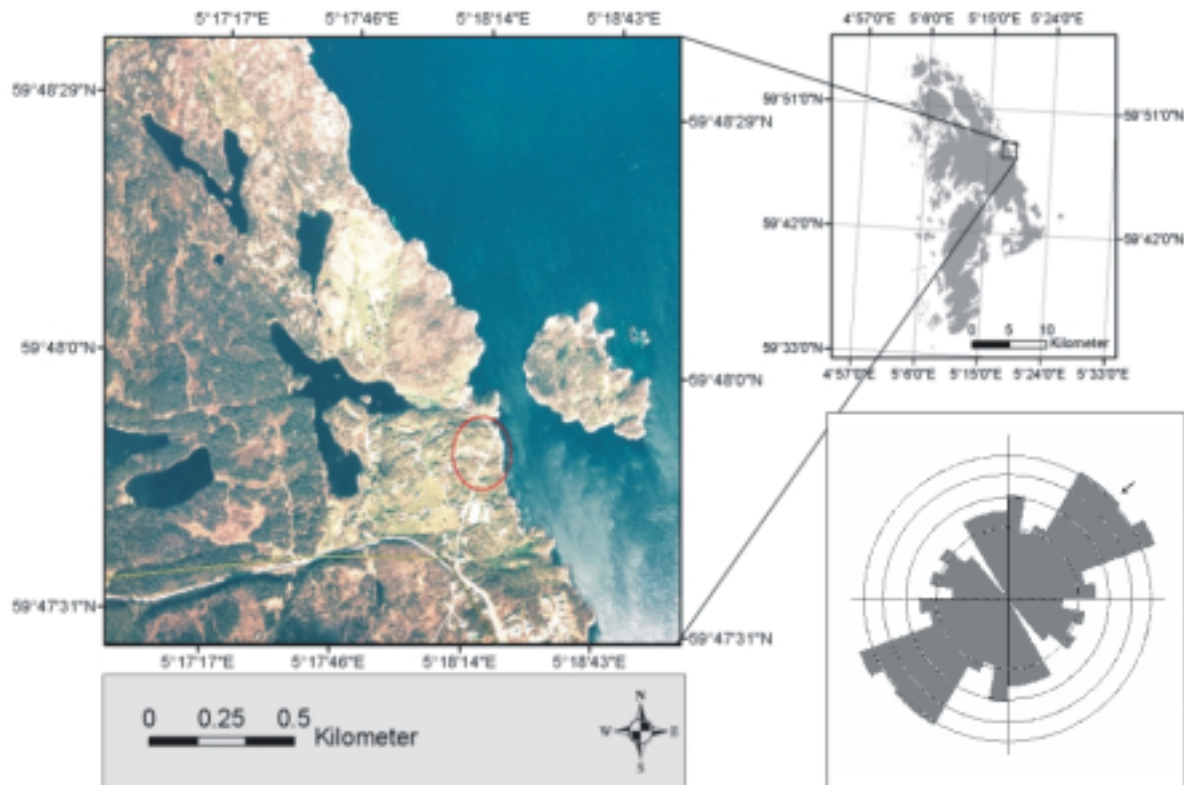
Lokalitet Håvik befinner seg vest på den sentrale delen av Bømlo (figur 6.1 og figur 6.26). Lokaliteten ligger cirka 7 km nord for tettstedet Mosterhamn som befinner seg like sør for Sunnhordlandsforkastningen. Berggrunnen i området består av metasedimentære bergarter og tilhører Langevåggruppen (Nordås et al., 1984; Brekke et al., 1984; Ragnhildstveit et al., 1998). Bergartene er avsatt submarint og har gjennomgått grønnskifermetamorfose (Ragnhildstveit et al., 1998). Bruddorienteringene forekommer hovedsakelig som to klare bruddpopulasjoner: fra NNV – SSØ til N – S og ØNØ – VSV (figur 6.26). Fra lineamentstolkningen (kapittel 5.3.8 og figur 5.21) og figur 6.26 har lineamentene i området orientering: NØ – SV og NNV – SSØ, og sammenfaller med bruddorienteringen fra lokaliteten.



Figur 6.26. Lokaltet Håvik. Lokalteten er markert med rød ellipse. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. Det forekommer to tydelige bruddpopulasjoner ved lokaliteten: fra NNW – SSØ til N – S og ØNØ – VSV. Lineamentene i området har tilnærmet lik orientering som bruddene. N = 158.

6.5.8. Folderøy

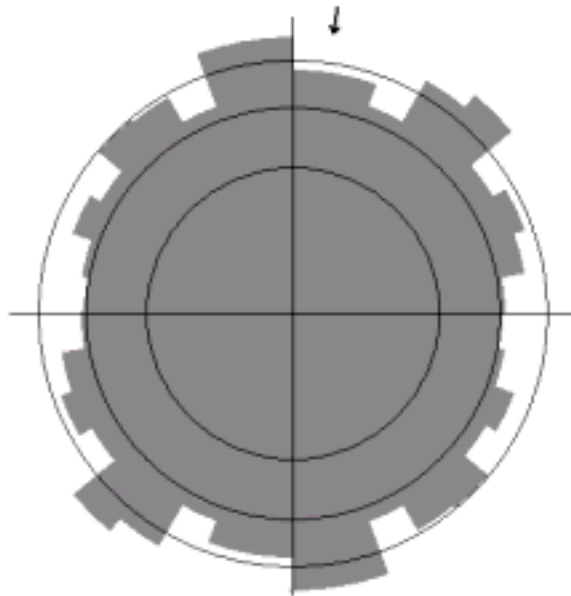
Lokalitet Folderøy er ved tettstedet Folderøy som ligger nordvest på sentrale deler av Bømlo (figur 6.1 og figur 6.27), og cirka 7 km øst for tettstedet Bremnes. Lokaliteten ligger i overgangen mellom Rolvsnesgranodioritten i Sunnhordlandsbatolitten og Bremneskomplekset. Bergartene er granodioritt og migmatitt som tilhører henholdsvis Sunnhordlandssuiten og Bremneskomplekset (Ragnhildstveit et al., 1998). Bruddorienteringene er viser at bruddretning NØ – SV dominerer, men bruddorienteringer fra Ø – V til N – S er også representert (figur 6.27). Fra lineamentstolkningen (kapittel 5.3.2 og figur 5.9) har lineamentene i området orientering: NNØ – SSV og ØNØ – VSV, og sammenfaller med bruddorienteringene (figur 6.27).



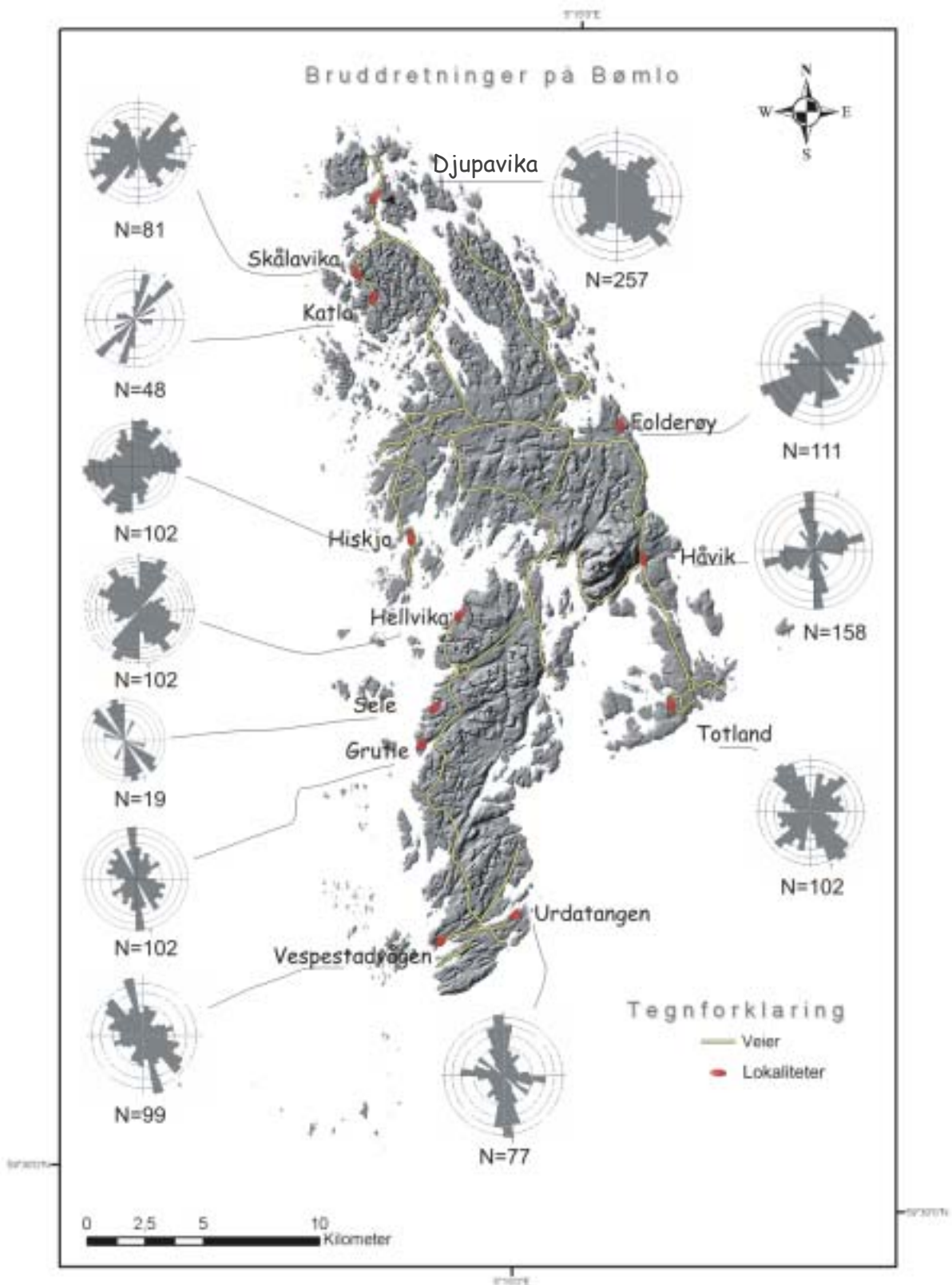
Figur 6.27. Lokaltet Forderøy. Lokalteten er markert med rød ellipse. Rosediagrammet viser bruddorienteringer fra lokaliteten. Bruddorienteringene domineres av en NØ – SV orientering og mindre markante bruddorienteringer fra Ø – V til N – S. Orienteringen til lineamentene i området sammenfaller med bruddorienteringen. N = 111.

6.6. Samlet bruddoversikt på Bømlo

Når en fremstiller alle bruddmålingene fra de ulike lokalitetene (figur 6.1) på Bømlo i et rosedigram er det vanskelig å trekke ut noen markante retninger (figur 6.28). Det er imidlertid stort sett markante retninger ved de ulike lokalitetene (figur 6.29). Bruddanalysen viser også at det er stor variasjon i bruddretninger fra lokalitet til lokalitet, men noen likheter eksisterer. For eksempel har lokalitetene Sele, Grutle og Vespestadsvågen i sørvest en visuell felles karakter (fra NNW – SSØ til NV – SØ) (figur 6.29).



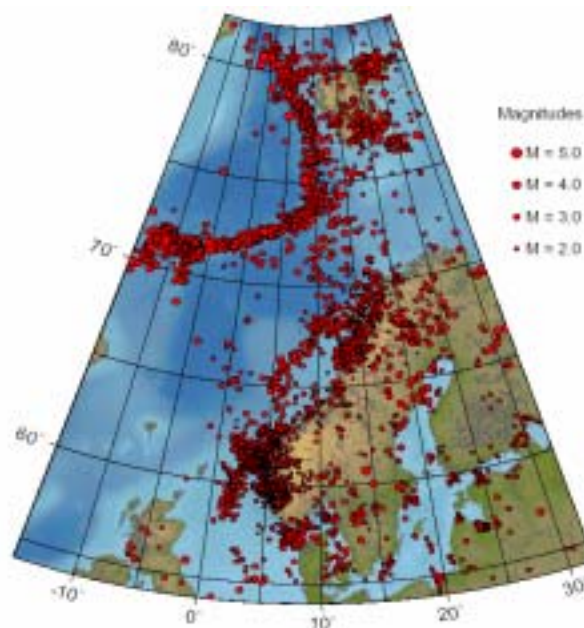
Figur 6.28. Samlet bruddorientering på Bømlo. Når alle bruddorienteringene er plottet sammen er det vanskelig å trekke ut markante trender. Akselintervallet er 2 %. N = 1344.



Figur 6.29. Bruddorienteringer på Brømlo. De ulike lokalitetene vist her korresponderer med lokalitetene i teksten. Lokalitetene er fremstilt med tilhørende rosediagram med bruddorientering. Hver lokalitet har markante bruddorienteringer og en viss sammenheng i bruddorientering kan sees ut i fra rosedigrammene i figuren.

7. Seismisitet i Sunnhordland

Når en forkastning først er dannet vil en videre bevegelse langs forkastningen være styrt av friksjonen som forekommer mellom forkastningsflatene og spenningen som påvirker forkastningen. Når spenningen som foregår langs forkastningsflatene blir utløst og friksjonen er overgått, vil forkastningsflatene gli forbi hverandre og bruddtuppene vil propagere videre. Denne plutselige bevegelsen vil danne seismiske bølger som forplanter seg utover og er den vanligste og viktigste typen av det vi føler som jordskjelv (Scholz, 1990). I vest ligger Fennoskandia mot en passiv kontinentalmargin som er områder vanligvis preget av lav seismisk aktivitet i forhold til aktive kontinentalmarginer. Det observeres likevel stor aktivitet av jordskjelv med lav magnitudo langs norskekysten (figur 7.1) og aktivitetsnivået er i global sammenheng karakterisert som lav til intermediær (Bungum et al., 1991).



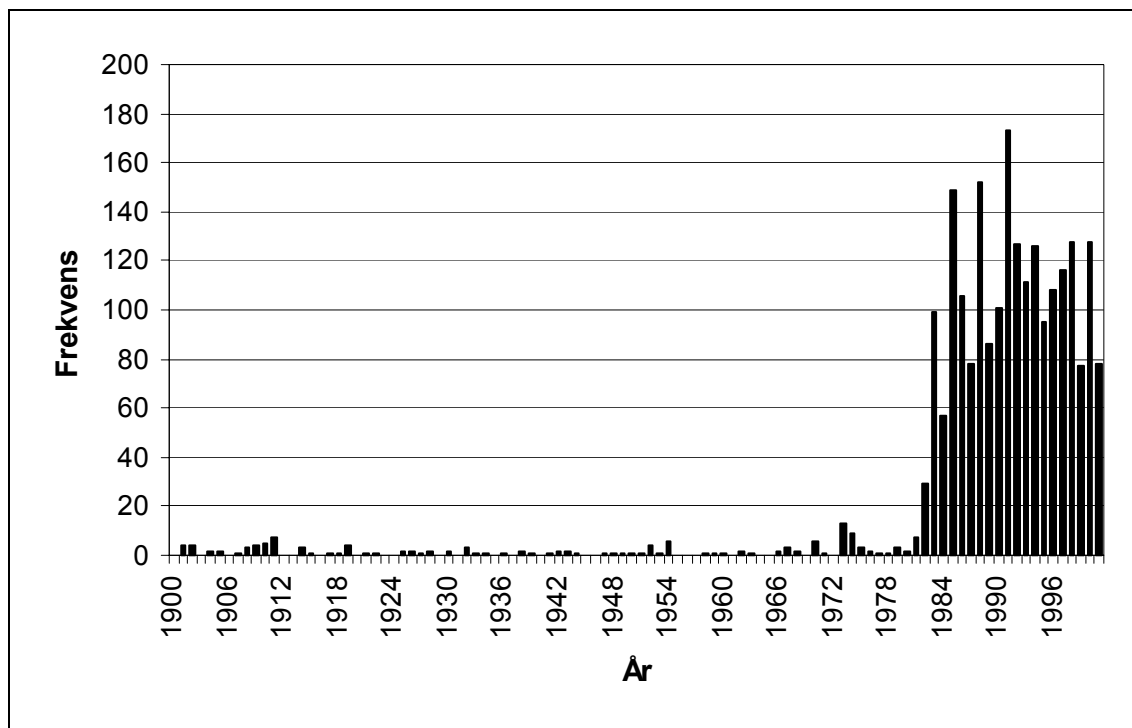
Figur 7.1. Seismisitet i Skandinavia og omkringliggende områder. Kjente og trolige eksplosjoner og forstyrrelser er ikke inkludert i datamengden. I Norge er den seismiske aktiviteten størst langs kysten, da spesielt på Vestlandet. Fra Tvedt et al. (2002).

Den romlige fordelingen av jordskjelv i Norge følger som regel de tektoniske elementene i regionen og ser ut til å være konsentrert til flere mindre områder. Innlands i Norge ser det ut til å være høyest aktivitet på Vestlandet og Sørvestlandet (figur 7.1), mens Oslo graben har en mer moderat aktivitet. I havområdene synes det å være nordlige Nordsjø som har høyest aktivitet med en minking mot Vikinggraben og Sentralgraben, mens aktiviteten rundt havområdene i midt og nord Norge er fordelt parallelt med kysten og i forbindelse med de store sedimentære bassengene (figur 7.1) (Tvedt et al., 2002).

De historisk sett mest omtalte jordskjelv i Norge forekom i ytre Oslofjord i 1904, der skjelvet hadde en styrke på 5,4 på Richters skala, og i Ranafjorden nesten hundre år tidligere (1819) forekom et kraftigere jordskjelv med en beregnet magnitudo på 5,8 – 6,0. Jordskjelvet i Ranafjorden er det sterkeste jordskjelvet som er hendt i nordvest Europa i seinere tid (Muir-Wood, 1989).

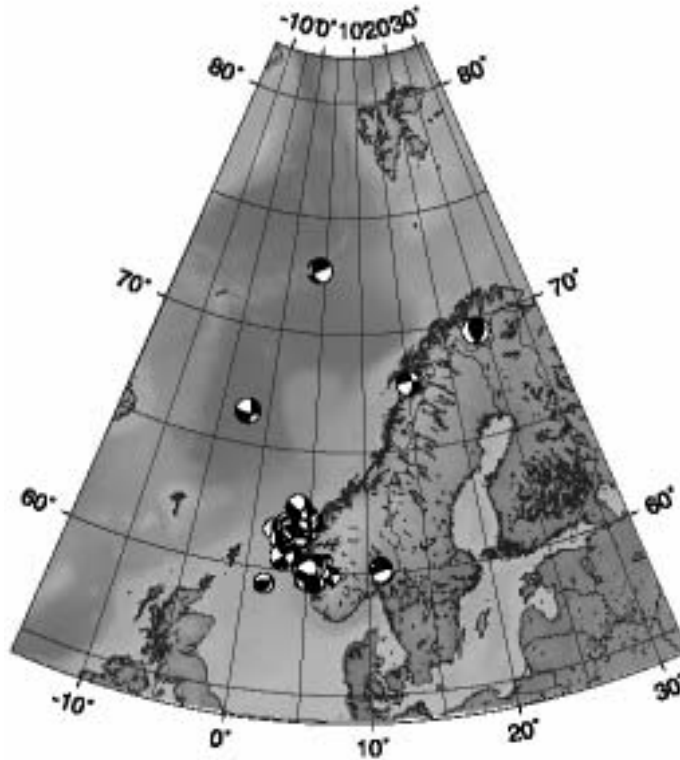
Sunnhordland er i et av de mest seismisk aktive områdene i nordvest Europa (Bungum et al., 1991; Byrkjeland et al., 2000) hvor flere jordskjelv med magnitudo over 4 på Richters skala har forekommet de siste 50 årene (Hicks & Ottemöller, 2001). I 1954 skjedde det et jordskjelv med magnitudo (M_L) 4,7 i sundet mellom Bømlo og Stord som ble etterfulgt av et etterskjelv med magnitudo 4,0 (Havskov & Bungum, 1987). I 1958 ble et annet jordskjelv (M_L 4,6) antatt å ha episentert ca. 30 km sørøst for hendelsen i 1954 (Sellevoll et al., 1982). De seneste store jordskjelvene i Sunnhordland skjedde ved Stord i 1983 og 12. august 2000 i sundet mellom Bømlo og Stord. Sistnevnte jordskjelv hadde magnitudo 4,5 og ble registrert over store deler av sør Norge (Hicks & Ottemöller, 2001). Studier som er foretatt på aktivitetsraten i sørvest Norge indikerer en statistisk 10 års periode for jordskjelv med magnitudo 4 eller større (NORSAR & NGI, 1998), og skjelvet 12. august 2000 passer inn under et tidligere observert seismisk mønster (Hicks & Ottemöller, 2001).

Tidsperioden av seismisk aktivitet med god dekningsgrad er liten. Frekvensen av registreringer det siste hundre år øker drastisk etter 1980 (figur 7.2). Dette henger sammen med etableringen av et nasjonalt nettverk av elektromagnetiske målestasjoner i 1982 (Havskov & Bungum, 1987), og som en følge av dette er det nå mulig å registrere jordskjelv som ikke kan merkes av mennesker.



Figur 7.2. Frekvens av seismiske registreringer for perioden 1900 – 2001 i Sunnhordland. Økningen i frekvens i begynnelsen av 1980 årene skyldes installasjon av flere elektromagnetiske målestasjoner i Norge og Skandinavia. Dataene er hentet fra NNSN jordskjelvdatabase.

Hvis jordskjelvstasjonene klarer å samle inn nok data fra et jordskjelv (polariteter) er det mulig å bestemme en forkastningsplanløsning ("fault plane solution") (eksempel fra felt i kapittel 6.2.2). I løpet av året 1999 – 2000 ble det kalkulert 52 slike forkastningsplanløsninger i Norge hvor mange jordskjelv fra havområdene viser fra sidelengs til revers fall mekanisme, mens det hovedsakelig i Sunnhordland (foruten hendelsen 12. august 2000 som hadde revers mekanisme) viser mekanismer fra sidelengs til normal (figur 7.3) (Tvedt et al., 2002). Tolkninger som er basert på inversjon av fokalmekanismer passer godt overens med dette bildet (Lindholm et al., 1995; Lindholm et al., 2000; Hicks et al., 2000b).



Figur 7.3. Forkastningsplanløsning for hendelser i året 1999 – 2000. Størrelsen på sirkelene tilsvarer styrken til jordskjelvene, som her er i intervallet M_L 1,6 (små sirkler) til M_L 4,5 (store sirkler). Fra Tvedt et al. (2002).

7.1. Spenningsgenererende mekanismer

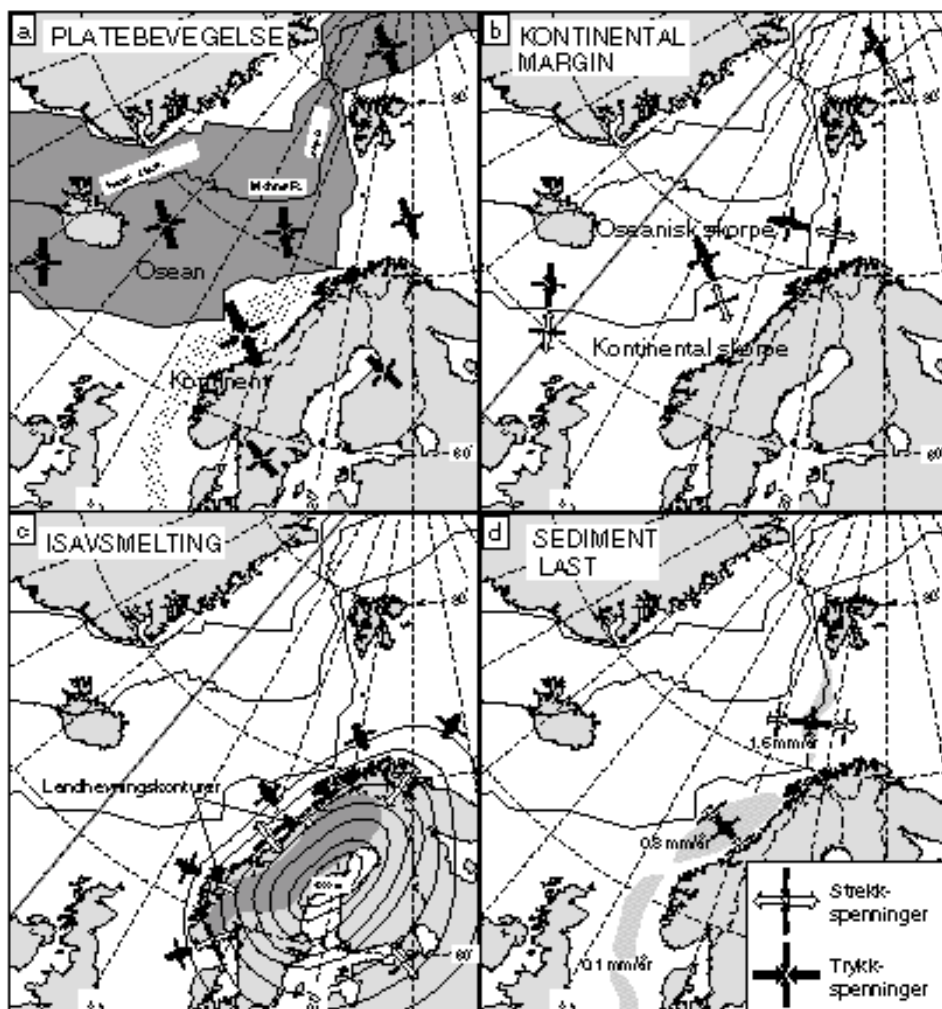
Det er flere spenningsgenererende mekanismer som kan gi opphav til jordskjelv i Norge. Fejerskov & Lindholm (2000) klassifiserer disse samvirkende mekanismene etter deres laterale utbredelse (tabell 7.1). De 1. ordens kontinentale spenningsgenererende mekanismer representerer krefter som genereres ved platemarginene (tabell 7.1 og figur 7.4 A). De 2. ordens regionale spenningsgenererende mekanismer er begrenset til Skandinavia og reflekterer for eksempel isostatisk justering av skorpen etter deglasiasjon, samt sedimentlast og spenning som genereres som et resultat av kontakten mellom havbunnskorpe og kontinentalskorpe (tabell 7.1 og figur 7.4 B, C og D). De 3. ordens spenningsgenererende mekanismer er av lokal karakter som topografi og bruddsoner (tabell 7.1).

Tabell 7.1. Oversikt over spenningsgenererende mekanismer etter deres laterale utbredelse. Fra Fejerskov & Lindholm (2000).

| Spenningsfelt | Lateral utbredelse | Spenningsgenererende mekanismer |
|--------------------------|--------------------|-----------------------------------|
| 1. ordens kontinental | > 1000 km | Platetektoniske krefter |
| | | - "ridge push" |
| | | - "basal drag" |
| 2. ordens regional | 100 – 1000 km | - "slab pull" |
| | | Storskala tetthetsinhomogeniteter |
| | | - Kontinent – oseanskorpe grensen |
| | | Flexurelle krefter |
| | | - sediment belastning |
| 3. ordens lokale | < 100 km | - deglasiasjon |
| | | Vide topografiske belastninger |
| | | Topografi |
| | | - fjorder |
| | | - fjellkjeder |
| | | Geologiske |
| - forkastninger | | |
| | | - Harde og myke inklusjoner |

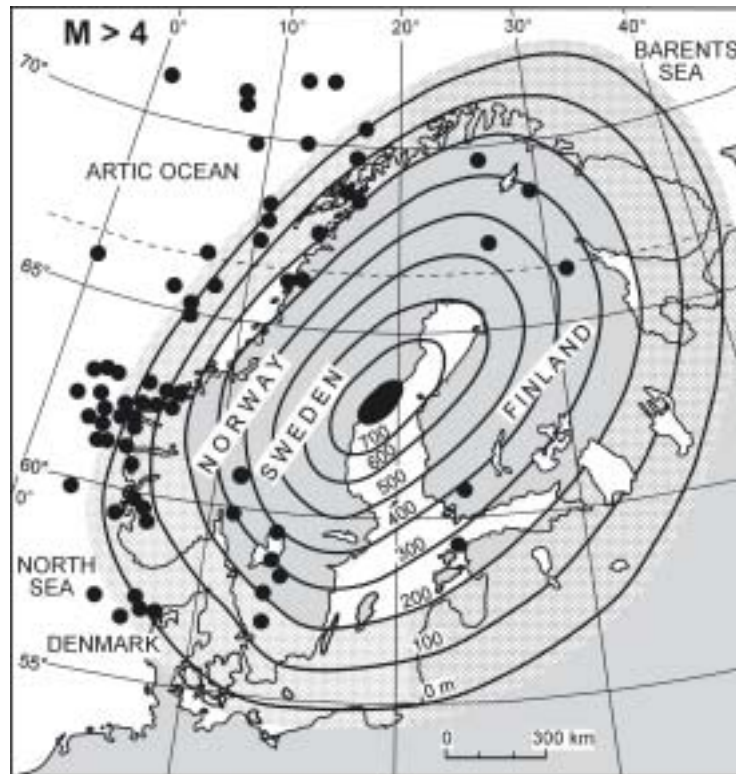
Den viktigste av de spenningsgenererende mekanismene er den såkalte "ridge push" som er av 1. orden (tabell 7.1). Denne mekanismen genereres fra spredning av Midtatlantehavsryggen hvor den største horisontale spenning (σ_H) er funnet å ha NV – SØ orientering (figur 7.4) (Klein & Barr, 1987). På grunn av at skorpen avkjøles og får større tetthet, som et resultat av at den beveger seg lenger vekk fra den Midtatlantiske spredningsryggen, vil det gi gravitativ glidning som fører til store spenninger med økende skorpealder og tykkelse (Bott & Kusznir, 1984). For eksempel viser spenningsretninger av fokalmekanismer fra sør til nord i Norge en rotasjon med klokken, noe som stemmer godt med spredningsaksen til Atlanterhavsryggen, og kan indikere at "ridge push" er den virkende årsak til blant annet spenningsfeltet i Norge (Lindholm et al., 2000).

De kontinentale spenningsgenererende mekanismene (tabell 7.1) blir ofte forstyrret av regionale og lokale mekanismer, og avvikende spenningsretninger er observert flere steder (Golke & Brudy, 1996; Grollimund & Zoback, 2000). For eksempel viser fokalmekanismer fra jordskjelv på landområdene en trend mot normalbevegelse på forkastninger i øvre skorpe, mens de i havområdene indikerer en trend mot revers- og sidelengsbevegelse på forkastninger (Hicks et al., 2000b).



Figur 7.4. Mulige drivkrefter for jordskjelv i Skandinavia. I tabell 7.1 kommer figur 7.4 A) inn under 1. ordens kontinentale spenningsgenererende mekanismer og figur 7.4 B), C) og D) under 2. ordens spenningsgenererende mekanismer. Spenningsretningene fra de forskjellige mekanismene er indikert med piler i figurene, hvor styrken er uttrykt med størrelsen av pilen. Kompresjon (trykkspenning) er vist med svarte piler, mens ekstensjon (strekkspenning) er vist med hvite piler. Fra Norsar (2000).

Isostatisk heving av skorpen etter deglasiasjon (figur 7.4 c) er en av de 2. ordens fleksurelle kreftene som påvirker dagens spenningsfelt i Skandinavia (Mørner, 1980). Gudmundsson (1999) modellerer hevingen som en elastisk, sirkulær plate som blir utsatt for bøyning, hvor beregninger indikerer at den tensile spenningen vil nå en verdi av 30 MPa i domesenteret (figur 7.5), og det er en størrelsesorden høyere enn mange bergarters tensile styrke (0,5-6 MPa) (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997). Dette impliserer at det kan dannes tensjonsbrudd i områdene rundt domesenteret. Den tensile spenningen vil minke med økende avstand fra sentrum og kompressive spenninger vil gjøre seg gjeldende i marginale deler (figur 7.5) (Gudmundsson, 1999).



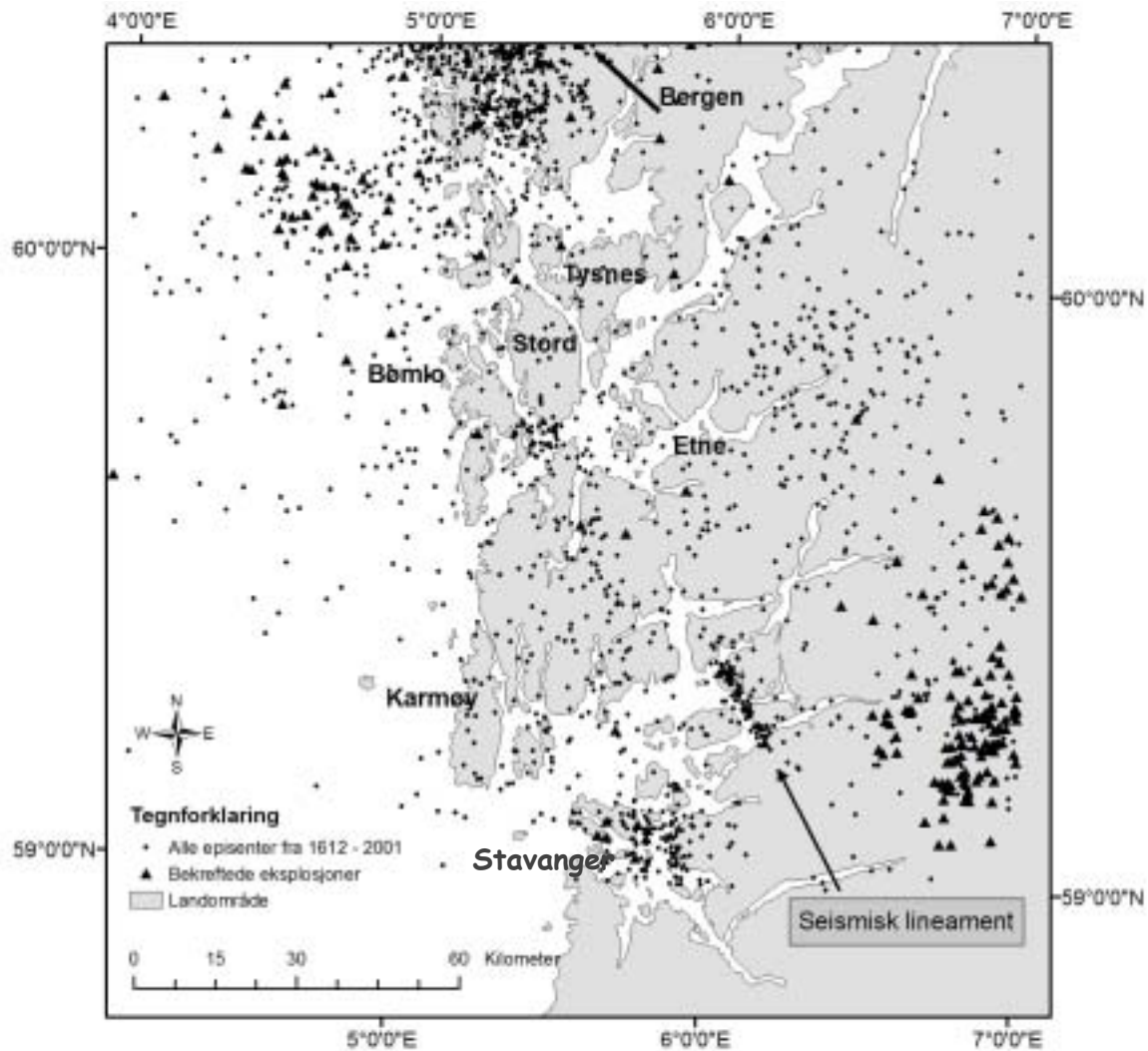
Figur 7.5. Oppløftsisobaser for Skandinavia, hvor største landhevning er i Bottenvika i Sverige der isen var tykkest (Mörner, 1980). Prikkene er registrerte jordskjelv med magnitudo større enn 4. I følge modellen til Gudmundsson (1999) er kompressive spenninger forventet å dannes i yttergrensene av domen og tensile spenninger mot domesenteret. Fra Gudmundsson (1999).

Det er forventet at de ulike spenningsgenererende mekanismene fra "ridge push" og deglasiasjonen vil interferere med hverandre. Muir-Wood (2000) viser at den observerte seismisiteten passer en modell som består av ulike kvadranter med seismisitet og aseismisitet. Dette synes å gjenspeile områder med konstruktiv og destruktiv interferens mellom ulike spenningsfelt. Som et resultat av at mange ulike spenningsgenererende mekanismer vil spenning bygges opp i løpet av geologisk tid og utløses der skorpen er svakest, som for eksempel i forkastninger i form av jordskjelv (Tvedt et al., 2002).

7.2. Aktivitet i Sunnhordland

Sunnhordland er et aktivt jordskjelvområde (Bungum, 1989; Bungum et al., 1991), og derfor er det ønskelig å finne ut om det er en sammenheng mellom jordskjelvlokasjon og kjente lineamenter. Jordskjelvdata er hentet ut fra Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (2001). Innhenting av data er begrenset til rektangel fra 59° til 60.5° breddegrad og 4° til 7° lengdegrad (figur 7.6). Alle data fra år 1612 til og med 30.

november 2001 er inkludert. Hvert datapunkt er gitt i desimalgrader med ukjent datum. Datumet til registreringene etter år 1984, er høyst sannsynlig WGS84 (Lie, 2001). Det er derfor antatt at alle registreringer har datum WGS84 og projeksjon UTM 32 lik det eksisterende kartmaterialet.



Figur 7.6. Registrerte episentre til jordskjelv i Sunnhordland og nordlige deler av Rogaland i perioden fra år 1612 til 2001. N = 2330. Av datamengden er 229 markerte registreringer bekrefte som eksplosjoner. Jordskjelv som er bekreftet er symbolisert med svart trekant, mens alle episentre er vist med svart sirkel. Siden trekantsymbolene er større enn sirkelsymbolene gir det en visuell økning av jordskjelvtetthet, som for eksempel en forklyngning av jordskjelvene. Dette er ikke tilfelle i datamengden. Dataene er hentet fra Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (2001).

Figur 7.6 viser flere forklyngninger av episentre som for eksempel områdene rundt Bergen og Stavanger. Dette er trolig ikke bare reelle jordskjelv ettersom det er naturlig at det forekommer mer indusert, menneskeskapt støy i og rundt byer. Det er også mindre frekvent med jordskjelv i havområdene, som kan ha sammenheng med at

stasjonsdekningen i Norge er liten. Jordskjelv med liten magnitudo er vanskelig å oppdage hvis det befinner seg utenfor stasjonsdekningen.

Øst for Karmøy kommer det fram et "seismisk" lineament med NV – SØ orientering (figur 7.6). Det er undersøkt en klynge på 105 jordskjelv langs lineamentet som er registrert i tidsrommet fra 1980 til 2001. Høyeste registrerte magnitudo på jordskjelv er M_L 3, men de fleste jordskjelvene ligger rundt M_L 1,5. Det er usikkert hva som skyldes dette lineamentet, men kontakten mellom grunnfjellet og kaledonske dekker (Visteflaket) er i sundet og har samme orientering som lineamentet (Sigmond, 1978). En annen årsak kan være støy fra en offentlig vei som også har samme orientering. Ettersom det er mange registreringer med M_L lik 1,5 kan dette være en sannsynlig årsak.

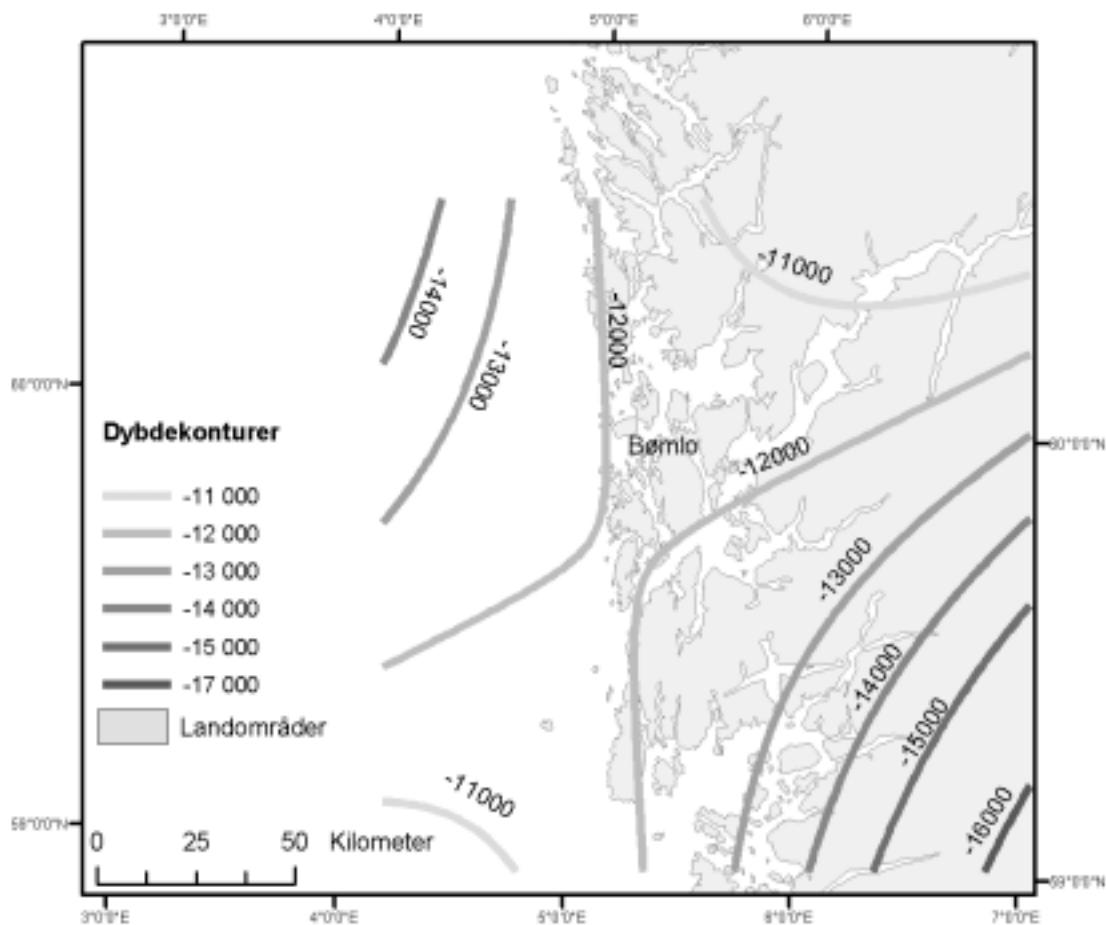
7.3. Sammenheng mellom lineamenter og jordskjelv

Det er ønskelig å finne en sammenheng mellom jordskjelvfokus og kjente bruddsoner i Sunnhordland (figur 3.9), med tanke på at fokusdistribusjonen over tid vil gi flateinformasjon. Databasen inneholder mye støy som ikke er reelle jordskjelv. Mye av registreringene er eksplosjoner og det er derfor foretatt en grov filtreringsmetode ved å anta at alle jordskjelv som forekommer mellom kl. 8 og kl. 16, altså i arbeidstiden. Jordskjelvdataene er etter støyfiltrering importert inn i ArcView GIS og visualisert i 3 dimensjoner ved hjelp av ekstensjonen 3D – Analyst. Hvert punkt er plottet mot dybde dataene som er gitt (analysen er ikke presentert i en figur siden visualiseringen lot seg vanskelig presentere).

Det er ikke mulig å relatere jordskjelvfokus til kjente bruddsoner eller lineamenter, det er også ikke mulig å skille ut noen andre trender. En av årsaker til dette resultatet er at tettheten av registreringene og sikkerheten i registreringene er for lav. Fokaldybde er blant annet en av de vanskeligste parametre å bestemme fordi en nøyaktig bestemmelse krever en stasjonsdekning på dobbelt avstand av fokaldybden. I Norge er alle stasjonene på land og de har ofte en distanse fra 200 – 400 km fra episentra (Golke & Brudy, 1996).

For å finne en trend i dybdataene er det brukt en deterministisk interpolator kalt "Inverse Distance Weighted" (IDW). I IDW ligger det implisitt en antagelse at nærliggende punkter har tilnærmet lik verdi i forhold til punkter med større avstand. For å beregne verdier i områdene mellom de eksisterende dataene, vil IDW bruke de eksisterende verdier rundt området og vekte disse høyere, mens målte verdier lenger unna vil vektes mindre. Vektingen er derfor proporsjonal med den inverse avstanden.

Jordskjelvdatabasen inneholder mange verdier som ikke har dybdeinformasjon, samt mange verdier med mulige usannsynlige dybdeangivelser. Det er derfor fjernet alle data med dybde grunnere enn 3000 meter. Resultatet viser dybdekonturer som grunner mot Bømlo og IDW predikerer at jordskjelv her dannes ved en dybde på 12 000 meter (figur 7.7). Dybdekonturene viser også en trend som er orientert normalt på den Kaledonske skyveretningen (figur 7.7).



Figur 7.7. Dybdekonturer av jordskjelvfokus. Dybdekonturene er gitt i meter. Her vises det at det forekommer grunnere jordskjelv i Sunnhordlandsområdet enn områdene rundt. Resultatet viser også at trenden har en orienteringen med den Kaledonske trenden. N = 456. Dataene er hentet fra Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (2001).

7.4. Gjentakelsesintervall

Jordskjelv som utløses over et gitt tidsintervall varierer i styrke. I dette ligger det at distribusjonen av magnituder over tid vil vise at det er flere jordskjelv med liten magnitudo enn store. Denne distribusjonen kan ideelt sett beskrives å ha en potenslov avtagning (power law) mot større magnituder. Dette forholdet ble kvantifisert av Gutenberg og Richter i 1940 årene og omtales som frekvens – magnitudo forholdet eller Gutenberg – Richter forholdet (ligning 7.1) (Stein & Wysession, 2003). Den generelle distribusjonen av jordskjelv over det observerte tidsintervallet med magnitudo M , uttrykkes ved:

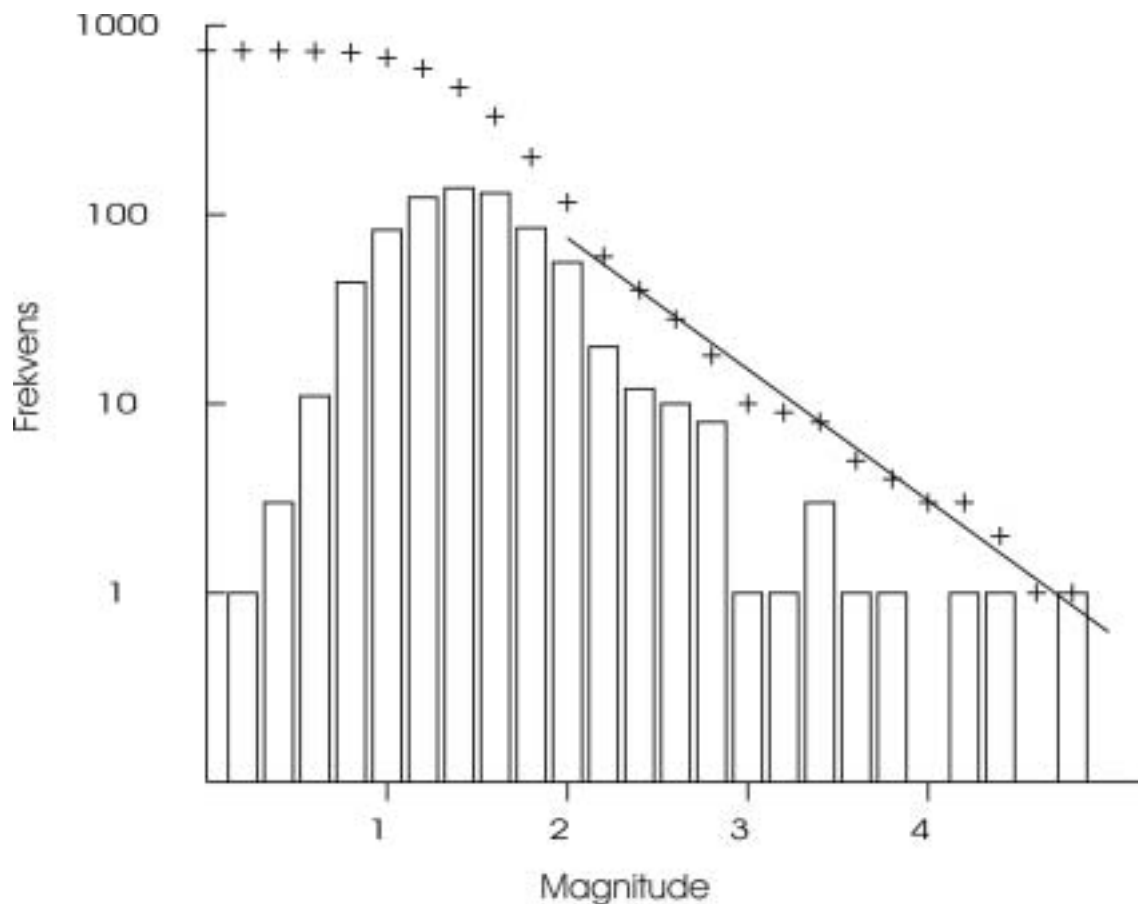
$$\log N = a - bM \quad \text{(Ligning 7.1)}$$

hvor a og b er konstanter, N er antall jordskjelv i et gitt intervall av magnitudo eller antall jordskjelv større enn M (Gutenberg & Richter, 1954). I ligning 7.1 varierer a og b etter tidsintervallet og regionen dataene kommer fra, men b er som regel lik 1 (Stein & Wysession, 2003). Variasjonen av b i forskjellige områder har en sammenheng med strukturelle heterogeniteter og romlig spenningsdistribusjon (Bhattacharya et al., 2002). Hvis b er stor betyr det at en færre andel jordskjelv med stor magnitudo, mens en lav verdi impliserer at en større andel har stor magnitudo. Ligning 7.1 viser også at det er en tidobling av antall jordskjelv for suksessivt lavere magnituder. Dette sees bedre ved å omskrive ligning 7.1 til ligning 7.2:

$$N = 10^{a-bM} \quad \text{(Ligning 7.2)}$$

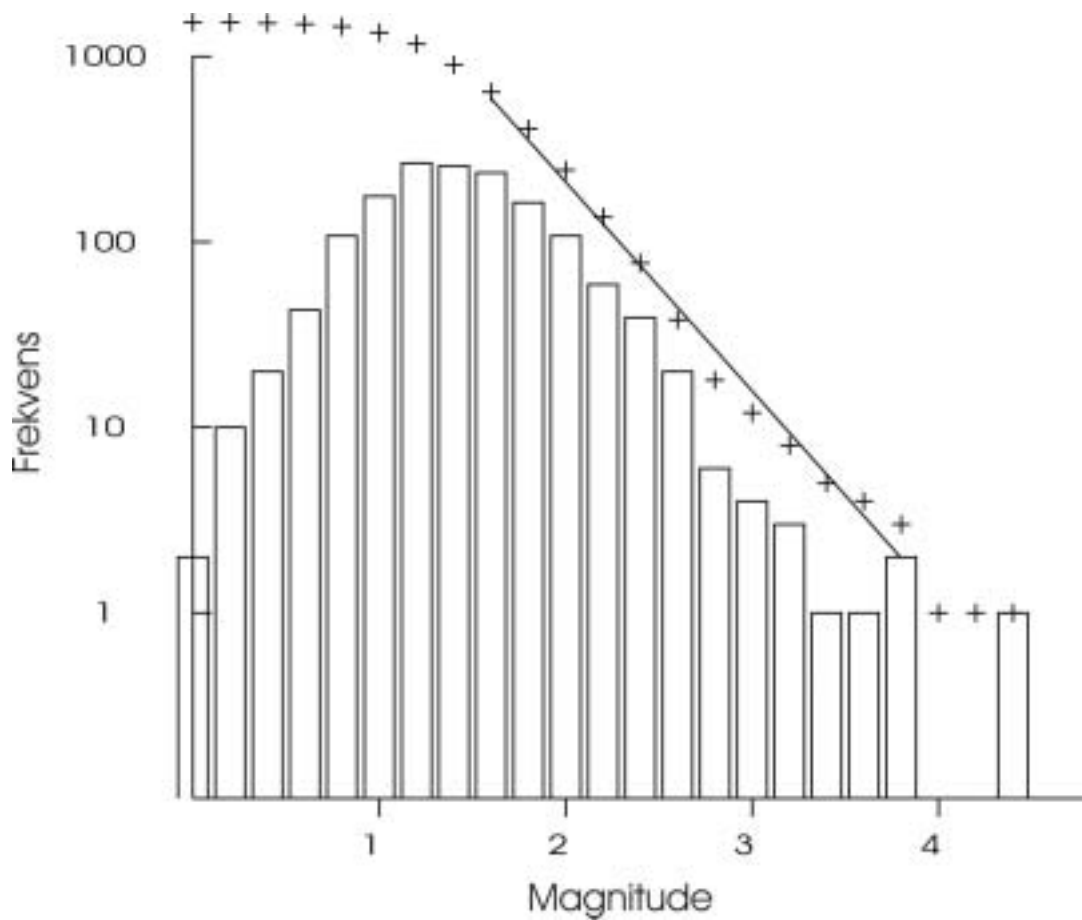
Et slikt mønster omtales som en fraktal sammenheng og det vil si at distribusjonen av jordskjelv med en gitt størrelse er uavhengig av skala (Bhattacharya et al., 2002). På grunn av at det seismiske stasjonsnett ikke klarer å fange opp jordskjelv med små magnituder, vil frekvensen av jordskjelv avta inn mot 0 magnituden og avvike fra en ideell potenslov distribusjon. Et annet problem er store jordskjelv, som har en tendens til å oppføre seg annerledes enn små. Det viser seg at noen forkastninger som er i stand til å produsere jordskjelv med stor magnitudo ikke produserer jordskjelv med små magnituder (Schwartz & Coppersmith, 1984).

For å finne forholdet i ligning 7.1, tas regresjonen til den kumulative kurven fra frekvens – magnituedeplottet i den delen hvor en har god kontroll, og som viser en potenslov avtagning. Dette gjort på hele datasettet (fra år 1612 til og med år 2001) i magnituideintervallet 2 – 5 (figur 7.8). Klassefrekvensen av magnitudene er satt til å være 0,2 som er en sannsynlig registreringsterskel for stasjonsnettets i Norge (pers. kom Kuvvet Atakan). Dette gir en $\log N = 3,27 - 0,69M$. For å finne gjentakelsesintervallet må en bestemme et tidsintervall (dT) som $\log N$ skal divideres med. Tidsintervallet som jordskjelvdatabaene dekker er fra år 1612 til år 2001, men siden frekvensen økte betraktelig etter 1982 (figur 7.2) vil det være riktigere å velge $dT = 2001 - 1982 = 19$. Av dette blir gjentakelsesintervallet 5,9 år for et jordskjelv magnitudo 4, 13 år for magnitudo 4,5, og 29 år for jordskjelv med magnitudo 5.



Figur 7.8. Frekvens – magnituedeplott av hele datasettet. Dette gir en a -verdi på 3,27 og b -verdi på 0,69 i magnituideintervallet 2 – 5. $N = 1768$.

Den samme analysen er foretatt for datamengden hvor alle registreringer som er bekreftede eksplosjoner er tatt vekk og magnituideintervallet er satt til $M 1,6 - 3,8$ (figur 7.9). Den kumulative kurven gir en potenslov avtagning. Dette gir en $\log N = 4,58 - 1,13M$. En kan da forvente et gjentakelsesintervall for jordskjelv med magnitudo 4 hvert 16,5 år, 61 år for magnitudo 4,5, og ca. 220 for jordskjelv med magnitudo 5.



Figur 7.9. Frekvens – magnituideplott av datasettet uten bekreftede eksplosjoner. Dette gir en a-verdi på 4,48 og b-verdi på 1,13 i magnituideintervallet 1,6 – 3,8. $N = 1768$.

8. Numerisk modellering

Numeriske metoder blir ofte brukt til å anskueliggjøre og simulere fysiske prosesser, samt når løsninger med analytiske metoder blir for komplekse og vanskelige (Brenner & Gudmundsson, 2002).

Numeriske modeller er i prinsipp basert på to hovedgrupper: kontinuums- og diskontinuumsmodeller (tabell 8.1) (Myrvang, 2001). Valg av metode kommer ofte an på hvilken skala en opererer i. For eksempel bør kontinuumsmodeller brukes hvis kun et fåtall av brudd inkluderes, og hvor bruddåpning og blokkløsning (detachment) ikke er viktig (Jing & Hudson, 2002). Kontinuumsmodeller betrakter et medium som kontinuerlig hvor diskontinuiteter kun begrenset kan inkluderes (Myrvang, 2001). Hvis bruddene er mange og /eller storskala blokkløsning er mulig, bør diskontinuumsmodeller velges (Jing & Hudson, 2002). Begge metoder har fordeler og ulemper, men det er mulig å minimere disse ulempene ved å kombinere begge hovedgruppene i hybride modeller. Spenningsanalyser i kontinuumsmodeller er enten basert på differensial- eller integralmetoden (Brady & Brown, 1985; Myrvang, 2001; Jing & Hudson, 2002). I differensialmetoden forenkles en geometri (diskretiseres) ned til et endelig antall elementer, mens i integralmetoden diskretiseres bare randsonene. I dette arbeidet er kun endelig elementmetoden anvendt, og er en undergruppe av kontinuumsmodeller (tabell 8.1).

Tabell 8.1. Oversikt over vanlige numeriske metoder innen kontinuumsmodeller.

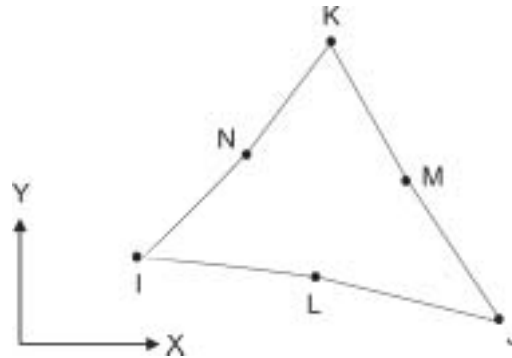
| | | |
|-----------|--------------|--------------------|
| Kontinuum | Differential | Endelig Element |
| | | Endelig differanse |
| | Integral | Grense element |

Endelig elementmetoden (Finite Element Method, FEM) er en matematisk metode som brukes til å løse partielle differensialligninger (Zienkiewicz, 1977; Logan, 2002), og vil bli brukt her til å predikere deformasjonen og spenningsfeltet i et fast legeme eksponert for eksterne krefter. FEM brukes også til problemer som involverer væskestrømning, varmeoverføring, elektromagnetiske felt, diffusjon, materialtretthet, akustikk og andre disipliner.

8.1. Generelt om modellene

Siden bruddpropagering i jordskorpen ofte har en lav hastighet i forhold til seismiske hastigheter (Valko & Economides, 1995), brukes en statisk- og ikke en dynamisk Youngs modul. En dynamisk modul kan være opptil 13 størrelsesordner større enn den statiske (Goodman, 1989). I noen av modellene er det brukt ”realistiske” elastisitetkonstanter som er funnet under enaksiale spenningsforsøk (Hansen et al., 1998; Myrvang, 2001). Siden det ikke er funnet elastisitetkonstanter fra prøver som er innhentet i nærheten av Bømlø, er det tatt et gjennomsnitt av de ulike konstantene som er oppgitt innenfor de ulike bergartene som finnes der.

Spennings situasjonen er ikke kjent in situ på Bømlø. Spenningsmålinger og fokalmekanismer fra jordskjelv indikerer at største horisontalspenning er orientert NV – SØ og har en størrelse på rundt 5 – 30 MPa, og minste horisontalspenning varierer fra 2 – 15 MPa. Største og minste horisontalspenning øker med dypet (Midtbø, 1996; Myrvang, 2001). Det er derfor valgt å bruke 10 MPa horisontal kompresjon i alle modellene, som forestiller in situ NV – SØ orientert største horisontalspenning. Under gittergenereringen av modellene har de fått Plane 2 elementet i Ansys elementbibliotek (figur 8.1) som er satt til å være lineært elastisk og isotropt. Et isotropt materiale vil ha like egenskaper i enhver retning ut fra et gitt punkt.



Figur 8.1. Elementet Plane2 er benyttet i beregningene med pegmatittganger. Dette elementet finnes i Ansys elementbibliotek. Elementet har 2 grader av frihet: translasjon i x og y retning. Nodene er benevnt I, J, K osv.

Modellene er festet i alle hjørnene for å hindre translasjon ved påført spenning. Festene i hjørnene gir urealistisk høye spenningsverdier som det ikke er tatt hensyn til i fremstillingen av resultatene. Resultatet av modelleringene er rentegnet i et grafikkprogram og kunstige konturer som er kjent å forekomme er fjernet. Det vil for eksempel forekomme høye verdier der modellen er festet og disse er fjernet.

8.2. Modellering av pegmatittganger

Av observasjoner som er gjort i felt, vil det her prøves å anskueliggjøre disse observasjonene med numeriske modeller. Det er forsøkt å modellere to scenarier. Pegmatittmodell 1 er basert på figur 6.6 (kapittel 6.1.1) som tydelig viser en frekvensintensitet i og rundt pegmatittgangene. Med den numeriske modelleringen 1 er det forsøkt å se om denne intensitetsøkningen skyldes forskjellen i elastisitetskonstanten Youngs modul i de to bergartene. Siden elastisitetskonstantene ikke er kjent er det valgt å bruke ekstreme verdier hvor Youngs modul er satt til 1 GPa i granodioritten (vertsbergarten) og 100 GPa i pegmatittgangen (ligning 4.3). Poissons forholdstall (ligning 4.5) er satt til 0,25 i begge enhetene (figur 8.2). Pegmatittmodell 2 er også basert på resultater fra felt (kapittel 6.2.1, figur 6.13) hvor det er en klar sammenheng mellom tykkelse av pegmatittgangene og bruddintensiteten i gangene. I pegmatittmodell 2 er det undersøkt om tynne pegmatittganger tar opp høyere spenningskonsentrasjoner enn tykke pegmatittganger og dermed kan forklare den negative korrelasjonen mellom tykkelse og bruddintensitet funnet i felt. Det er gitt samme Youngs modul og Poissons forholdstall i pegmatittmodell 2 som i pegmatittmodell 1 (figur 8.3).

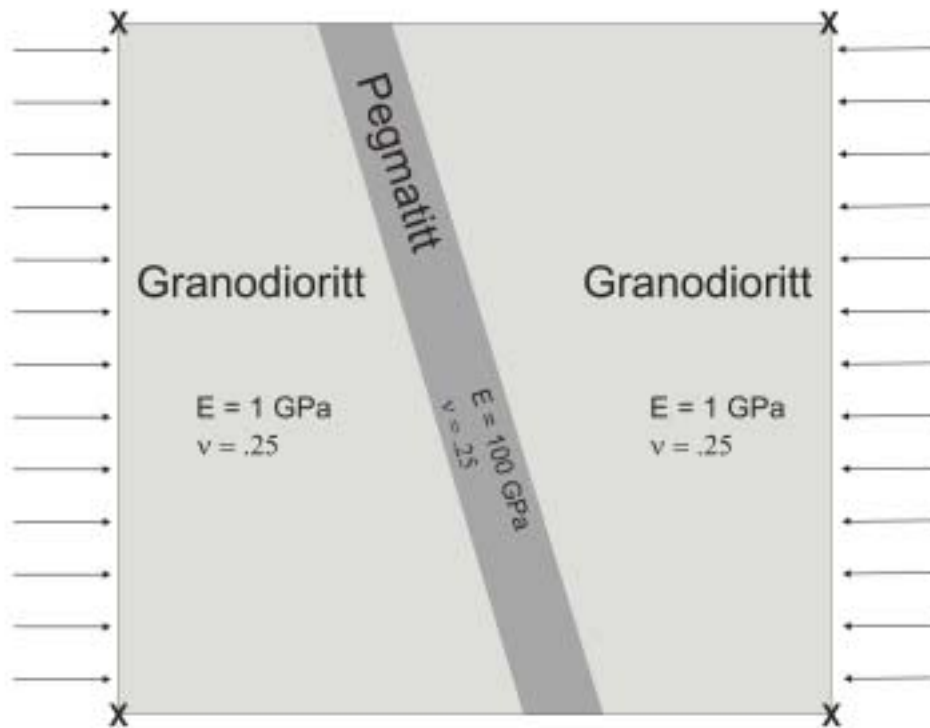
Det er valgt å påføre modellene av pegmatittganger in situ spenning på Bømlo. Dette er ikke den spenningstilstanden pegmatittgangene ble dannet under, men siden dagens spenningsfelt på Vestlandet er kjent ($\sim N70^\circ V$ og fra 5 til 30 MPa horisontal spenning) er dette en hypotetisk modellering for å fremstille spenningskonsentrasjoner. I modelleringene av pegmatittgangene er Plan 2 elementet underkastet en plan deformasjonstilstand ("plane strain"). Det vil si at deformasjonen normalt på planet er lik null, og dimensjonen i z – retning er uendelig.

8.2.1. Pegmatittmodell 1

Utgangspunktet for pegmatittmodell 1 er vist i figur 8.2 A, hvor pegmatittgangen er gitt et relativt steilt fall, som samsvarer med forekomsten av pegmatittganger i felt (figur 6.3 B). Resultatet av pegmatittmodell 1) er vist i figur 8.2 B fremstilt med von Mises skjærspenning. Resultatet viser en tydelig intensitet i skjærspenning i pegmatittgangen og spenningskonsentrasjonen når en magnitudo opp mot 24 MPa i gangen. Den høyeste verdien av spenningskonsentrasjonen oppnådd i vertsbergarten er mellom 8,6 – 11 MPa. Dette gir en spenningsdifferanse på 15,4 – 13 MPa mellom vertsbergarten og pegmatittgangen.

Det er kjent at høye spenninger kan føre til dannelse av brudd. Den høye spenningskonsentrasjonen kan dermed forklare bruddintensiteten i pegmatittgangene kontra i vertsberget, som forekommer i felt (figur 6.3). Siden skjærspenningen til bergarter ligger mellom 1 og 12 MPa er spenningsdifferansen mellom vertsbergarten og pegmatittgangen høy nok til å danne skjærbevegelse. Dette kan dermed forklare dannelsen av forkastningen i Djupavika (kapittel 6.1), hvor en finner rester av pegmatitt på forkastningsplanet som trolig går i kontakten mellom pegmatittgangen og vertsberget (Figur 6.4).

A)

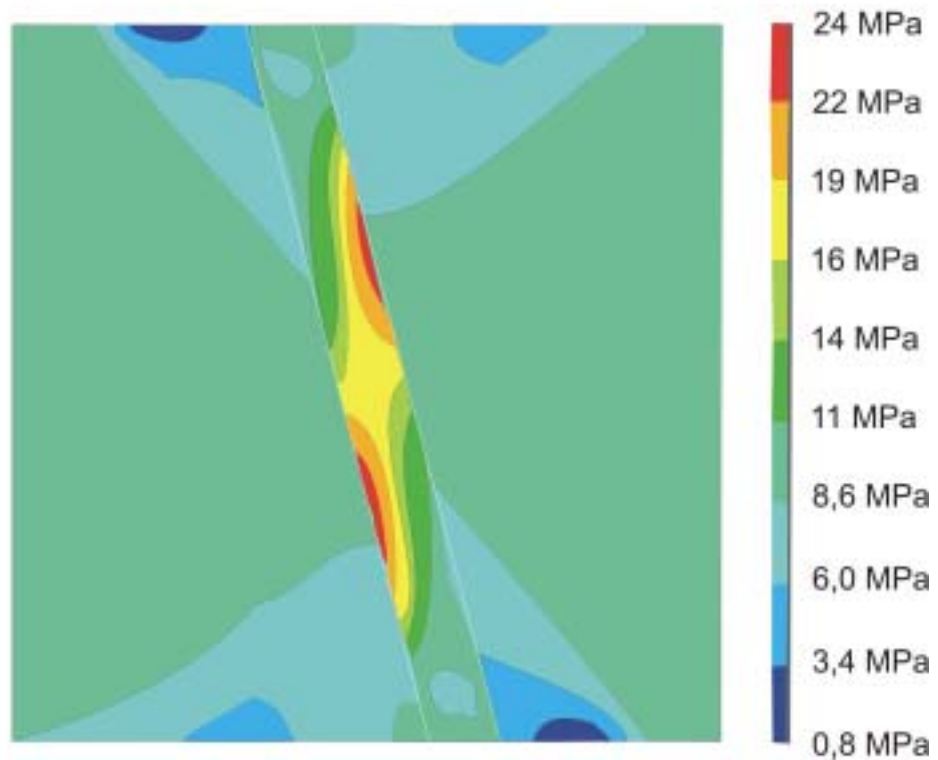


E = Youngs modul

ν = Poissons forholdstall

→ = Spenning (10MPa) X = Feste (translasjon = 0)

B)

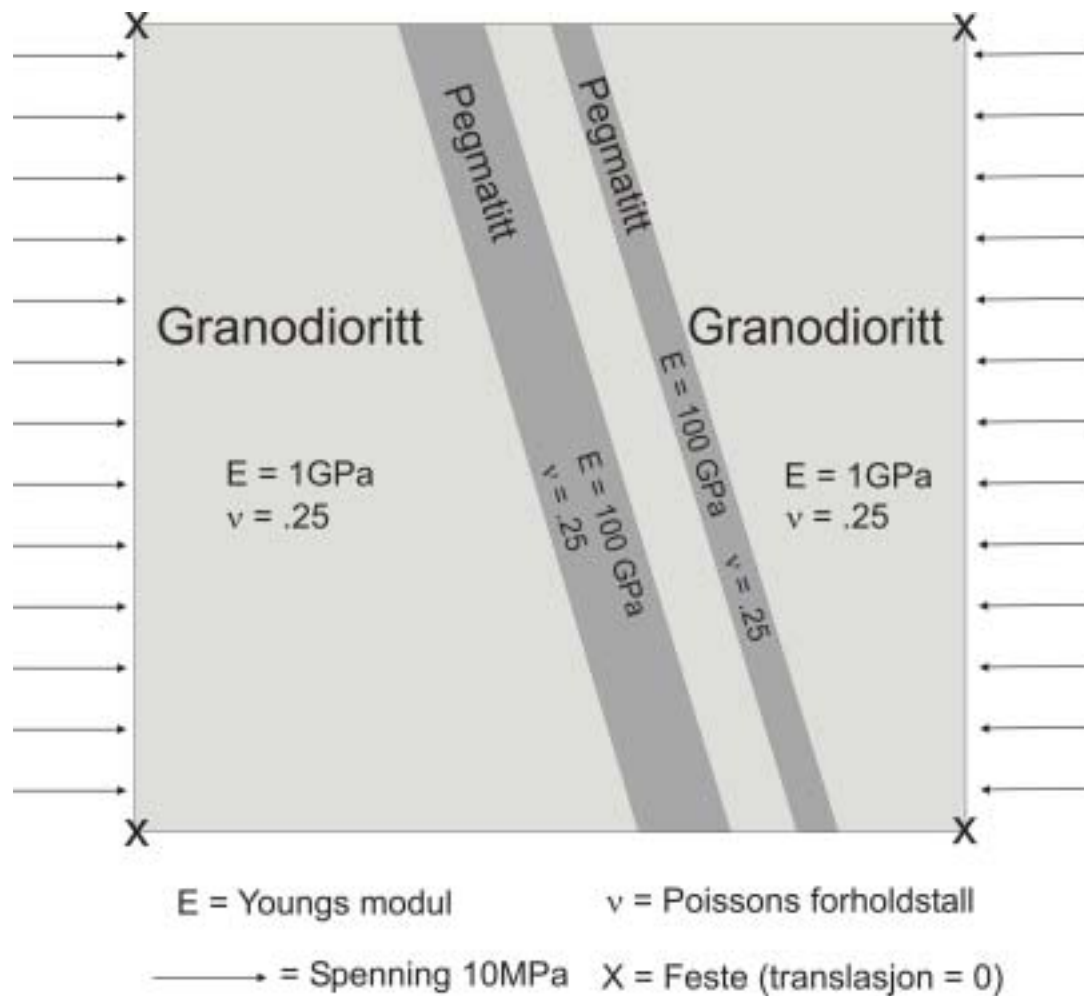


Figur 8.2. Pegmatittmodell 1. A) Viser grunnmodellen hvor geometrien er basert på observasjoner i felt. Kryssene i hjørnene av modeller viser at modellen er festet. B) Resultatet ved påført 10 MPa horisontal kompresjon viser at det stive legemet opptar store skjærspenningskonsentrasjoner. Verdiene er gitt ved von Mises skjærspenning i MPa.

8.2.2. Pegmatittmodell 2

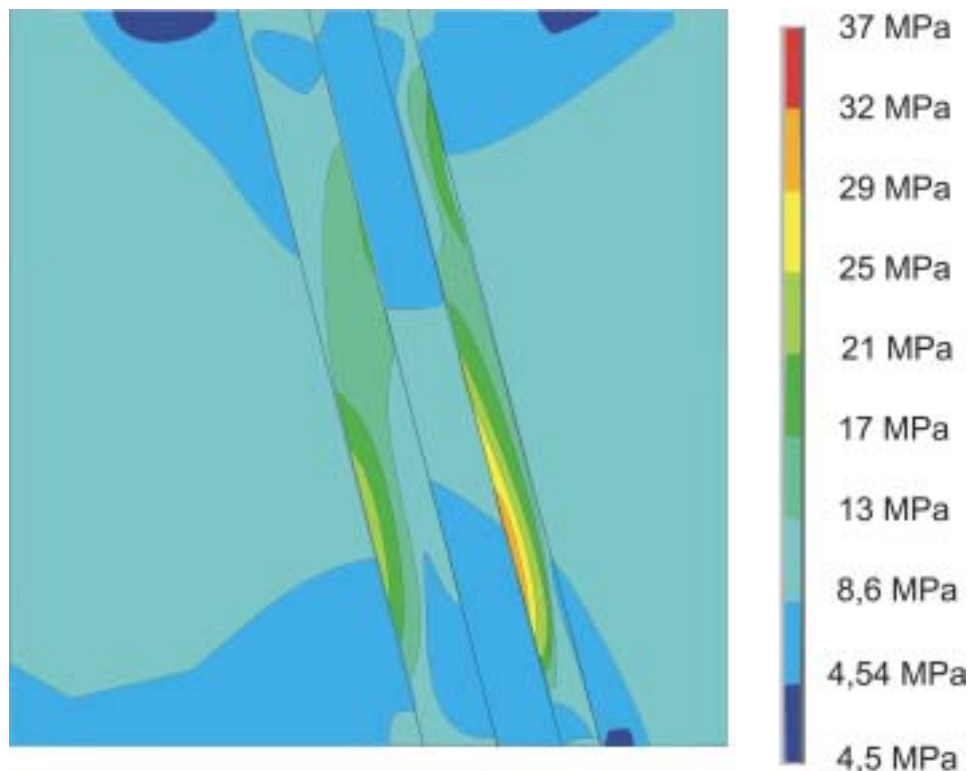
Pegmatittmodell 2 er basert på modell 1 hvor det er lagt til en tynnere pegmatittgang (figur 8.3). Pegmatittgangene har samme elastiske egenskaper (E og ν), men den tynne gangen er halve tykkelsen av den tykke gangen. Denne variasjonen av tykkelse på pegmatittgangene er også observert i felt (figur 6.11).

Resultatet av modellen fremstilt med von Mises skjærspenning (figur 8.4) viser at den tynne gangen akkumulerer de største spenningskonsentrasjoner, og når en magnitudo på 32 MPa. Den tykke gangen har spenningskonsentrasjoner med magnitudo mellom 21- og 25 MPa, noe som passer overens med de maksimale magnitudene som er oppnådd i pegmatittmodell 1 (figur 8.4 og figur 8.2).



Figur 8.3. Pegmatittmodell 2. Modellen fremstiller to ganger med $E=100$ GPa, hvor den tynne gangen er halve tykkelsen av den tykke gangen. Modellen er påført horisontal in situ kompresjons-spennning på 10 MPa. Kryssene i hjørnene av modeller viser at modellen er festet.

De høyeste verdiene av spenningskonsentrasjonene i vertsbergarten faller mellom 8,6- og 13 MPa (figur 8.4). Dette gir en differanse mellom den tykke og tynne gangen på 7 MPa til 11 MPa. Differansen mellom den tynne gangen og vertsbergarten blir da 19- til 23,4MPa. Den høye spenningskonsentrasjonen i den tynne gangen, og spenningsdifferansen på 7 til 11 MPa mellom den tykke og tynne gangen kan forklare den økende bruddintensiteten med minkende tykkelse på pegmatittgangene, som er observert i felt.



Figur 8.4. Resultatet av pegmatittmodell 2. Modellen er påført 10 MPa horisontal kompresjon og er fremstilt med von Mises skjærspenning. Resultatet viser at den tynne gangen opptar de høyeste skjærspenningskonsentrasjonene, og verdiene i den tynne gangen er betydelig høyere enn i den tykke gangen. Verdiene er gitt i MPa.

8.3. Modellering av Bømlo

Hensikten med å lage en numerisk modell av hele Bømlo er for å undersøke om det kan være en sammenheng mellom dagens spenningsfelt på Bømlo, forekomsten av grunnvann i fast fjell og jordskjelvaktiviteten i området. Ved å fremstille berggrunnsenhetene med dagens spenningsfelt kan en antyde hvor spenningskonsentrasjoner oppstår, og dermed antyde hvor det er mest gunstig å bore grunnvannsbrønner. Det kan også antyde hvor på Bømlo jordskjelv muligens kan

I tillegg må det rektangulære snittet være orientert slik at marginen blir normalt på kompresjonsretningen. Det er derfor laget et rektangel utenfor utsnittet i figur 8.5 som er orientert normalt på spenningsvektorene. Dette rektangelet er gitt en høyere Youngs modul (100 GPa) enn bergartsinndelingene og en Poissons forholdstall på 0,25 (figur 8.5). Modellen er laget som polygoner i ArcView GIS og eksportert i DXF format. Denne eksporteringen klarte ikke å bevare flatene i objektene, kun grensene. Flategenerering ble gjort i SolidWorks 2001 og eksportert til IGES (Initial Graphics Exchange Specification) format slik at Ansys klarte å lese modellen. Ettersom hver tektonostratigrafisk enhet (figur 3.7 og figur 8.5) inneholder mange forskjellige bergartstyper er det valgt ut en bergart som er typisk for hver inndeling. Hver bergart har også en stor variasjon i verdier av Youngs modul (ligning 4.3) og Poissons forholdstall (ligning 4.5). Det er derfor innhentet data av elastisitetskonstanter fra de ulike bergartene fra Hansen (1998) og Myrvang (2001) og regnet ut et gjennomsnitt. Verdiene som er brukt i modellen er presentert i tabell 8.2.

Tabell 8.2. Inngangsparametre til modelleringen av Bømlo. E er Youngs modul i GPa, og ν er Poissons forholdstall. Tektonostratigrafien i tabellen tilsvare navnene i figur 8.5 og figur 3.7.

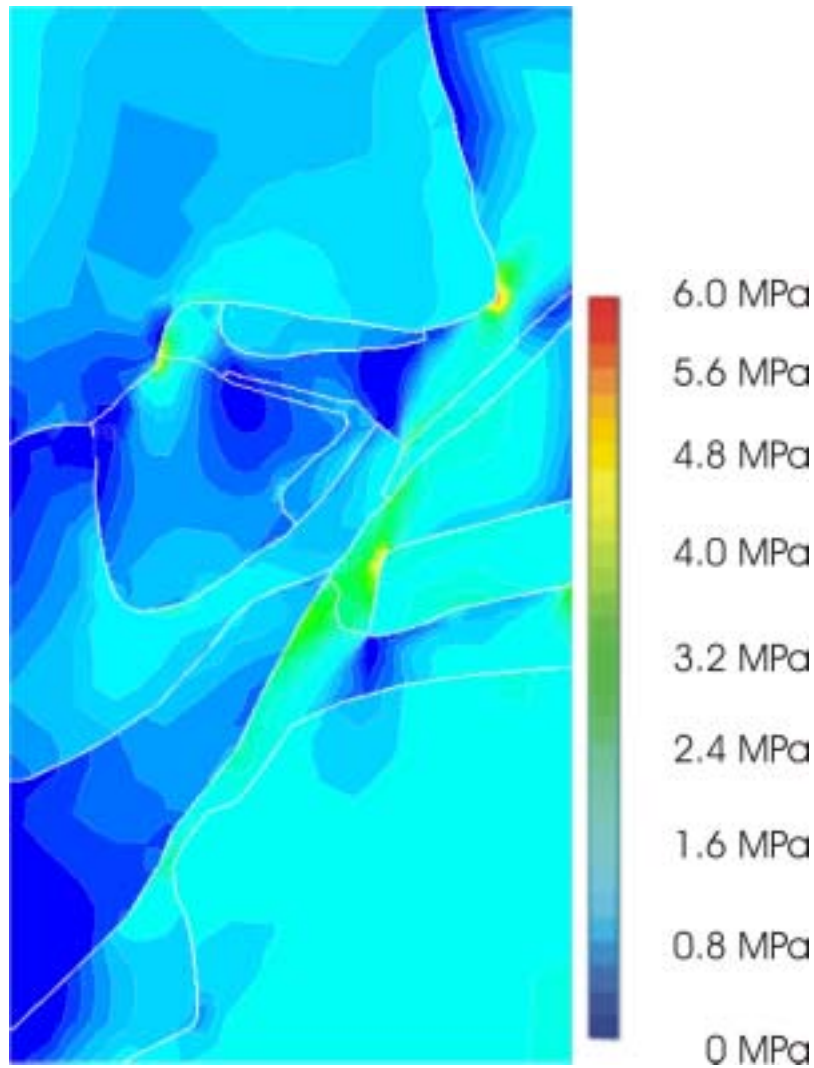
| <i>Tektonostratigrafi</i> | <i>E</i> | <i>ν</i> |
|--------------------------------|----------|-------------------------|
| Rolvsnnesgranodioritten | 18 GPa | 0,16 |
| Bremneskomplekset | 44 GPa | 0,17 |
| Vardafjellgabbroen | 76 GPa | 0,27 |
| Langevåggruppen | 58 GPa | 0,25 |
| Siggjogruppen | 26 GPa | 0,25 |
| Lyklingofiolitten | 87 GPa | 0,25 |
| Vikafjordgruppen | 38 GPa | 0,22 |

8.3.1. Modell av Bømlo

I den første modellen er hensikten å se hvordan ulike geometrier som bergartskontakter vil respondere på in situ horisontal kompresjon. Det er valgt å sette en horisontal kompresjon på 10 MPa fra N70°V som er den antatte spenningen som virker på Vestlandet (Midtbø, 1996).

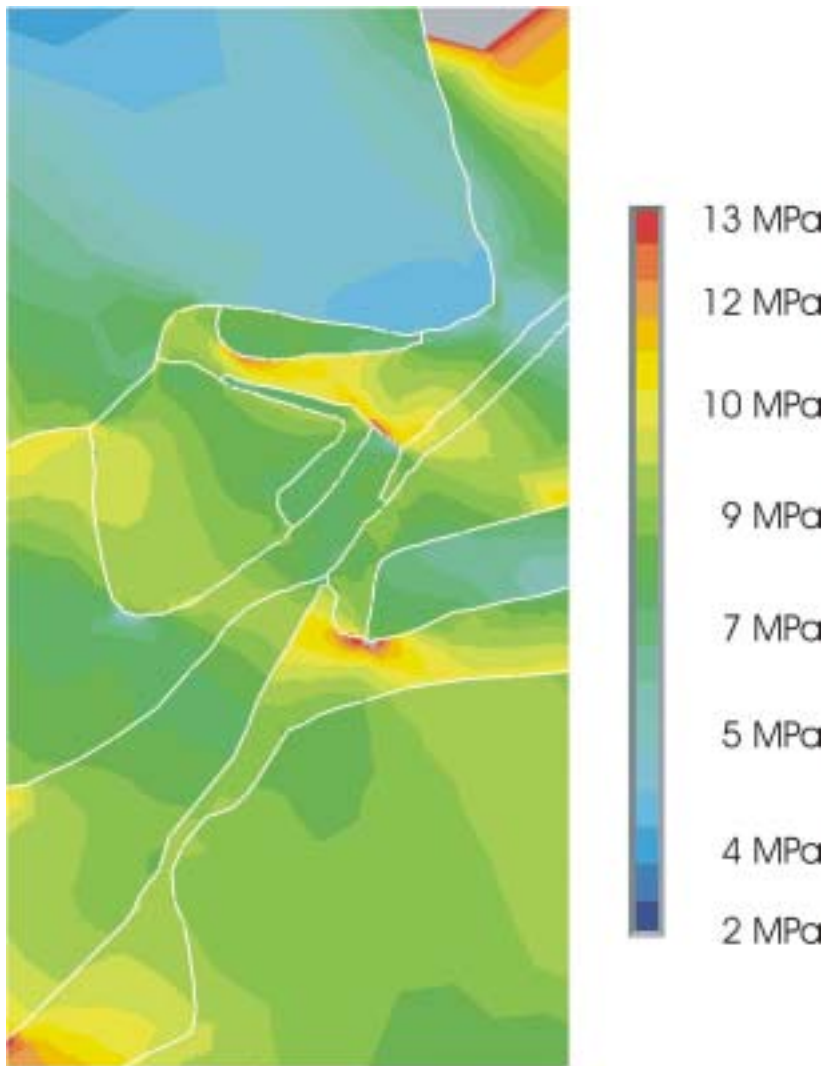
Resultatet av modelleringen fremstilt ved tensjonsspenning viser at det forekommer store spenningskonsentrasjoner der flere kontakter møtes, og der hvor det forekommer krumning av enhetene (figur 8.6). Resultatet viser også at det er et stort sprang mellom høye og lave verdier i spenningskonsentrasjonene, samt flere områder med spenningskygger som kan sees i blant annet Lyklingofiolitten.

Siden tensjonsstryken i vanlige bergarter ligger i området 0,5 – 6 MPa (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997) vil tensjonsspenningen overgå tensjonsstyrken og brudd vil trolig dannes i flere områder på Bømlo. Områder med høye konsentrasjoner av tensjonsspenning er trolig gode områder for grunnvannsbrønner, siden det kan dannes nye brudd og reaktivere gamle brudd ved høye spenninger.



Figur 8.6. Modell av Bømlo fremstilt med tensjonsspennning. Modellen er påført 10 MPa horisontal spenning med orientering N70°V. Rød farge er høye verdier mens blå farge er lave. Skalaen er gitt fra 0 MPa til 6 MPa.

Når modellen fremstilles med skjærspenning viser resultatet at det forekommer store skjærspenningskonsentrasjoner i Vardafjellgabbroen, samt at Rolvsnesgranodioritten opptar generelt lite skjærspenning (figur 8.7). Det er trolig at jordskjelv kan forekomme der spenningskonsentrasjonene er høyest siden skjærspenningen flere steder overgår skjærstyrken til vanlige bergarter som er 6 – 12 MPa.

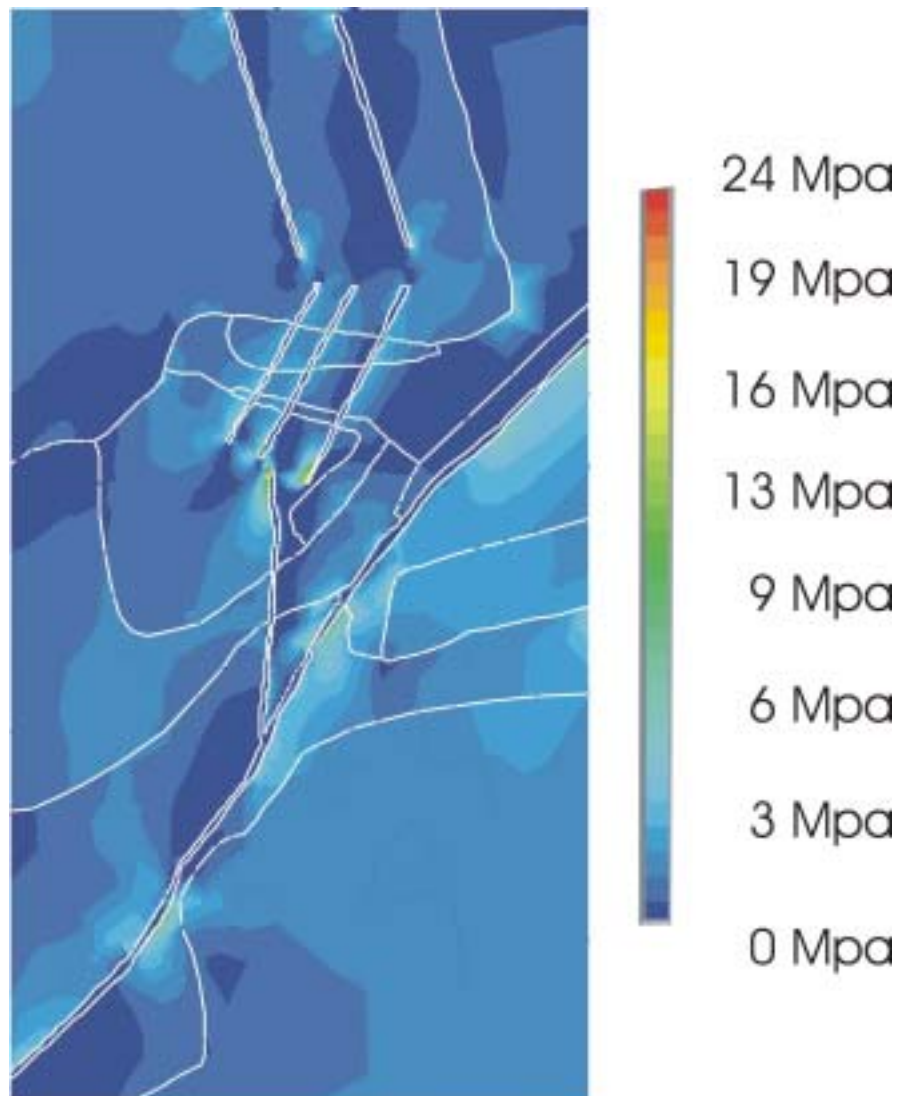


Figur 8.7. Modell av Bømlo fremstilt med skjærspenning. Modellen er påført 10 MPa horisontal spenning med orientering N70°V. Rød farge er høye verdier mens blå farge er lave. De høye verdiene som finnes nede til venstre og oppe til høyre er randeffekter og må ikke vises stor oppmerksomhet. Skalaen er gitt fra 2 MPa til 13 MPa.

8.3.2. Modell av Bømlo med forkastingssoner

Modellen med forkastinger er basert på modellen med bergartsinndelingen (figur 8.5), hvor lineamenter med tre orienteringer og "Sunnhordlandsforkastningen" er inkludert. Lineamentene er antatt å være forkastingssoner og er innhentet fra lineamentstolkningen i kapittel 5 (figur 5.1 og figur 5.3). Disse sonene har fått en Youngs modul på 1 GPa og et Poissons forholdstall på 0,25. Hensikten med denne modelleringen er å se hvordan bergartskontaktene og forkastningssonene vil respondere på in situ horisontal kompresjon.

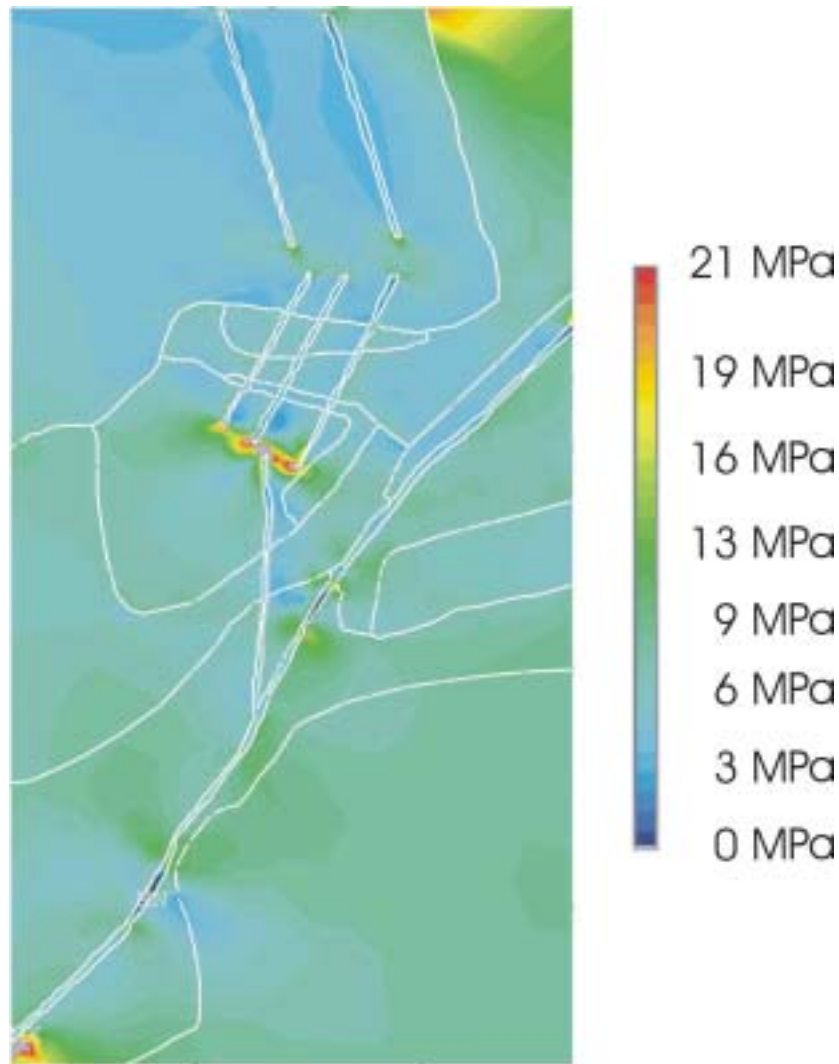
Resultatet av modelleringen med forkastningssoner fremstilt med tensjonsspenning viser at spenningskonsentrasjonene er høyest i tuppen av bruddsonene (figur 8.8). Dette gjelder spesielt for bruddsonene med orientering N – S og NØ – SV, samt der Sunnhordlandsforkastningen krummer. På bruddsonene med orientering NNV – SSØ, ser en tydelig at spenningskonsentrasjonene er størst i motsatt kvadrant, det vil si i sørlig ende av bruddsonen er spenningskonsentrasjonene størst på østlig side av bruddsonene (høyre), mens i nordlige ende er den størst på vestlig side (venstre). Dette stemmer også med resultater fra Gudmundsson (2000a), Lyslo (2000) og Simmenes (2002)



Figur 8.8. Modell av Bømlo med forkastningssoner fremstilt med tensjonsspenning. Modellen er påført horisontalspenning på 10 MPa. Resultatet viser spenningskonsentrasjoner i tuppene til forkastningssonene. Rød farge er høye verdier mens blå farge er lave. Skalaen går fra 0 MPa til 24 MPa.

De høye spenningskonsentrasjonene vil trolig føre til at bruddsonene vokser (propagerer) og de kan muligens sammenkobles med andre bruddsoner i nærheten. De tensile spenningene i denne modellen overgår tensjonsstyrken til de fleste bergarter (Amadei & Stephansson, 1997) som kan føre til at nye brudd kan dannes eller gamle brudd vil reaktiveres. Dannelse og reaktivering av brudd fører igjen til sammenkobling av brudd, som igjen gir økt permeabilitet i fjellet og øker vannføringen (Gudmundsson et al., 2003). Det er da trolig mest gunstig å plassere grunnvannsbrønner der det er størst sannsynlighet for nydannelse av brudd, det vil si der spenningskonsentrasjonen er høyest.

Den samme modellen med forkastningssoner er fremstilt med von Mises skjærspenning (figur 8.9). Resultatet viser at det forekommer flere områder med spenningskygger (figur 8.9). Resultatet viser også at det dannes spenningskonsentrasjoner i tuppen av bruddsonene (figur 8.9), som ved fremstilling med tensjonsspenning (Figur 8.8). Særlig ende av de NØ – SV orienterte bruddsonene viser høyest konsentrasjon av spenning. Det kan skyldes at de NØ – SV og det N – S orienterte bruddsonene påvirker hverandre siden ligger svært nær hverandre (figur 8.9). Det er trolig at jordskjelv kan forekomme langs bruddsonene der spenningskonsentrasjonene er store, siden skjærspenningen flere steder overgår skjærstyrken til vanlige bergarter (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997).



Figur 8.9. Modell av Bømlo med forkastningssoner fremstilt med skjærspenning. Modellen er påført horisontal kompresjonsspenning på 10 MPa. Resultatet viser spenningskonsentrasjoner i tuppen av forkastningssonene. Det er trolig at det kan forekomme jordskjelv der spenningskonsentrasjonen er høyest, siden skjærspenningen overgår skjærstyrken til vanlige bergarter. Rød farge er høye verdier mens blå farge er lave. Skalaen er gitt fra 0 MPa til 21 MPa. De høye verdiene som finnes nede til venstre og oppe til høyre (hjørne) er randeffekter og må ikke vises stor oppmerksomhet.

9. Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene som er fremkommet i dette arbeidet diskuteres opp mot etablerte teorier, gyldighet og usikkerheter. Ut ifra det som er presentert i kapittel 5, 6, 7 og 8 er det naturlig å fokusere på følgende temaer:

- Lineamentstolkningen; samsvar mellom lineament- og bruddorientering, samt ytelse i fjellbrønner i forbindelse med de tolkede lineamentene. Lineamentene blir også på bakgrunn av spenningsfeltet, satt i sammenheng med en hydrotektonisk modell.
- Forkastningsarkitekturer som er funnet i feltet. Bruddfrekvensøkning i pegmatittganger kontra i vertsberget.
- Seismisitet; hvilke forkastningssoner som er aktive i Sunnhordland i dag, samt diskutere noen av analysene som dybdefordelingen av jordskjelv og til slutt en risikovurdering.
- Vannføring rundt forkastningen ved Djupavika med anvendelse av analytiske modeller.

9.1. Lineamentstolkningen

Det første lineamentskartet for Sør – Norge er basert på tolkning av Landsatbilder og foretatt av Ramberg et al. (1977). Det ble etterfulgt av en bruddanalyse av hele Norge basert på svart – hvit Landsatbilder (Gabrielsen & Ramberg, 1979). I denne analysen ble Norge delt opp i 31 subområder etter ulike bruddkarakteristikker og generelt viser deres arbeid at det hovedsakelig forekommer tre hovedbruddorienteringer i Norge: N – S, NV – SØ og NØ – SV. Bømlo faller inn under subområde 10 som er benevnt Bergen

lineamentsone, hvor bruddorienteringene fra Ramberg & Gabrielsen (1979) viser en sterk N – S orientering, samt NV – SØ, NØ – SV og en svak ØNØ – VSV orientering. Denne sonen var også beskrevet så tidlig som 1879 av Kjerulf (1879) og andre (Holtedahl, 1967; Nilsen, 1973). Den seneste lineamentskartleggingen som omfatter hele Norge er basert på en tolkning av Landsat TM 7 i skala 1:750.000 og er av høyere oppløselighet enn tidligere datasett (Gabrielsen et al., 2002). Men arbeidet bekrefter i store trekk konklusjonene som finnes i Gabrielsen & Ramberg (1979). Karpuz (1990) finner i sitt lineamentstudie over Sunnhordland tre dominerende orienteringer: NØ – SV, NV – SØ og NNV – SSØ til N – S. Dette arbeidet er basert på geologiske og geofysiske metoder og disse orienteringene er også bekreftet av Valle (1998).

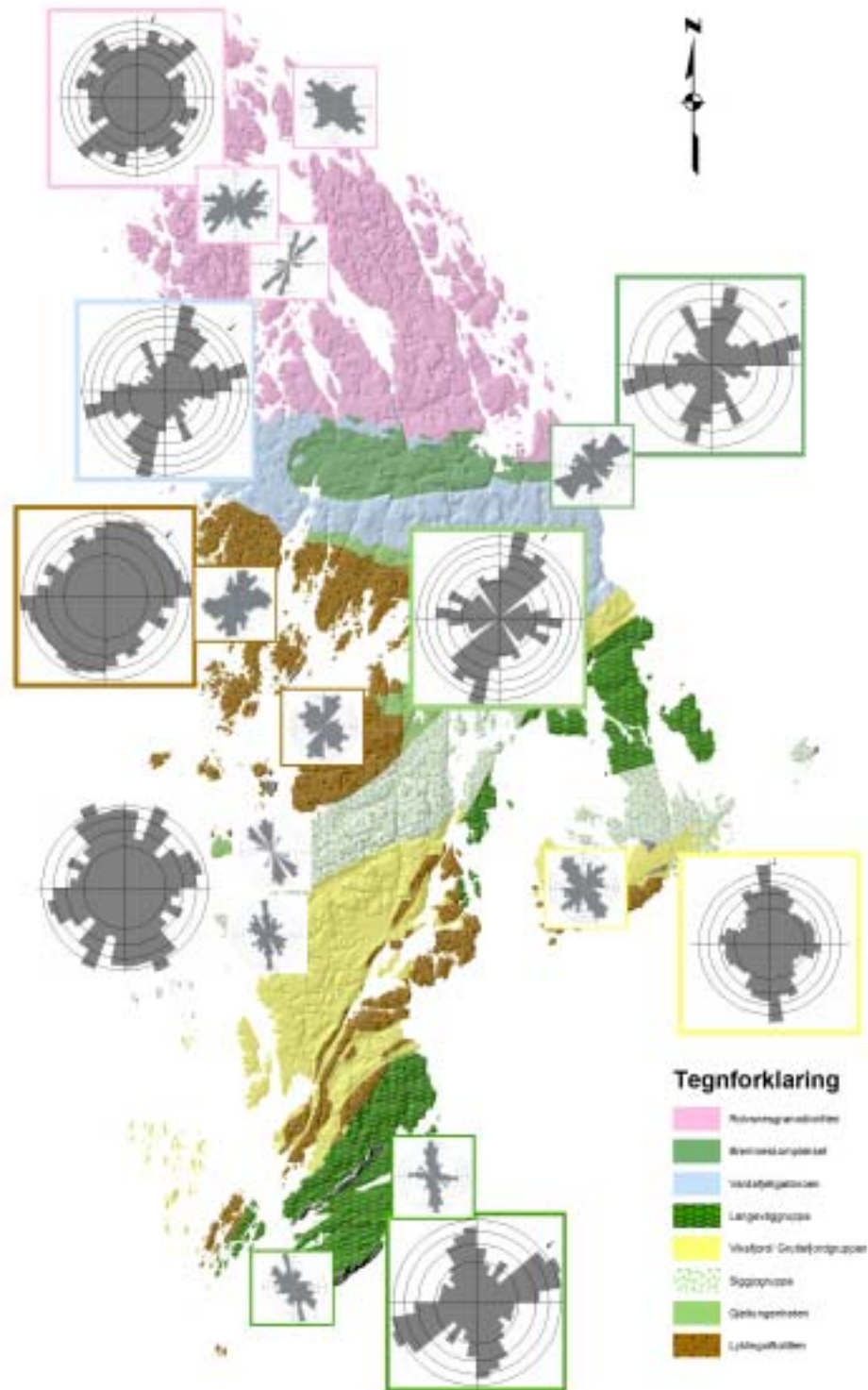
I dette arbeidet er det foretatt to tolkninger av lineamenter på Bømlo og de er basert på to ulike målestokker. Den første som er presentert i kapittel 5.1 og figur 5.1 er basert på en digital høydemodell og utgjør 389 lineamenter. Den andre tolkningen er basert på en større målestokk i 1:10000 og er presentert i kapittel 5.2 og figur 5.3. Det generelle bildet av lineamentsorienteringer som er presentert i dette arbeidet (figur 5.1 og figur 5.3) synes å bekrefte tolkningen til Holtedahl (1967) selv om arbeidet her er i større målestokk.

De kvantitative resultatene viser generelt ingen gode og klare trender når hele datasettet betraktes (figur 5.2 og figur 5.4). Det kan antydes i toplineamentene en distribusjon fra NNV – SSØ til ØNØ – VSV (figur 5.2 A), med en noe sterkere NØ – SV når det akkumulerte lengdeplottet studeres (figur 5.2 B). I analysen av fotolineamentene er det vanskeligere å skille ut noen klare trender men det kan antydes en variasjon av lineamentsorienteringer i NNØ – SSV og N – S (figur 5.4 B). Lineamenter med orientering NV – SØ er derfor svakt representert på Bømlo og er i kontrast til arbeidet til Karpuz (1990) og Valle (1998). Årsaken til dette uklare resultatet som er fått i toplineamentene og fotolineamentene, kan skyldes metoden som er valgt for presentasjon. Programmet "GEOrient" (kapittel 2.2) plotter aksene i prosent og vil derfor ikke gi det samme visuelle bildet av frekvensen som et histogram gir, selv om sirkelsegmentene er arealvektet. Siden det er en antydning til sirkeldistribusjon av orienteringene til fotolineamentene i figur 5.4, er det undersøkt om mindre arealer har mer distinkte trender (kapittel 5.3). Undersøkelsen viser at dette er tilfellet. Generelt viser denne analysen at de tektoniske enhetene på sørlige Bømlo (Siggjogruppen,

Vikafjord/Grutlefjordgruppa og Langevåggruppa) har to populasjoner av lineamentsorienteringer; NNW – SSW og Ø – V til ØNØ – VSW, mens de tektoniske enhetene på nordlige Bømlo (Rolvnesgranodioritten, Bremneskomplekset, Vardafjellgabbroen, Geitungenheten og Lyklingofiolitten) har tre populasjoner; NNØ – SSW, ØNØ – VSW og NØ – SV (figur 9.1). Metoden som er anvendt til å finne lineamentsorienteringene i de ulike tektonostratigrafiske enhetene på Bømlo har ført til en overrepresentasjon av antall lineamenter, ettersom lineamenter med stor utstrekning vil krysse flere enheter og bli medberegnet i flere enheter. I denne analysen (kapittel 5.3.1 til 5.3.8) forekommer det 3827 lineamenter mens det i selve tolkningen er 3415, altså det er ca. 400 flere lineamenter. Dette vil påvirke både frekvensplottene og de akkumulerte lengdeplottene, men det er usikkert i hvilken grad.

9.1.1. Lineament versus brudd

Basert på resultatene av lineamentstolkningen er presentert i kapittel 5 og av felldataene i kapittel 6 er det fremstilt en sammenligning av orienteringen av lineamenter og brudd på Bømlo (figur 9.1). I de fleste tektoniske enhetene på Bømlo er det god samsvar i orientering av lineamenter og småskala brudd (fra felldata), det vil si at de fleste brudd er parallelle med lineamentsorienteringene i området eller står med vinkel ($\sim 30^\circ$) på lineamentet som er forventet rundt et lineament (Braathen & Gabrielsen, 2000). I de tektoniske enhetene Rolvnesgranodioritten, Siggjogruppen og Lyklingofiolitten er det relativt godt samsvar i orienteringene av brudd og lineamenter (figur 9.1), men det er store variasjoner i bruddorienteringer fra lokalitet til lokalitet. Dette sees godt i Rolvnesgranodioritten (figur 9.1). Det er også her stor spredning i lineamentsorienteringer, men det ser også ut om den spredningen gjenspeiler de ulike variasjonene i bruddorienteringer. I Langevåggruppa og Vikafjord/Grutlefjordgruppa er det relativt god samsvar mellom lineament- og bruddorientering med noe avvik, mens i Bremneskomplekset står de fleste bruddene med vinkel ($\sim 30^\circ$) på lineamentsorienteringene. Avviket i Bremneskomplekset kan indikere skjærbevegelse langs lineamenter, som også kan antydes med sprang langs de store NØ – SV orienterte lineamentene i komplekset (figur 9.1). Felldata for Vardafjellgabbroen og Geitungenheten mangler og det kan dermed ikke foretas en sammenligning i disse enhetene.



Figur 9.1. Lineament og småskala bruddorienteringer. Fargene rundt roseplottene tilsvarer hvilken tektonostratigrafisk enhet dataene kommer fra. De store roseplottene kommer fra lineamentstolkningen, mens de små er fra feltdata. Det mangler feltdata fra Vardafjellgabbroen og Geitungenheten. N = 3827 for lineamentene og 1344 for småskala brudd ved lokalitetene.

De store variasjonene i bruddorienteringene som er funnet i de plutonske bergartene som for eksempel Rolvsnesgranodioritten og Lyklingofiolitten (figur 9.1), samt den store spredingen i lineamentsorienteringer, kan tyde på en lang og kompleks deformasjonshistorie og/ eller at termale spenninger kan ha hatt en stor rolle i dannelsen av lineamenter (hvis lineamentene er brudd) og småskala brudd. En termo – mekanisk spenningsmodellering av et kjølede pluton, predikerer dannelse av termale spenninger på flere titalls MPa (Bergbauer & Martel, 1999), som kan føre til et komplekst bruddmønster ettersom disse spenningene overgår de fleste bergarters mekaniske stryke (Schultz, 1995; Amadei & Stephansson, 1997).

9.1.2. Brønncapasitet og nærhet til lineament

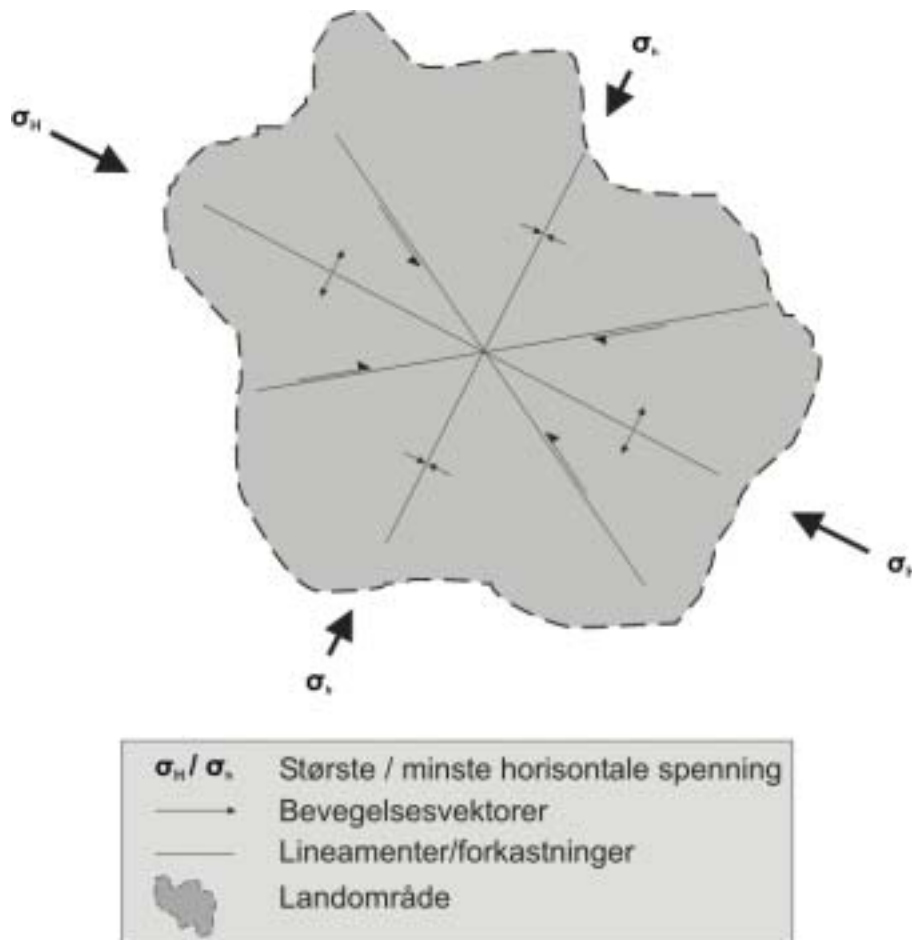
Det er kjent fra mange arbeider at det finnes en relasjon mellom høy bruddfrekvens og nærhet til lineament, og en avtagende bruddfrekvens med økende avstand fra lineamentet (Braathen & Gabrielsen, 1998; Lyslo, 2000; Braathen & Gabrielsen, 2000; Berg, 2000; Skurtveit, 2000). Det er også vist at grunnvannsbrønner i fast fjell som er i nærheten av lineamenter har større vannføring enn brønner lenger vekk (Braathen et al., 1999; Lie, 2001). Larsen (2002) finner også en brønn med høy ytelse på Bømlo som trolig kan skyldes nærheten til flere av lineamentene der.

I kapittel 5.4 er det undersøkt om denne sammenhengen mellom brønncapasitet og nærhet til lineamentene også eksisterer på Bømlo. Det er konkludert med at det ikke finnes en sammenheng, som trolig skyldes det mangelfulle datagrunnlaget analysen er basert på. En annen feilkilde er usikkerhetene i selve stedfestingen til brønnene. I informasjonen fra brønn databasen (www.ngu.no) er det oppgitt en usikkerhet på 500 m på noen av brønnene. Det er altså mer enn den største avstanden fra et lineament som er funnet i analysen (figur 5.24).

9.1.3. Brønncapasitet og hydrotektonisk modell

Bruddsystemer som er dannet på bakgrunn av enkelte spenningssystemer kan ha et karakteristisk deformasjonsbilde (figur 1.3 D), og består av et bruddmønster av to sett av konjugerte skjærbrudd, med en 30° vinkel på største horisontale spenningsakse (σ_H), og

tensjonsbrudd som er orientert parallelt med σ_H . Basert på bruddmekanikk fra bergartsprøver i laboratoriet etablerte Larsson (1972) et konsept om hydrotekonisk modell ved å anta at en kunne oppskalere en bergartsprøve til å gjelde for et stort landområde. I modellen vil derfor brudd som er orientert parallelt med σ_H ha større apertur (b) enn brudd som er orientert normalt på (figur 9.2) (Larsson, 1972).

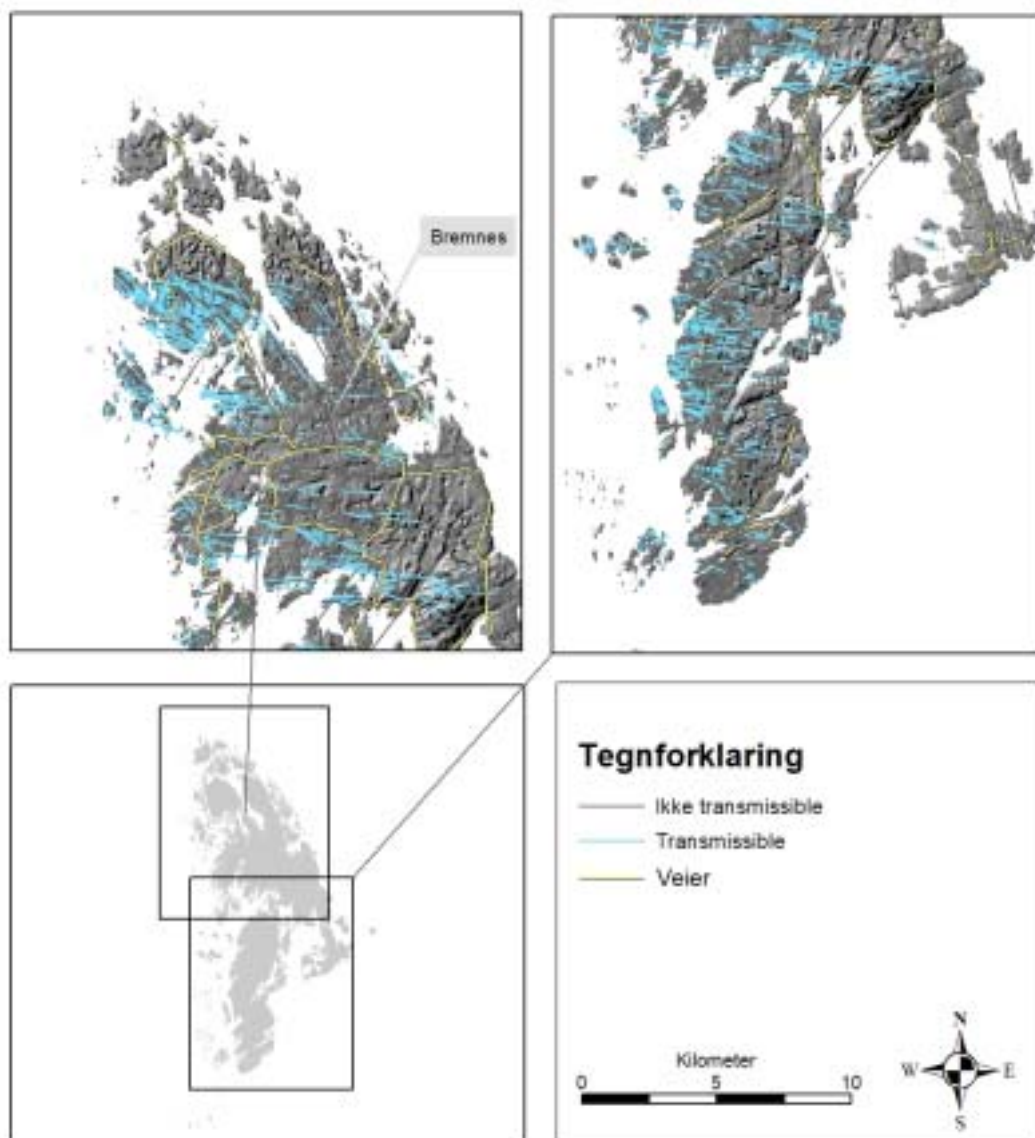


Figur 9.2. Hydrotekonisk modell. Brudd som er orientert parallelt med σ_H vil ha størst apertur og derfor lede mest fluider. Brudd normalt på σ_H vil trolig lukkes av in situ spenning og dermed ha minst apertur.

Nylige studier ved en aktiv kontinentalmargin i California (Barton et al., 1996; Finkbeiner et al., 1997) og i Nevada (Ferrill et al., 1999) viser at forkastinger som er orientert med en foretrukken orientering for slipp eller volumøkning ("dilation") i det omliggende spenningsfeltet, er de som har størst tendens til å lede grunnvann. Spenningsfeltet i Fennoskandia er komplisert ettersom det er flere spenningsgenererende mekanismer som er opphav (tabell 7.1). Det er likevel flere

arbeider som har lykket med denne metoden i Fennoskandia (Larsson, 1972; Rohr-Torp, 1987; Talbot & Sirat, 2001).

Største hovedspenningsakse er på Bømlo funnet til å være N117°Ø, altså VNV - ØSØ (kapittel 6.1.2, figur 6.8 B). På bakgrunn av denne vektoren er lineamentsorienteringene delt inn ved å anta at lineamenter som avviker $\pm 30^\circ$ fra 117°, vil være transmissible, mens lineamenter med orientering fra 0° til 87° og 147° til 180° vil være mindre transmissible (figur 9.3).



Figur 9.3. Hydrotektonisk modell over Bømlo. Av de 3415 tolkede lineamentene er det kun 804 av dem som oppfyller antagelsen om at det er de som er orientert $\pm 30^\circ$ fra 117° som er de mest transmissible.

Det er store usikkerheter tilknyttet denne modellen siden modellen er basert på en biaksial spenningsteori, mens det påvises et mer komplisert deformasjonsbilde i triaksiale forsøk (Reches, 1983). Modellen antar også at tensjonsbrudd vil være mer transmissive og tar ikke hensyn til deres ofte mindre sammenkoblede natur, og at bruddene i geologisk tid kan bli mineralfylte (Banks et al., 1996).

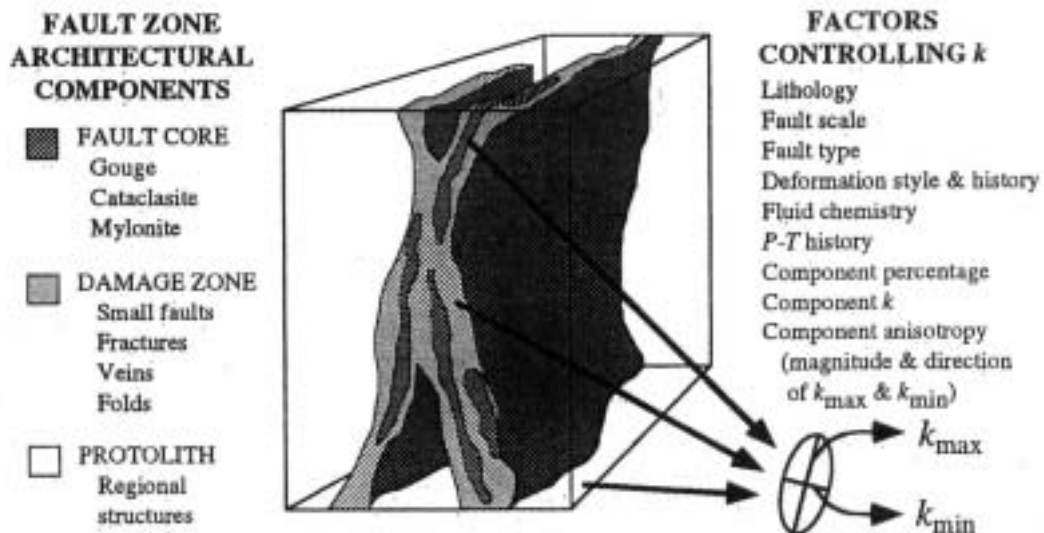
I kapittel 5.4 er det undersøkt om det finnes en sammenheng mellom brønncapitet og orientering til lineamentene på Bømlø. Det kan antydes en økning i brønncapitet fra 40° mot 100° som kan passe med modellen i figur 9.2, men dette er veldig usikkert ettersom det også er en stor variasjon innenfor dette intervallet (figur 5.25). Hvis en tar i betraktning de samme usikkerhetene som er oppgitt i kapittel 9.1.1 er det ikke urimelig å konkludere med at det ikke finnes en sammenheng.

Bruddaperturene som er funnet rundt lokaliteten ved Djupavika indikerer en mulig forhøyning av aperturer i brudd med strøk fra 100° til 150° (figur 6.9). Dette kan passe inn i en hydrotektonisk modell hvis spenningsvektoren er 117° (figur 6.8 B). Det observeres også en forhøyning av brudd med høy aperturer med strøk fra 0° til 60° (figur 6.9) som i følge modellen (figur 9.2) ligger i et område hvor brudd burde ha mindre apertur. Hvis disse aperturene skyldes spenning kan en mulig årsak til dette være at spenningsfeltet rundt forkastningen er redistribuert. Det er kjent fra andre arbeider at spenningen kan bli redistribuert (Zhang et al., 1994; Grollimund & Zoback, 2000) og dempet (Martna et al. 1983; Stephansson, 1986) rundt forkastninger og bruddsoner.

9.2. Forkastningsarkitekturer

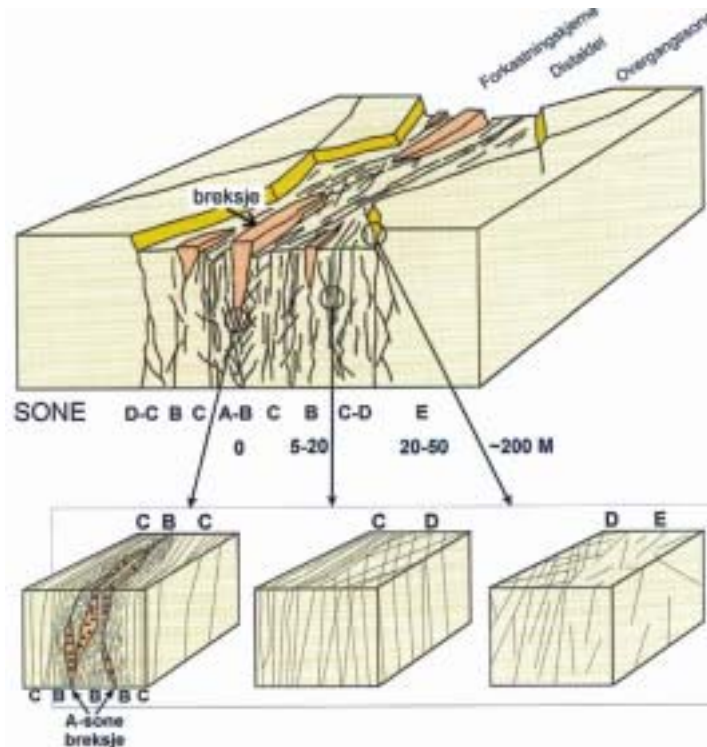
Detaljerte studier er blitt gjort på permeabilitetsstrukturer i forkastningssoner, både ved hjelp av teoretiske og instrumentelle metoder (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Seront et al., 1998; Caine & Forster, 1999). Inndelingen varierer noe, men det er hovedsakelig to hydromekaniske strukturer i en forkastningssone: forkastingskjernen og knusningssone (Bruhn et al., 1994; Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Seront et al., 1998). Caine et al. (1996) skisserer en kvalitativ og kvantitativ konseptuell forkastingsmodell (figur 9.4) med anvendelse på å karakterisere permeabilitetsstrukturer i forkastningssoner. Forkastingskjernen og knusningssonen er to distinkte strukturelle og

hydromekaniske enheter, hvor deres relative tykkelse vil avgjøre om forkastningssonen vil virke som en leder, barriere eller som en kombinasjon av disse, for strømming av fluider.



Figur 9.4. Konseptuel modell av en forkastningszone. Protolitten er fjernet i figuren. Ellipsen representerer den relative magnitudo og orientering av den todimensjonale permeabilitetstensoren. Fra Caine et al. (1996).

Modeller som er basert på et statistisk datagrunnlag av frekvens og orientering til brudd rundt steile forkastninger i metamorfe bergarter, viser at bruddistribusjonen er symmetrisk om en sentral del. Denne sentrale delen utgjør kjernen, hvor bruddintensiteten er høyest. Utenfor kjernen, i distaldelen, minker bruddintensiteten med økende avstand (Braathen & Gabrielsen, 1998; Braathen & Gabrielsen, 2000). Fallforkastinger (normal eller revers) viser også at det er en asymmetri i bruddistribusjonen med en høyere bruddfrekvens i hengblokken. En statistisk analyse av over 100 lineamenter i Norge antyder et generelt mønster av orienteringer og fordeling av brudd i nærheten av lineamentene, og er inndelt i deskriptive termer (figur 9.5). Forkastningssonen utgjør den sentrale delen og varierer normalt fra noen cm til 20 m.



Figur 9.5. Oppbygning av bruddsoner. Sonen kan beskrives nærmere i distinkte soner hvor A – sonen består av forkastningsbergarter, B -, C -, D - og E – sonen er karakterisert ved bestemte bruddsett. Fra Braathen og Gabrielsen (2000).

Denne sonen kan videre inndeles i A- og B – sonen. A – sonen er den delen som består av en forkastningsbergart som mylonitt, kataklasitt eller brøksje. B – sonen utgjør også den sentrale delen, men er den delen som ikke består av en forkastningsbergart. Hvis A – sonen mangler utgjør B – sonen senteret alene (figur 9.5). Distaldelen utgjør sonene C og D, og er fra 5 til mer enn 50 m bredt. Disse består av brudd som er parallele med lineamentet, og/ eller to bruddsett med en 60° vinkel mellom seg. Utover dette og før bakgrunnsoppsprekningen, kommer en overgangssone hvor en kan påvise en høyere bruddfrekvens (figur 9.5) (Braathen & Gabrielsen, 2000).

I dette arbeidet er det ikke lagt vekt på denne soneinndelingen til Braathen & Gabrielsen (1998), men A – sonen observeres både ved lokalitet Djupavika (kapittel 6.1.1) og Katla (kapittel 6.3). Ved lokalitet Sele er ikke kjernen observert så soneinndelingen her er usikker. Men C – sonen observeres med brudd som er parallele med lineamentet. Bruddprofilen ved lokaliteten (kapittel 6.4, figur 6.19) viser en avtagende bruddintensitet med økende avstand fra forkastingen. Profilen viser også en høyere bruddintensitet i hengblokken, som er en vanlig observasjon ved fallforkastinger (Braathen & Gabrielsen, 1998). Bruddfrekvensen ved lokaliteten Djupavika (kapittel 6.1.1) viser

ikke en forventet bruddistribusjon som er typisk for fallforkastinger. De høye bruddintensitetene som finnes her er kun lokalisert til pegmatittgangene som er distribuert sporadisk over profilet (figur 6.6). Det antydes imidlertid en viss asymmetri i bruddintensiteten i pegmatittene med en noe høyere intensitet fra hengblokken mot liggblokken. Bruddfrekvensen indikerer også at det er vanskelig å definere en knusningssone utenfor kjernen, ettersom oppsprekningen mellom pegmatittgangene ser ut til å være liten. Det kan her tenkes at pegmatittgangene har tatt opp det meste av deformasjonen og et eventuelt lengre bruddprofil ville vist en avtagende bruddintensitet i pegmatittgangene. Forkastningen ved Djupavika viser indikasjoner på at den er utviklet langs kontakten mellom pegmatittgangen og vertsbergarten (figur 6.4 A og B). Dette støttes ved at det er observert flere slipplan langs kontakten (figur 6.4 B), og at det er observert rester av pegmatitt på selve forkastningsflaten i hengblokken (figur 6.4 A). Det er usikkert om forkastningen følger en pegmatittgang langs hele forkastningsstrøket som er kartlagt fra flyfoto til å være minst 3 km. Det er også funnet rester av pegmatitt i forkastningskjernen ved lokalitet Katla (figur 6.16). Også denne forkastningen viser at deformasjonen er konsentrert til kjernen, men dette er usikkert siden bruddfrekvensen her mangler. Tidligere feltbefaringer som er foretatt ved Rolvsnesgranodioritten har også observert at forkastninger er utviklet langs kontakten med pegmatitter (pers. kom T. B. Andersen, Universitetet i Oslo).

I kapittel 8.2 er det vist hvordan et heterogent medium med ulike elastiske egenskaper vil respondere på en horisontal kompressiv spenning på 10 MPa, som er antatt å være dagens spenningssituasjon på Vestlandet (Midtbø, 1996). Youngs modul er satt til å være 1 GPa i granodioritten og 100 GPa i pegmatittgangen. Dette er gjort for å undersøke om den høye bruddintensiteten kan forklares på bakgrunn av mekaniske egenskaper. Resultatet som er vist med von Mises skjærspenning, viser en klar spenningskonsentrasjon i pegmatittgangen. Dette skyldes den høye stivheten i pegmatitten.

Det kan derfor se ut til at det er en vesensforskjell på forkastninger som utvikler seg i bergarter uten og med lokale heterogeniteter. Bergarter som har innslag av stivere bergarter (høyere Youngs modul, se figur 4.2) kan danne forkastninger som er styrt av en prosess som kalles deformasjonssvekkelse, og gir seg til uttrykk ved at deformasjonen vil være lokalisert til en smal sone, og vil følgelig danne en

knusningssone som ikke er bred. Dette er i kontrast til konklusjonen til Larsen (2002), basert på samme feltdata. Larsen (2002) hevder at knusningssonen er bred, på bakgrunn av tykkelsen på forkastningskjernen. Prosesser som styrer dannelsen av knusningssoner er et dynamisk samspill mellom blant annet deformasjonssvekkelse og deformasjonsharding, og begge prosesser kan virke i samme sone over geologisk tid. En annen forklaring på dannelsen av forkastningen ved Djupavika kan være at det har eksistert et brudd som ble dannet under kontraksjon av smeltemassen (Rolvnesgranodioritten) før pegmatitten ble dannet. Pegmatitten kan så ha intrudert ved en passiv mekanisme (ikke som et hydrobrudd), slik at denne sonen kan ha fungert som en svakhetssone over geologisk tid. Når en forkastningskjeerne først er utviklet kan en videre utvikling være styrt av at spenningen blir overført til knusningssonen. Numeriske modeller av en forkastningssone med en lav stivhet i kjernen, viser at det dannes spenningskygger i kjernen og spenningskonsentrasjoner i overgangen mellom kjernen og vertsbergarten. Dette kan forklare at forkastningssonen vokser over tid (Gudmundsson & Simmenes2003).

9.3. Mekanisk lagdelte bergarter

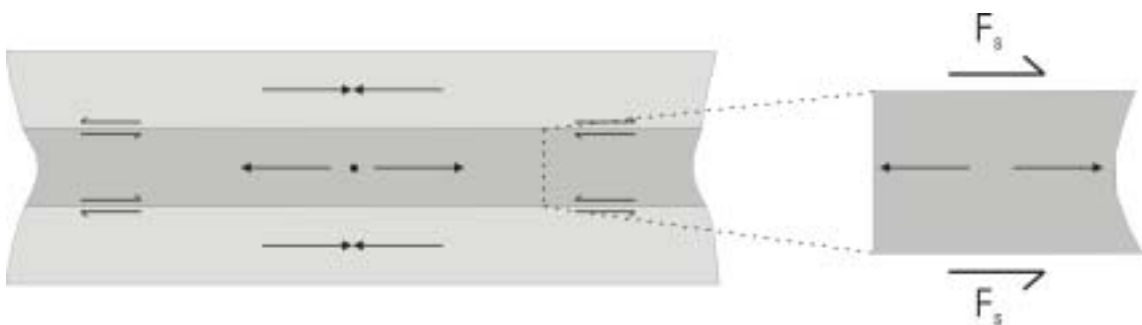
Heterogeniteter i berggrunnen kan ha stor betydning for dannelse av brudd og videre bruddutvikling (Martel, 1999). Noe av det mest opplagte skillet mellom ulike bruddarkitekturer er om bruddet er begrenset til en enkel mekanisk enhet (stratabundne) eller ikke (ikke – statabundne) (Aarseth et al. 1997).



Figur 9.6. Stratabundne brudd i pegmatittgangene. Bildet er fra pegmatittene ved lokalitet Skålavika. Bildet er fotografert mot NØ.

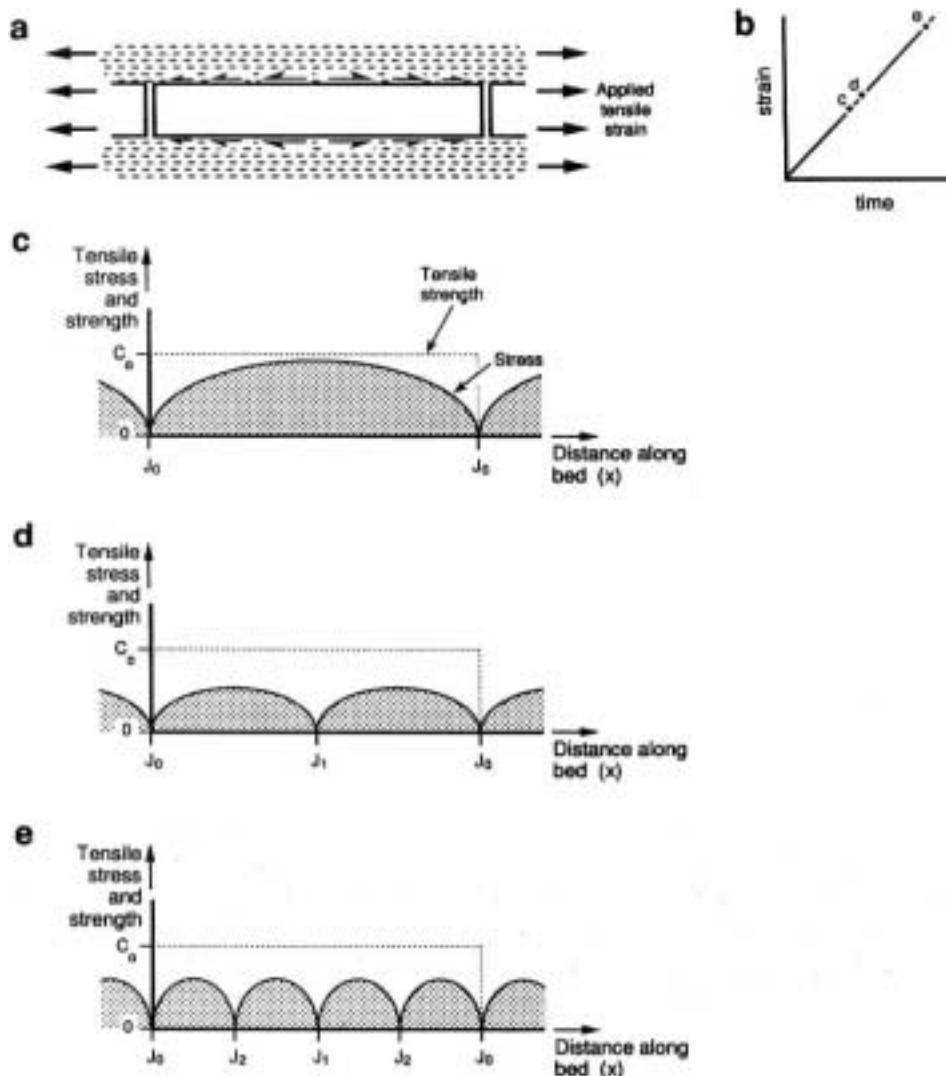
Ikke – stratabundne brudd er som regel ikke regulært romlig fordelt, men forekommer i forklyngninger. De kan forekomme internt i et medium eller dannes som et resultat av høy tensil spenning. I motsetning forekommer stratabundne brudd gjerne mellom inkompetente medier og er derfor begrenset i utstrekning (Aarseth et al. 1997). Det er lenge prøvd å karakterisere fordelingen av bruddavstanden i mekanisk lagdelte bergarter (Dershowitz & Einstein, 1988), og prosessene bak (Price, 1966; Hobbs, 1967; Sowers, 1972). I disse modellene avhenger den kalkulererte bruddavstanden av tykkelsen av lagene, kontrasten i de fysiske kontrastene mellom bruddmediet og omsluttende lag, samt lagparallel deformasjon (ekstensjon). Det er også funnet at en proporsjonalitet mellom lagtykkelse og bruddavstand eksisterer både i kompressive og ekstensive regimer (Huang & Angelier, 1989).

Brudd kan også dannes som et resultat av spenning som blir generert i kontakten mellom ulike medier. Hvis to omsluttende medier har en større ekspansjon under oppløft til et høyere skorpenivå enn det sentrale mediet, vil normalkomponenten av spenning som er parallelt med det ytre mediet være kompressiv, og tensilt i de midtre (figur 9.7) (Twiss & Moores, 1992). Den tensile spenningen (F_t) som blir generert i det midtre mediet må balansere spenningen fra kontakten (F_s); $F_t = 2F_s$. Siden F_s øker med lengden av mediet, vil derfor bruddavstanden til et ekstensjonsbrudd være avhengig av den lengden av mediet som må til for å bygge opp en tensil spenning lik bergartens tensile styrke (T_0). For et tykkere medium, vil bruddavstanden være større siden det kreves mer spenning til å overgå bergartens tensile styrke (Twiss & Moores, 1992).



Figur 9.7. Lagkontakt genererende spenningsmekanismer. Forandring i spenning og/ eller temperatur kan indusere spenninger i et medium med forskjellige mekaniske egenskaper som elastisitet og termal ekspansjonskoeffisient. Modifisert etter Twiss & Mores (1992).

Hobbs (1967) presenterer en modell for dannelsen av brudd i mekanisk lagdelte bergarter, og antar at skjærspenningen i det omsluttende laget minker lineært fra et maksimum (styrke) i kontakten med det stive laget, til null en avstand som er lik det stive lagets bredde. Som et resultat vil maksimum tensile spenninger dannes ved midtpunktet mellom to eksisterende brudd (figur 9.8). Han predikerte også at bruddavstanden vil blant annet være proporsjonal med tykkelse og $E^{1/2}$ (Youngs modul). Denne modellen er senere forbedret til å gjelde for en ikke – lineær minkning av skjærspenningen, samt innflytelsen av tykkelsen til det omsluttende laget (Ji & Saruwatari, 1998).



Figur 9.8. Hobbs modell for bruddannelse. A) Skjærspenning langs kontakten mellom en høy modul (Youngs modul) bruddmedium og omsluttende lag med en lav modul. B) Deformasjonen øker med tiden og henspiller til c, d og e. C) Tensile spenninger i bruddmediet (midtre) fordelt over avstanden fra et eksisterende brudd J_0 for dannelsen av et nytt. D) Etter dannelsen av et nytt brudd J_1 . E) Flere brudd (J_2) dannes i midtpunktet mellom eksisterende brudd. Fra Narr & Suppe (1991).

Det er vist at det forekommer mekanisk lagdelte bergarter og stratabundne brudd i feltområdet. Det er også vist i kapittel 6.2.1 at det er en lineær sammenheng mellom bruddfrekvens og tykkelse i pegmatittgangen (figur 6.13 B). Samtidig observeres det en regularitet i avstanden mellom bruddene (figur 9.6). Forholdet mellom tykkelse og bruddfrekvens beskrives ved en lineær kurve $\sim y = -0,58x + 50$, og en korrelasjonskoeffisient (R^2) på $\sim 0,82$. Den gode tilpasningen skyldes nok lite datapunkt i analysen, men det viser likevel en klar reduksjon av brudd med økt tykkelse. Denne observasjonen er anskueliggjort ved en numerisk modell i kapittel 8.2.2, hvor det her er modellert et heterogent medium med innslag av to pegmatitter. Resultatene viser at tynne pegmatitter opptar mer skjærspenningskonsentrasjoner og kan mulig forklare den observerte korrelasjonen mellom tykkelse og bruddfrekvens i figur 6.13 B. En skjærspenningsfremstilling som er gjort i figur 8.4 predikerer dannelsen av skjærbrudd, mens modellen til Hobbs (1967) omtaler dannelsen av tensile brudd. Det er også mest trolig at bruddene i figur 9.6 og den observerte lineære sammenhengen mellom pegmatitttykkelse og bruddfrekvens (figur 6.13 B), er tensile brudd ettersom det ikke er observert skjærbevegelser langs dem. På bakgrunn av dette er det klart at det ville være riktigere å velge en tensjonsspenningsfremstilling til å underbygge poenget.

9.4. Seismisitet

Siden Sunnhordland er et seismisk aktivt område vil det eksistere aktive forkastinger. Det ser ut til å være tre store bruddsoner som kan være potensielle opphav til den observerte seismisiteten. Det ene er Hardangerfjord skjærsonen (figur 3.9) som går i Hardangerfjorden, og er en postkaledonisk ekstensjonsstruktur (Fossen, 1992), med orientering NØ – SV (Karpuz, 1990; Færseth et al., 1995; Atakan et al., 1996). Litt lenger nord, parallelt med Hardangerfjord skjærsonen går Sunnhordlandsforkastningen. Denne går gjennom sørspissen av Bømlø, Stord og Tysnes (figur 3.9). Både Hardangerfjord skjærsonen og Sunnhordlandsforkastningen er påvist fra refraksjonsseismikk å ha et fall mot nordvest (Hurich & Kristoffersen, 1988). Den siste bruddsonen er orientert N – S til NNV – SSØ. Det er også flere bruddsoner med samme orientering mellom Stord og Tysnes (figur 3.9), samt lenger inn i Hardangerfjorden. I følge Hicks & Ottemöller (2001) kan ingen av disse tre bruddsonene utelukkes som årsak til jordskjelvet 12. august 2000 (M_L 4,5).

Undersøkelser som er gjort på sedimentkjerner fra isolerte basseng av senglacial tid (holocen) i Hardangerfjorden tyder på at gradienten på strandlinjer ikke er konstant, men forandrer seg mot de N – S og NNØ – SSV orienterte bruddsonene. Konklusjonen i undersøkelsen er at de ikke – uniforme tiltede strandlinjene reflekterer forskjellig bevegelse langs bruddsonene i Hardangerfjorden som viser en normalbevegelse (Helle et al., 2000). Dette viser at der har vært bevegelser i de N – S og NNØ – SSV orienterte bruddsonene i postglacial tid. Dette støttes også av forstyrrelser i strandlinjer og nivilleringsundersøkelser litt sør for Sunnhordland (Anundsen, 1987; Anundsen 1988; Anundsen, 1989; Anundsen & Gabrielsen , 1990).

En analyse av kinematiske indikatorer fra forkastningsflater som er presentert i kapittel 6.2.2 (figur 6.14) støtter et spenningsfelt med vertikal forkortning og horisontal ekstensjon. Det er likevel usikkert om de observerte kinematiske indikatorene representerer forkastningsaktivitet i holocen. Andre studier i Hordaland (Fossen, 1998) og Sunnhordland (Valle et al., 2002) får også det samme spenningsbildet som figur 6.14, men der konkluderes det med at aktiviteten fant sted i sen devon.

Det er foretatt en numerisk analyse av de tektoniske enhetene og større lineamenter som forekommer på Bømlo for å se om dette kan gi en pekepinn på områder som en kan forvente seismisk aktivitet (kapittel 8.3). Resultatene viser generelt et komplisert bilde av spenningskonsentrasjoner og spenningskygger. Figur 8.7 viser at det er mulig å danne forkastninger og derfor jordskjelv på bakgrunn av mekaniske kontraster ved bergartsgrenser. Det er også i figur 7.6 vist et seismisk lineament som befinner seg i og rundt en bergartsgrense (Sigmond, 1978), men kan trolig være menneskapt støy ettersom det også befinner seg en vei der. Andre hevder at jordskjelv i intraplate områder høyst sannsynlig dannes ved reaktivering av gamle svakhetssoner og forkastninger (Talwani, 1989). Ved å innføre noen kjente bruddsoner (figur 8.9) forandres også spenningsbildet og viser at det noen bruddsoner opptar store spenningskonsentrasjoner i bruddtuppene, som føre til en sammenkobling.

Det er mange usikkerheter tilknyttet denne modelleringen. Først og fremst fungerer ikke en tektonisk enhet som en homogen masse (mekanisk sett), men består av et antall ulike bergarter som igjen har ulike mekaniske egenskaper. Det er også knyttet usikkerheter til bestemmelsen at de ulike elastiske egenskapene (E og ν). Vanligvis bestemmes disse

egenskapene fra små bergartsprøver i laboratoriet, og vil derfor ikke representere riktige verdier når en oppskalerer modellene. Det er kjent at elastitetskonstanten Youngs modul minker i verdi når bergmassen øker, ettersom stivheten er avhengig av graden av oppsprekking (Schultz, 1996). Det er også vist at en bergarts mekaniske styrke minker med økt forvitring (Suzuki et al., 1995; Gupta & Seshagiri Rao, 2000). Men som et resultat av komplekse geometrier og ulike elastiske egenskaper viser det tydelig at det ikke er en enkel kausal sammenheng mellom spenning og deformasjon (her uttrykt ved spenningskonsentrasjoner). Geometrier og elastiske kontraster kan redistribuere spenningsfeltet og være en årsak til det observerte resultatet (Marrett & Peacock, 1999).

9.4.1. Dybdefordeling

Det er foretatt en analyse fokusdistribusjonen av jordskjelvregistreringene. Av figur 7.7. ser det ut til at dybdefordelingen av jordskjelv (fokus) er grunnere ved Bømlo, hvor interpolasjonen predikerer en dybdetrend ned til 12 km. Fordelingen viser også en oppgrunningstrend som er orientert med den kaledonske trenden, som er NØ – SV (figur 7.7).

Det er store usikkerheter til denne metoden siden interpolasjonen (IDW) direkte gjenspeiler datagrunnlaget. Det er mulig to forhold som mulig påvirker resultatet. Det første er at dataområdet er lokalisert både på land og til havs, og at det som kjent forekommer flere registreringer i og rundt større byer (figur 7.6). Dette fører til en asymmetri i datalokasjonen og interpolatoren vil derfor mulig lage en falsk orientering. Et annet forhold som påvirker resultatet er at hastighetsmodellen som er etablert for Sunnhordland. I denne modellen eksisterer det en grenseflate ved 15 km og som fører til at mange skjelv blir registrert ved denne grensen (Lienert & Havskov, 1995). Siden det er bedre stasjonsdekning i Sunnhordland og følgelig flere registrerte skjelv, vil det være flere data med registrert dybde rundt 15 km. Det er derfor på bakgrunn av dette, høyst usannsynlig at resultatet er et reelt tilfelle.

9.4.2. Seismisk risikovurdering

Seismisk risikovurdering er med en nødvendighet nesten basert på uniformitarianisme som ofte blir uttrykt ved "the present is the key to the past", men her prøves det å forstå fremtiden ut av det som vites fra fortiden. Dette betyr at jordskjelvprosesser i nær fortid vil i all sannsynligvis være de samme i nær fremtid (Yeats et al. 1997).

Den største konsekvensen en kan direkte forvente av et jordskjelv er strukturelle ødeleggelser på bygninger som følge av rystelser, men sekundæreffekter som skred har globalt sett ofte forårsaket større tap av menneskeliv. I Sunnhordland er det ikke forventet å få jordskjelv med så store magnituder, men det er spekulert i om dreneringsanomalier til elver i Etneområdet, som befinner seg like sør for Sunnhordland (figur 7.6), kan gjenspeile flere jordskjelv med magnituder større enn 6. Dette støttes ved observasjoner av større skred og flere terrasser. Alderen på disse hendelsene er anslått til å være yngre enn 12 000 år siden disse glasifluviale avsetningene ble avsatt etter at isbreen hadde nådd sin marine grense (Atakan et al., 1996). Det er også observert sekundæreffekter etter jordskjelvet 29. januar 1989 ved Etne, hvor de mest iøynefallende var rifter i kvartære sedimenter, samt ødeleggelser i en grunnmur (Karpuz et al., 1991).

I kapittel 7.4 er det funnet to ulike gjentakelsesintervaller fra Gutenberg & Richter forholdet (ligning 7.1) på jordskjelv i Sunnhordland. Den første undersøkelsen som er basert på hele datasettet gir et lavere gjentakelsesintervall enn undersøkelsen hvor bekreftede eksplosjoner er tatt vekk. Men det er trolig sistnevnte analyse som gir det mest troverdige resultatet ettersom alle bekreftede eksplosjoner er fjernet. Resultatet gir en $\log N = 4,58 - 1,13M$. En b – verdi på 1,13 er nær den teoretiske verdien på 1 (Gutenberg & Richter, 1954). En kan da forvente et gjentakelsesintervall for jordskjelv med magnitudo 4 hvert 16,5 år, 61 år for magnitudo 4,5, og ca. 220 for et jordskjelv med magnitudo 5. Dette er i kontrast til tidligere undersøkelser i sørvest Norge som gir en statistisk gjentakelsesintervall på 10 år for jordskjelv med magnitudo 4 eller større (NORSAR & NGI, 1998). Dette viser følsomheten i metoden siden tidsperioden og datamengden vil påvirke resultatet. En annen usikkerhet i metoden er hvilket forhold det er mellom store og små jordskjelv. I figur 7.8 og figur 7.9 er det tydelig at jordskjelvene med de største magnitudene oppfører seg annerledes gjennom tid. Det viser seg at

individuelle forkastninger har en tendens til å produsere gjentakende maksimale jordskjelv ved en viss størrelse som er karakteristisk for en enkelt forkastning eller forkastningssegment. Disse er benevnt ”karakteristiske jordskjelv” og produserer ikke mindre jordskjelv som en gjentakelsesintervallkurve predikerer (Schwartz & Coppersmith, 1984). Karakteristiske jordskjelv beskriver kun jordskjelv magnitude og tilhørende slipp på forkastningene. Modellen impliserer nødvendigvis ikke et uniformt gjentakelsesintervall mellom karakteristiske hendelser (Hecker & Schwartz, 1994).

9.5. Vannstrømning i krystalline bergarter

Krystalline bergarter har meget liten primær porøsitet. Betydelig strømning av vann i disse bergartene er avhengig av sekundær porøsitet, hovedsakelig i form av brudd og bruddsystemer (Odling, 1997; Singhal & Gupta, 1999; Fetter, 2001). Den tradisjonelle måten å betrakte strømning i brudd er å anta at bruddene kan beskrives med en parallell platemodell. Fra denne modellen kan en avlede den kubiske lov som sier at strømningen er proporsjonal med kuben av aperturen (b^3) (ligning 4.23). En teoretisk vannføring ved lokaliteten Djupavika (kapittel 6.1) kan derfor regnes ut ved å utvide ligning 4.23 til å gjelde for strømning langs vertikale bruddsett (ligning 4.25). Det er i figur 6.5 at bruddene ved lokaliteten faller nær vertikalt. I utregningene er vannets tetthet (ρ_w) 1000 kgm^{-3} og dens dynamiske viskositet (μ) er $1,55 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (Smits, 2000) og tyngdens akselerasjon (g) er $9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$. Den hydrologiske gradienten (i) er satt til 0,001 som er en sannsynlig gradient ettersom lokaliteten befinner seg nær havet (Lie, 2001). Aperturene er tatt ut fra figur 6.7 og det er utregnet gjennomsnitt for hver meter. Resultatet er presentert i tabell 9.1 og viser at det er mange brudd som ikke leder vann og skyldes at bruddene ikke har apertur. Det er usikkert om dette er riktige verdier siden metoden som er anvendt (kapittel 2.3) ikke klarer å fange opp de minste aperturene og vil følgelig bli trunkert. Tabell 9.1 gjenspeiler figur 6.7 ettersom det er aperturen som er den effektive variabelen for grunnvannstrømningen, og strømningen vil derfor være størst i pegmatittgangene siden det er flest brudd her og aperturene er funnet til å være høye. Resultatet viser ingen generell økning av strømning inn mot kjernen slik som figur 6.7 predikerer siden aperturene øker. Dette skyldes nok at det er mange brudd som har aperturer lik null, og de vil påvirke gjennomsnittverdiene som er brukt til utregningen.

Tabell 9.1. Vannføring over forkastningen ved lokalitet Djupavika. Aperturverdiene er hentet fra figur 6.7 og det er regnet ut et gjennomsnitt av aperturene for hver meter. Q verdiene er gitt i m³/s.

| Profillengde | Q | Profillengde | Q |
|--------------|----------------------|--------------|-----------------------|
| 0 | 0 | 27 | 0 |
| 1 | $1,04 \cdot 10^{-4}$ | 28 | 0 |
| 2 | 0 | 29 | <i>Kjerne</i> |
| 3 | 0 | 30 | <i>Kjerne</i> |
| 4 | $7,42 \cdot 10^{-6}$ | 31 | $5,27 \cdot 10^{-9}$ |
| 5 | 0 | 32 | $1,01 \cdot 10^{-9}$ |
| 6 | $2,63 \cdot 10^{-6}$ | 33 | $3,71 \cdot 10^{-5}$ |
| 7 | $4,95 \cdot 10^{-5}$ | 34 | $5,65 \cdot 10^{-8}$ |
| 8 | 0 | 35 | $1,27 \cdot 10^{-7}$ |
| 9 | 0 | 36 | $3,09 \cdot 10^{-8}$ |
| 10 | 0 | 37 | $2,01 \cdot 10^{-4}$ |
| 11 | $1,03 \cdot 10^{-7}$ | 38 | $3,56 \cdot 10^{-8}$ |
| 12 | $2,49 \cdot 10^{-6}$ | 39 | 0 |
| 13 | 0 | 40 | $2,06 \cdot 10^{-8}$ |
| 14 | $6,04 \cdot 10^{-4}$ | 41 | $4,22 \cdot 10^{-10}$ |
| 15 | 0 | 42 | 0 |
| 16 | 0 | 43 | 0 |
| 17 | 0 | 44 | $1,44 \cdot 10^{-6}$ |
| 18 | $8,90 \cdot 10^{-9}$ | 45 | $1,32 \cdot 10^{-3}$ |
| 19 | $5,27 \cdot 10^{-9}$ | 46 | 0 |
| 20 | $2,28 \cdot 10^{-8}$ | 47 | 0 |
| 21 | $6,25 \cdot 10^{-9}$ | 48 | $8,90 \cdot 10^{-9}$ |
| 22 | 0 | 49 | 0 |
| 23 | 0 | 50 | $5,86 \cdot 10^{-10}$ |
| 24 | $4,69 \cdot 10^{-9}$ | 51 | $1,32 \cdot 10^{-9}$ |
| 25 | 0 | 52 | 0 |
| 26 | $4,52 \cdot 10^{-7}$ | 53 | 0 |

Naturlige brudd består som regel ikke av planære brudd, men er karakterisert ved røe overflater som derfor danner kontaktpunkter med bruddflatene (Lespinasse & Sausse, 2000). Dette fører til en stor distribusjon av aperturer og et komplekst strømningsmønster siden strømmingen vil bli kanalisert der aperturen er størst (Tsang & Tsang, 1989; Moreno & Tsang, 1994; Tsang & Neretnieks, 1998; Lespinasse & Sausse, 2000; Sausse, 2002). Utrekninger av Q (tabell 9.1) viser at vannføringen langs forkastningen i Djupavika varierer fra $0 - 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. Dette indikerer at det vil være noen få brudd som vil være de dominerende vannledere (figur 9.9).



Figur 9.9. Kanalisering av vannstrømning. På grunn av at bruddet har varierende apertur, er det bare en liten del av bruddet som leder vann. Bildet er fra lokalitet Skålavika og er fotografert mot SV. Person som skala.

Strømning i et brudd vil i stor grad være kontrollert av bruddaperturen, siden en liten endring i apertur fører til en stor forandring i Q på grunn av sin eksponentiale natur (b^3). Størrelsen på aperturen vil igjen være kontrollert av spenningsfeltet (Smart et al., 2001) og dybden bruddet befinner seg på, siden normalspenningen vil øke med dypet og føre til en elastisk lukning av bruddene (Power & Durham, 1997). En elastisk lukning med dypet vil så føre til en ytterligere kanalisering av strømmingen (Sausse, 2002) og et avvik fra parallell plate approksimasjonen (ligning 4.23) (Power & Durham, 1997). Permeabilitet i et bergvolum er avhengig i hvilken grad bruddene er sammenkoblet. Studier på bruddsammenkobling viser at de viktigste parametrene er bruddorientering, bruddfrekvens og bruddutstrekning (Long & Witherspoon, 1985). Resultatene til Long & Witherspoon, (1985) indikerer også at bruddsystemer med korte brudd og høye bruddfrekvenser har lavere permeabilitet enn brudd med lang utstrekning og lavere bruddfrekvens.

På Bømlo eksisterer det et komplekst mønster av lineamentsorienteringer. Det er også påvist til dels stor variasjon av orienteringer internt i de ulike tektonostratigrafiske enhetene. I tillegg er det vist at småskala brudd ved alle lokaliteter har minst en orientering som er parallell med lineamentene som finnes i nærheten av hver lokalitet,

samt flere som står med vinkel til lineamentene. Det er derfor stor sannsynlighet for at det vil eksistere flere bruddorienteringer som vil krysse hverandre og føre til sammenkobling. En økt sammenkobling kan danne et bruddnettverk slik at perkulasjonsterskelen overgås.

10. Konklusjoner

Ut i fra det som er presentert i dette arbeidet, vil det være naturlig å konkludere med følgende:

- Det er store variasjoner i lineamentsorienteringer på Bømlo, men en analyse foretatt på mindre områder gir generelt at de tektoniske enhetene på sørlige Bømlo (Siggjogruppen, Vikafjord/Grutlefjordgruppa og Langevåggruppa) har to populasjoner av lineamentsorienteringer; NNV – SSØ og Ø – V til ØNØ – VSV, mens de tektoniske enhetene på nordlige Bømlo (Rolvnesgranodioritten, Bremneskomplekset, Vardafjellgabbroen, Geitungenheten og Lyklingofiolitten) har tre populasjoner; NNØ – SSV, ØNØ – VSV og NØ – SV.
- Feltobservasjoner viser at mange lineamenter er forkastninger. Bruddata fra feltarbeidet viser også til dels store variasjoner i orienteringer fra lokalitet til lokalitet. Det er også vist at de ofte har en sammenheng med forkastningene i området, som vil si at de er deler av knusningssonen til forkastningen.
- Det er påvist to typer av forkastningsarkitekturer på Bømlo, hvor den ene har en potenslov avtagning av småskala brudd fra forkastningskjernen og har en synlig knusningssone. I den andre typen synes bruddfrekvensen å være i relasjon til pegmatittganger og viser ingen potenslov relasjon. Denne typen har ingen synlig knusningssone. Forskjellen i arkitektur kan skyldes at bergarter med mekaniske heterogeniteter (pegmatittganger) kan påvirke dannelse og videre utvikling av bruddene. Disse observasjonene er anskueliggjort med numeriske modeller som

viser at det dannes høye spenningskonsentrasjoner i stivere bergarter (pegmatittgangene).

- Det er en lineær sammenheng mellom bruddfrekvens og tykkelse i pegmatittgangene. En numerisk modell viser at tynne mekaniske lagdelte bergarter opptar høyere spenningskonsentrasjoner enn tykke, og observasjonene fra feltet kan derfor skyldes elastiske kontraster mellom vertsbergarten og pegmatittgangene.
- Det er ikke funnet en sammenheng mellom brønnkapasitet og nærhet til lineament. Større datagrunnlag og sikrere stedfesting av grunnvannsbrønner er trolig nødvendig.
- Analytisk modellering av vannstrømning i brudd viser at pegmatittgangene er viktige vannledere på nordlige Bømlo. Beregninger av strømning i forkastningssonen i Djupavika viser at vannstrømningen (volumetrisk strømningsrate, Q) varierer fra 0 til 10^{-3} som er en representativ strømning for krystalline bergarter.
- Største horisontalspenning (σ_H) er funnet til å være N117°Ø. Fjellbrønner som er i nærheten av lineamenter som er orientert parallell med denne vektoren viser en svak forhøyning i brønnkapasitet. Aperturverdier fra småskala brudd langs forkastningen ved Djupavika viser også en svak sammenheng med denne spenningsvektoren. Dette kan passe inn i en hydrotektisk modell som vil åpne brudd som er parallell med største horisontalspenning kan åpne seg.
- Gjentakelsesintervallet av jordskjelv i Sunnhordland kan beskrives av en $\log N = 4,58 - 1,13M$, som tilsvarer et gjentakelsesintervall på jordskjelv med magnitudo 4 eller større hvert ca. 16 år, 61 år for magnitudo 4,5 og ca. 220 år for et jordskjelv med magnitudo 5.

Referanser

Aarseth, E. S., Bourguin, B., Castaing, C., Chilès, J. P., Christensen, N. P., Eeles, M., Fillion, E., Genter, A., Gillespie, P. A., Håkansson, E., Zinck Jørgensen, K., Lindgaard, H. F., Madsen, L., Odling, N. E., Olsen, C., Reffstrup, J., Trice, R., Walsh, J. J. & Watterson, J., 1997: *Interim Guide to Fracture Interpretation and Flow Modelling in Fractured Reservoirs*. European Commission.

Amadei, B. & Stephansson, O., 1997: *Rock Stress and Its Measurement*. Chapman & Hall, London.

Amalixsen, K. G., 1983: *The Geology of the Lykling Ophiolitic Complex, Bømlo, SW Norway*. Upublisert Cand. real oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.

Ambraseys, N. N. & Jackson, J. A., 1998: Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern mediterranean reigon. *Geophysical Journal International* **133**, s.390-406.

Anda, E., Blikra, L. H. & Braathen, A., 2002: The Berill Fault - first evidence of neotectonic faulting in southern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* **82**, s.175-182.

Andersen, T. B., 1998: Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics* **285**, s.333-351.

Andersen, T. B. & Andresen, A., 1994: Stratigraphy, tectonostratigraphy and the accretion of outboard terranes in the Caledonides of Sunnhordland, W. Norway. *Tectonophysics* **231**, s.71-84.

Andersen, T. B. & Jamtveit, B., 1990: Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: a model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of western Norway. *Tectonics* **9**, s.1097-1111.

Andersen, T. B. & Jansen, Ø. J., 1987: The Sunnhordland Batholith, W. Norway: Regional setting and internal structure, with emphasis on the granitoid plutons. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **67**, s.159-183.

Andersen, T. B., Nielsen, P., Rykkelid, E. & Sølva, H., 1991: Melt-enhanced deformation during emplacement of gabbro and granodiorite in the Sunnhordland Batholith, west Norway. *Geological Magazine* **128**, s.207-226.

Andresen, A. & Færseth, R., 1982: An evolutionary model for the southwest Norwegian Caledonides. *American Journal of Science* **282**, s.756-782.

Anundsen, K., 1987: Måling av forkastningsbevegelser i Sørvest-Norge. *Rapport til Statoil*.

- Anundsen, K., 1988. Variations in Quaternary (Late Weichselian) relative sea-levels in southwest Norway; observation of isostatic/eustatic movements and active faulting. (red. N-A. Mørner). *Proceedings of the Lejoland Symposium on Neotectonics, Stockholm*.
- Anundsen, K., 1989: Late Weichselian relative sea levels in southwest Norway: observed strandline tilts and neotectonic activity. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **111**, s.288-292.
- Anundsen & Gabrielsen, 1990. Neotectonics, Sunnhordland Region: Guide to excursion. Tectonics and structural geology studies group, Report 5, Geologisk institutt, Universitetet i Bergen/Nansen Remote Sensing Center.
- Atakan, K., Karpuz, M. R. & Dahl, S. O., 1996. Importance of geological data in probabilistic seismic hazard assessments: a case study from Etne, Western Norway. I: *Earthquake Hazard and Risk* (red. V. Schenk) Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Atkins, A. G. & Mai, Y. W., 1985: Elastic and Plastic Fracture. *Horwood, Chichester*.
- Banks, D., Odling, N. E., Skarphagen, H. & Tohr-Torp, E., 1996: Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova* **8**, s.223-235.
- Barton, C. A., Zoback, M. D. & Moos, D., 1996: Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts* **33**, 206s.
- Bear, J., 1993: Modelling flow and contaminant transport in fractured rocks. I: *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. (red. J. Bear, C. F. Tsang & G. Marsily). Academic Press, San Diego.
- Bell, J. S. & Eisbacher, G. H., 1996: Neotectonic stress orientation indicators in southwestern British Columbia. *Geological Survey of Canada, Current Research*, s.143-154.
- Berg, S. S., 2000: *Strukturell analyse av bruddsoner med hensyn på grunnvannspotensialet i oppsprukne bergarter*. Upublisert Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Bergbauer, S. & Martel, S. J., 1999: Formation of joints in cooling plutons. *Journal of Structural Geology* **21**, s.821-835.
- Bhattacharya, R. M., Majumdar, R. K. & Kayal, J. R., 2002: Fractal dimension and b-value mapping in northeast India. *Current Science* **82**, s.1486-1491.
- Bott, M. H. P. & Kusznir, N., 1984: The origin of tectonic stress in the lithosphere. *Tectonophysics* **105**, s.1-13.
- Braathen, A., Berg, S. S., Storro, G., Jaeger, O., Henriksen, H. & Gabrielsen, R. H., 1999. Fracture-zone geometry and groundwater flow; result from fracture studies and test drilling in Sunnfjord. *Norges Geologiske Undersøkelse rapport*.
- Braathen, A. & Gabrielsen, R. H., 1998: Lineament architecture and fracture distribution in metamorphic and sedimentary rocks, with application to Norway. *Norges geologiske undersøkelse rapport*.
- Braathen, A. & Gabrielsen, R. H., 2000: Bruddsoner i fjell- oppbygning og definisjoner. *Norges Geologiske Undersøkelse, Gråsteinen* **7**, 24s.

- Brady, B. H. G. & Brown, E. T., 1985: *Rock Mechanics for Underground Mining*. George Allen & Unwin, London.
- Brekke, H., 1983: *The Caledonian Geological Patterns of Moster and Southern Bømlo. Evidence for Lower Palaeozoic Magmatic Arc Development*. Upublisert Cand. real oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Brekke, H., Furnes, H., Nordås, J. & Hertogen, J., 1984: Lower Palaeozoic convergent plate margin volcanism on Bømlo, SW Norway, and its bearing on the tectonic environments of the Norwegian Caledonides. *Journal of Geological Society of London* **141**, s.1015-1032.
- Brenner, S. L. & Gudmundsson, A., 2002: Permeability development during hydrofracture propagation in layered reservoirs. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* **439**, s.71-77.
- Broberg, K. B., 1999: *Cracks and Fracture*. Academic Press, London.
- Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A. & Thompson, T., 1994: Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics* **142**, s.609-644.
- Bryhni, I. & Sturt, B. A., 1985. Caledonides of southwestern Norway. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Area* (red. D.G. Gee & B.A. Sturt). John Wiley & Sons, London.
- Bungum, H., 1989. Earthquake occurrence and seismotectonics in Norway and surrounding areas. I: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound* (red. S. Gregersen & P.W. Basham). Kluwer Academic Publishers, London.
- Bungum, H., Alsaker, A., Kvamme, L. B. & Hansen, R. A., 1991: Seismicity and seismotectonics of Norway and nearby continental Shelf areas. *Journal of Geophysical Research* **96**, s.2249-2265.
- Byrkjeland, U., Bungum, H. & Eldholm, O., 2000: Seismotectonics of the Norwegian continental margin. *Journal of Geophysical Research* **105**, s.6221-6236.
- Caddell, R. M., 1980: *Deformation and fracture of solids*. Prentice -Hall, New Jersey.
- Caine, J. S., Evans, J. P. & Forster, C. B., 1996: Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* **24**, s.1025-1028.
- Caine, J. S. & Forster, C. B., 1999. Fault zone architecture and fluid flow: insights from field data and numerical modeling. I: *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* (red. W.C. Haneberg, P.S. Mozley, J.C. Moore & J.C. Goodwin). American Geophysical Union, Washington, DC.
- Daly, J. S., Aitchison, S. J., Cliff, R. A., Gayer, R. A. & Rice, A. H. N., 1991: Geochronological evidence from discordant plutons for a late Proterozoic orogen in the Caledonides of Finnmark, northern Norway. *Journal of Geological Society of London* **148**, s.29-40.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J., 1996: *Structural Geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, London.
- de Marsily, G., 1986: *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, New York.

- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L. & Blikra, L. H., 2000: Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1447-1460.
- Denton, G. H. & Hughes, T. J. E., 1981: *The Last Great Ice Sheets*. John Wiley & Sons, New York.
- Dershowitz, W. S. & Einstein, H. H., 1988: Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering* **21**, s.21-51.
- Dons, J. A., 1960. Telemark supracrustals and associated rocks. I: *Geology of Norway* (red. av O. Høltedahl) Norges Geologiske Undersøkelse **208**, s. 49-58.
- Dorè, A. G. & Gage, M. S., 1987. Crustal alignments and sedimentary domains in the evolution of the North Sea, North-East atlantic margin and Barents shelf. I: *Petroleum Geology of North West Europe* (red. J. Brooks & K.W. Glennie) Graham & Trotmann, London.
- Eide, E. & Torsvik, T. H., 1997: Some perspectives on datin rifting events with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *TSGS program with avstracts*.
- Eide, E., Torsvik, T. H. & Andersen, T. B., 1997: Absolute dating og brittle fault movements: Late Permian and late Jurassic extensional fault breccias in western Norway. *Terra Nova* **9**, s.135-139.
- Evans, J. P., Forster, C. B. & Goddard, J. V., 1997: Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology* **19**, s.1393-1404.
- Farmer, I., 1983: *Engineering Behaviour of Rocks*. Chapman & Hall, New York.
- Fejerskov, M. & Lindholm, C. D., 2000. Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress generating mechanisms. I: *Dynamics of the Norwegian Margin* (red. A. Nøttvedt). Geological Society of London, Special Publications.
- Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A. & Morris, A. P., 1999: Stressed rock strains and groundwater at Yocca mountain, Nevada. *GSA Today* **9**, s.1-8.
- Fetter, C. W., 2001: *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey.
- Finkbeiner, T., Barton, C. A. & Zoback, M. D., 1997: Relationships among in situ stresses, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **81**, s.1975-1999.
- Fjeldskaar, W., 1997: Flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the postglacial uplift. *Tectonics* **16**, s.596-608.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. & Fjeldskaar, I., 2000: Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1413-1422.
- Foslie, S., 1955: Kisdistriktet Varaldsøy - Ølve i Hardanger. *Norges Geologiske Undersøkelse* **147**, s.1-106.
- Fossen, H., 1992: The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology* **14**, s.1033-1046.

- Fossen, H., 1998: Advances in understanding the post-Caledonian structural evolution of the Bergen area, west Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **78**, s.33-46.
- Fossen, H., 2000: Extensional tectonics in the Caledonides: synorogenic or postorogenic? *Tectonics* **19**, s.213-224.
- Fossen, H. & Austerheim, H., 1988: Age of the Krossnes Granite, West Norway. *Norges geologiske undersøkelse. Bulletin* **413**, s.61-65.
- Fossen, H. & Dunlap, W. J., 1999: On the age and tectonic significance of Permo-Triassic dikes in the Bergen-Sunnhordaland region, southwestern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **79**, s.169-177.
- Fossen, H., Mangerud, G., Hesthammer, J., Bugge, T. & Gabrielsen, R. H., 1997: The Bjorøy Formation: a newly discovered occurrence of Jurassic sediments in the Bergen Arc System. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **77**, s.269-287.
- Fossen, H. & Rykkelid, E., 1992: Postcollisional extension of the Caledonian orogen in Scandinavia: structural expression and tectonic significance. *Geology* **20**, s.737-740.
- Furnes, H., Austerheim, H., Amalixsen, K. G. & Nordås, J., 1983: Evidence for an inipient early Caledonian (Cambrian) orogenic phase in southwestern Norway. *Geological Magazine* **120**, s.607-612.
- Furnes, H. & Lippard, S. J., 1979: On the significance of Caledonian pahoehoe, aa, and pillow lava from Bømlø, SW Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **59**, s.107-114.
- Furnes, H., Ryan, P. D., Grenne, T., Roberts, D., Sturt, B. A. & Prestvik, T., 1984. Geological and geochemical classification of ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (red. D.G. Gee & B.A. Sturt). John Wiley & Sons, London.
- Furnes, H. & Thon, A., 1980: Excursions in the Scandinavian Caledonides: Ophiolites and their cover sequences- Karmøy to Bergen southwest Norwegian caledonides. *Uppsala Caledonide Symposium (USC) Exc. no. B11*.
- Færseth, R. B., 1978: Mantle-derived lherzolite xenoliths and megacrysts from Permo-Triassic dykes, Sunnhordland, western Norway. *Lithos* **11**, s.23-35.
- Færseth, R. B., 1982: Geology of southern Stord and adjacent islands, southwest Norwegian Caledonides. *Norges geologiske Undersøkelse* **371**, s.57-112.
- Færseth, R. B., Gabrielsen, R. H. & Hurich, C. A., 1995: Influence of basement in structuring of the North Sea basin, offshore southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **75**, s.105-119.
- Færseth, R. B., Knudsen, B. E., Liljedal, P. S. & Søderstrøm, B., 1997: Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea. *Journal of Structural Geology* **19**, s.1285-1302.
- Færseth, R. B., Macintyre, R. M. & Naterstad, J., 1976: Mesozoic alkaline dykes in the Sunnhordland region, western Norway: ages, geochemistry and regional significance. *Lithos* **9**, s.331-345.
- Færseth, R. B. & Ryan, P. D., 1975: The geology of the Dyvikvågen group, Stord, Western Norway, and its bearing on the lithostratigraphic correlation of polymict conglomerates. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **319**, s.37-45.

- Færseth, R. B. & Steel, R. J., 1978: Silurian conglomerate sedimentation and tectonics within the Fennoscandian continental margin, Sunnhordland, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **58**, s.145-159.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D., 2002: Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian journal of geology* **82**, s.153-174.
- Gabrielsen, R. H., Færseth, R. B., Steel, R. J., Idil, S. & Kløvjan, O. S., 1990: Architectural styles of basin fill in the northern Viking Graben. I: *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts* (red. J. Blundell & A.D. Gibbs). Clarendon Press, Oxford.
- Gabrielsen, R. H. & Ramberg, I. B., 1979: Fracture patterns in Norway from Landsat imagery: results and potential use. *Proceedings, Norwegian Sea Symposium, Tromsø 1979, Norwegian Petrology society* s.NSP/1-28.
- Gee, D. G. & Roberts, D., 1983. Timing of deformation in the Scandinavian Caledonides. I: *Regional Trends in the Geology of the Appalachian - Caledonian - Hercynian - Mauritanide Orogen* (red. D. Reidel). Kluwer Academic Publishers.
- Gjelle, S. & Sigmond, E. M. O., 1995: Bergartsklassifikasjon og kartsammenstilling. *Norges Geologiske Undersøkelse skrifter* **113**, 76s.
- Goldschmidt, V. M., 1912: Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstafel. *Skr. Vidensk. Selsk, Christiania* **19**, 11s.
- Golke, M. & Brudy, M., 1996: Orientation of crustal stresses in the North Sea and Barents Sea inferred from borehole breakouts. *Tectonophysics* **266**, s.25-32.
- Goodman, R. E., 1989: *Introduction to Rock Mechanics*. John Wiley & Sons, New York.
- Gorbatshev, R., 1985. Precambrian basement of the Scandinavian Caledonides. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (red. D.G. Gee & B.A. Sturt) John Wiley & Sons, London.
- Gradstein, F. M. & Ogg, J. G., 1996: A Phanerozoic Time Scale. *Episodes* **19**.
- Grollimund, B. & Zoback, M. D., 2000: Post glacial lithospheric flexure and induced stresses and pore pressure changes in the northern North Sea. *Tectonophysics* **327**, s.61-81.
- Gudmundsson, A., 1992: Formation and growth of normal faults at the divergent plate boundary in Iceland. *Terra Nova* **4**, s.464-471.
- Gudmundsson, A., 1999: Postglacial doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics* **307**, s.407-419.
- Gudmundsson, A., 2000a: Active fault zones and groundwater flow. *Geophysical Research Letters* **27**, s.2993-2996.
- Gudmundsson, A., 2000b: Fracture dimension, displacement and fluid transport. *Journal of Structural Geology* **22**, s.1221-1231.

Gudmundsson, A., Berg, S. S., Lyslo, K. B. & Skurtveit, E., 2001: Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology* **23**, s.343-353.

Gudmundsson, A. & Brenner, S., 2001: How hydrofractures become arrested. *Terra Nova* **12**, s.456-462.

Gudmundsson, A., Gjesdal, O., Brenner, S. L. & Fjeldskaar, I., 2003: Effects of linking up of discontinuities on fracture growth and groundwater transport. *Hydrogeology Journal* **11**, s.84-99.

Gudmundsson, A. & Simmenes, T. H., 2003. How crustal stresses affect fault-zone permeability: with application to West Norway. *Proceedings of the GeoProc, International Conference on Coupled T-H-M-C Processes in Geosystems, Stockholm*.

Gupta, A. S. & Seshagiri Rao, K., 2000: Weathering effects on the strength and deformational behaviour of crystalline rocks under uniaxial compression state. *Engineering Geology* **56**, s.257-274.

Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1954: *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton University Press, Princeton.

Hansen, S. E., Sørlokk, T. & Johannsson, Æ., 1998: Bergarters mekaniske egenskaper. *Sintef. Bygg og miljøteknikk, Trondheim*.

Havskov, J. & Bungum, H., 1987: Source parameters for earthquakes in the northern North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **67**.

Hecker, S. & Schwartz, D. P., 1994: The characteristic earthquake revisited: Geological evidence of the size and location of successive earthquakes on large faults. *U. S. Geological Survey Open-File Report 94-0568*, s.79-80.

Helle, S. K., Rye, N. & Stabell, B., 2000: Shoreline displacement and fault activity in the Hardangerfjord, western Norway, after the deglaciation. *Geoytt* **1**, 82s.

Hicks, E. C., Bungum, H. & Lindholm, C. D., 2000a: Seismic activity, inferred crustal stresses and seismotectonics in the Rana region, Northern Norway. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1423-1436.

Hicks, E. C., Bungum, H. & Lindholm, C. D., 2000b: Stress inversion of earthquake focal mechanism solutions from onshore and offshore Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **80**, s.235-250.

Hicks, E. C. & Ottemöller, L., 2001: The M_l 4.5 Stord/Bømlo, southwestern Norway, earthquake of 12. August 2000. *Norwegian Journal of Geology* **81**, s.293-304.

Hobbs, D. W., 1967: The formation of tension joints in sedimentary rocks: an explanation. *Geological Magazine* **104**, s.550-556.

Holtedahl, H., 1967: Notes on the formations of fjords and fjord-valleys. *Geografiska Annaler* **49**, s.188-203.

Holtedahl, H., 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geologiske undersøkelse* **323**, s.1-87.

Holtedahl, H., 1998: The Norwegian strandflat - a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **78**, s.47-66.

Huang, Q. & Angelier, J., 1989: Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine* **126**, s.355-362.

Hudson, J. A. & Harrison, J. P., 1997: *Engineering Rock Mechanics - an Introduction to the Principles*. Pergamon, Oxford.

Hurich, C. A. & Kristoffersen, Y., 1988: Deep structure of the Caledonide orogen in southern Norway: new evidence from marine seismic reflection profiling. *Norges geologiske undersøkelse. Special Publication* **3**, s.96-101.

Hutchinson, M. F., 1989: A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* **106**, s.211-232.

Igarashi, G., 1996: Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts* **33**, 108As.

Jaeger, J. C. & Cook, N. G. W., 1979: *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York.

Ji, S. & Saruwatari, K., 1998: A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology* **20**, s.1495-1508.

Jing, L. & Hudson, J. A., 2002: Numerical methods in rock mechanics. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **39**, s.409-427.

Johnston, A. C., 1989. The seismicity of 'stable continental interiors'. I: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound* (red. S. Gregersen & P.W. Basham). Kluwer Academic Publishers.

Karpuz, M. R., 1990: *Seismotectonic Study of the Sunnhordland District, Southwestern Norway, Based on Remote Sensing Integrated Geological Data and Seismological Data*. Upublisert Cand. scient. oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.

Karpuz, M. R., Gabrielsen, R. H., Sørensen, L. E. & Anundsen, K., 1991: Seismotectonic significance of the 29. January 1989 Etne earthquake, SW Norway. *Terra Nova* **3**, s.540-549.

Kiær, J., 1929: Den fossilførende ordoviciske - silurske lagrekke på Stord. *Bergens Museum Årbok* **11**, s.8-75.

Kjerulf, T., 1879: Udsigt over det sydlige Norges geologi. (incl. atlas). *W.C. Fabritius, Christiania* 262s.

Klein, R. & Barr, M., 1987. Regional state of stress in western Europe. I: *Proceedings of the International Symposium on Rock Stress and Rock Stress Measurements* (red. O. Stephansson). Centek, Lulea, Sweden.

Kolderup, N. H., 1929: Senkaledonske sprekker med kalkspatbreksie. *Bergen Museum Årbok, Naturvitenskapelige rekke* **4**, s.1-11.

Kvale, A., 1937: Et kaledonsk intrusiv- og effusivfelt på Stord. *Bergen Museum Årbok, Naturvitenskapelige rekke* **1**, 138s.

Larsen, B., 2002: *Bruddsystemer, aktive forkastninger og grunnvannspotensial på Bømlo, Vestlandet*. Upublisert Cand.scient. oppgave, Univeristetet i Bergen.

- Larsson, I., 1972: Groundwater in granite rocks and tectonic models. *Nordic Hydrology* **3**, s.111-129.
- Lespinasse, M. & Sausse, J., 2000: Quantification of fluid flow: hydro-mechanical behaviour of different natural rough fractures. *Journal of Geochemical Exploration* **69-70**, s.483-486.
- Lie, H., 2001: *Grunnvannspotensial på Askøy, Vestlandet: strukturundersøkelser, grunnvannsmodeller og GIS-analyser*. Upublisert Cand. Scient oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Lienert, B. R. & Havskov, J., 1995: HYPOCENTER 3.2. A computer program or locating earthquakes locally, regionally and globally . *Seismological Research Letters* **66**, s.26-36.
- Lindholm, C. D., Bungum, H., Bratli, R. K., Aadnøy, B. S., Dahl, N., Tørudbakken, B. & Atakan, D., 1995: Crustal Stress in the northern North Sea as inferred from borehole breakouts and earthquake focal mechanisms. *Terra Nova* **7**, s.51-59.
- Lindholm, C. D., Bungum, H., Hicks, E. C. & Villagran, M., 2000. Crustal stress and tectonics in Norwegian regions determined from earthquake focal mechanisms. I: *Dynamics of the Norwegian Margin* (red. A. Nøttvedt). Geological Society London, Special Publications.
- Logan, D. L., 2002: *A first course in the Finite Element Method*. Brooks/Cole
- Long, J. C. S. & Witherspoon, P. A., 1985: The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks. *Journal of geophysical research* **90**, s.3087-3098.
- Lyslo, K., 2000: *Analytical and numerical models of stresses and fluid transport in fracture systems in Iceland and Norway*. Upublisert Cand. Scient oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Marret, R. & Allmendinger, R. W., 1990: Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* **12**, s.973-989.
- Marrett, R. & Peacock, D. C. P., 1999: Strain and stress. *Journal of Structural Geology* **21**, s.1057-1063.
- Martel, S. J., 1999: Mechanical controls on fault geometry. *Journal of Structural Geology* **21**, s.585-596.
- Martna, J., Hilscher, R. & Ingevald, K., 1983. Geology and rock stresses in deep boreholes at Forsmark in Sweden. *Proc. 5th Int. Cong. Rock Mech.*
- McClay, K., 1994: *The Mapping of Geological Structures*. John Wiley & Sons, New York.
- Midtbø, E., 1996: Bergspenninger på Nordvestlandet. Prosjekt 2685.00. *NTNU, Institutt for Geologi og Bergteknikk, Trondheim*
- Milnes, A. G., Wennberg, O. P., Skår, Ø. & Koestler, A. G., 1997. Contraction, extension and timing in the south Norwegian Caledonides: The Sognefjorden transect. I: *Orogeny Through Time* (red. J.P. Burg & M. Ford). Geological Society of London Special Publication,
- Moreno, L. & Tsang, C. F., 1994: Flow channeling in strongly heterogeneous porous media: A numerical study. *Water Resources Research* **30**, s.1421-1430.
- Mörner, N. A., 1980. The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamic implications. I: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (red. N.A. Mörner). John Wiley & Sons, New York.

- Muir-Wood, R., 1989: The Scandinavian earthquakes of 22. December 1759 and 31. August 1819. *Disasters* **12**, s.223-236.
- Muir-Wood, R., 2000: Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews* **19**, s. 1399-1411.
- Muir Wood, R. & King, G. C. P., 1993: Hydrological signatures of earthquake strain. *Journal of Geophysical Research* **98**, s.35-68.
- Myrvang, A., 2001: *Bergmekanikk*. NTNU, Trondheim.
- Narr, W. & Suppe, J., 1991: Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* **13**, s.1037-1048.
- Nelson, R. A., 1985: *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Publishing Company, Huston, Texas.
- Nemec, W., 1999: G306: *Quantitative analysis of geological data. Lecture notes*. Upublisert, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Nesje, A. & Dahl, S. O., 1990: Autochthonous block fields in southern Norway: implication for the geometry, thickness and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science* **5**, s.225-234.
- Nielsen, P. E., 1990: *Geologiske Relasjoner mellom Bremneskomplekset og Sunnhordlandsbatolitten, Bømlo, Vest Norge*. Upublisert Cand. Scient. oppgave. Universitetet i Oslo, Oslo.
- Nilsen, T. H., 1973: The relation of joints patterns to the formation of fjords in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **53**, s.183-194.
- Nordås, J., 1985: *A Vulcanological and Geochemical Study of the Lower Paleozoic Lykling Ophiolitic Complex and Siggjo Complex, Central Bømlo, Western Norway*. Upublisert Cand. real oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Nordås, J. N., Amalixsen, K. G., Brekke, H., Suthren, R., Furnes, H., Sturt, B. A. & Robins, B., 1984. Lithostratigraphy and petrochemistry of Caledonian rocks on Bømlo, SW Norway. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Area* (red. D.G. Gee & B.A. Sturt). John Wiley & Sons, London.
- Norsar, 2000: A preliminary report on the 12 August 2000, Stord earthquake. *Norwegian National Seismological Network Technical Report* **9**, 5s.
- NORSAR & NGI, 1998. Seismic zonation for Norway: Report prepared for the Norwegian Council for Building Standardization.
- Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (NNSN), 2001: Jordskjelv database. *Institutt for den faste jords fysikk, Univeristetet i Bergen*.
- Nystuen, J. P., 1986: Regler og råd for navnsetting av geologiske enheter i Norge. *Norsk Geologisk Undersøkelse* **66**, s.1-93.

- Odling, N. E., 1997. Fluid flow in fractured rocks at shallow levels in the earth's crust: an overview. I: *Interim Guide to Fracture Interpretation and Flow Modelling in Fractured Reservoirs* (red. E.S. Aarseth, B. Bourguine, C. Castaing, J.P. Chilès, N.P. Christensen, M. Eeles, E. Fillion, A. Genter, P.A. Gillespie, E. Håkansson, K. Zinck Jørgensen, H.F. Lindgaard, L. Madsen, N.E. Odling, C. Olsen, J. Reffstrup, R. Trice, J.J. Walsh & J. Watterson). European Commission.
- Paterson, M. S., 1978: *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*. Springer, Berlin.
- Power, W. L. & Durham, W. B., 1997: Topography of natural and artificial fractures in granitic rocks: implication for studies of rock friction and fluid migration. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **34**, s.979-989.
- Price, N. J., 1966: *Fault and Joint Development in Brittle and Semibrittle Rock*. Pergamon Press, Oxford.
- Priest, S. D., 1993: *Discontinuity Analysis for Rock Engineering*. Chapman & Hall, London.
- Quilty, E. G., Farrar, C. D., Galloway, D. L., Hamlin, S. N., Lacznia, R. J., Roeloffs, E. A., Sorey, M. L. & Woodcock, D. E., 1995: Hydrologic effects associated with the January 17, 1994 Northridge, California, earthquake. *U.S. Geological Survey Open-File Report* **95-813**.
- Ragnhildstveit, J., Naterstad, j., Jorde, K. & Egeland, B., 1998: Geologisk kart over Norge; Berggrunnskart Haugesund - M 1:250000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Ramberg, I. B., Gabrielsen, R. H., Larsen, B. T. & Solli, A., 1977: Analysis of fracture pattern in southern Norway. In: *Fault tectonics in the N. W. europe. Geol. en Mijnbouw*. **56**, s.295-310.
- Reches, Z., 1983: Faulting of rocks in three dimensional strain fields; II theoretical analysis. *Tectonophysics* **95**, s.133-156.
- Rekstad, J., 1907: Folgefønns-halvøens geologi. *Norges Geologiske Undersøkelse* **45**.
- Rekstad, J., 1908: Geologiske iakttagelser fra Søndhordland. *Norges Geologiske Undersøkelse* **49**.
- Rekstad, J., 1911: Geologiske iakttagelser fra norvestsiden av Hardangerfjord. *Norges Geologiske Undersøkelse Årbok*.
- Reusch, H., 1888a: Bömmelöen og og Karmöen med omgivelser. *Kristiania*.
- Reusch, H., 1888b: Forsteninger i Søndfjords Fjelde. *Naturen* **4**.
- Reusch, H., 1900: Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. *Norges Geologiske Undersøkelse Aarbok*.
- Reusch, H., 1913: Tekst til geologisk oversiktskart over Søndhordland og Ryfylke. *Norges Geologiske Undersøkelse* **64**.
- Roberts, A. M., Yielding, G. & Badley, M. E. , 1990. A kinematic model for the orthogonal opening of the late Jurassic North Sea rift system, Denmark, Mid Norway. I: *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts* (red. D.J. Blundell & A.D. Gibbs). Clarendon Press, Oxford.

Roberts, D., 2000: Reverse-slip offsets and axial fractures in road-cut boreholes from the Caledonides in Finnmark, northern Norway: neotectonic stress orientation indicators. *Quaternary Science Reviews* **19**, s.1437-1445.

Roberts, D. & Gee, D. G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Area* (red. D.G. Gee & B.A. Sturt). John Wiley & Sons, London.

Roberts, D. & Sturt, B. A., 1980: Caledonian deformation in Norway. *Journal of Geological Society of London* **137**, s.241-250.

Roberts, D., Thon, A., Gee, D. & Stephens, M. B., 1981: Scandinavian Caledonides. Tectonostratigraphy (Map). *Uppsala Caledonide Symp. End.*

Roeloffs, E., Danskin, W. R., Farrar, C. D., Galloway, D. L., Hamlin, S. N., Quilty, E. G., Quinn, H. M., Schaefer, D. H., Sorey, M. L. & Woodcock, D. E., 1995: Hydrologic effects associated with the June 28, 1992 Landers, California, earthquake sequence. *U.S. Geological Survey Open-File Report*.

Rohr-Torp, E., 1987: Beskrivelse til hydrogeologisk kart Drøbak 1814 II. *Norges Geologisk Undersøkelse skrifter* **78**, 19s.

Rohr-Torp, E., 1994: Present uplift rates and groundwater potential in Norwegian hard rocks. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* **426**, s.47-52.

Rojstaczer, S. & Wolf, S., 1995: Hydrologic changes associated with the earthquake in the San Lorenzo and Pescadero drainage basins. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts* **32**, 256As.

Rojstaczer, S., Wolf, S. & Michel, R., 1995: Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts* **32**, 256As.

Sano, Y., Takahata, N., Igarashi, G., Koizumi, N. & Sturchio, N. C., 1998: Helium degassing related to the Kobe earthquake. *Chemical Geology* **150**, s.171-179.

Sausse, J., 2002: Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics* **348**, s.169-185.

Scholz, C. H., 1990: *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.

Schultz, R. A., 1995: Limits on strength and deformation properties of jointed basaltic rock masses. *Rock Mechanics and Rock Engineering* **28**, s.1-15.

Schultz, R. A., 1996: Relative scale and the strength and deformability of rock masses. *Journal of Structural Geology* **18**, s.1139-1149.

Schwartz, D. & Coppersmith, K., 1984: Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* **89**, s.5681-5698.

Sellevoll, M. A., Almaas, J. & Kijko, A., 1982: A catalogue of earthquakes felt in Norway 1953-1975 and a statistical analysis related to completeness of catalogues for earthquakes felt in Norway 1899-1979. *Institute Report, Seismological Observatory, Universitetet i Bergen*.

Seront, B., Wong, T.-F., Caine, J. S., Forster, C. B., Bruhn, R. L. & Fredrich, J. T., 1998: Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology* **20**, s.865-881.

Sigmond, E. M. O., 1978: Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartblade Sauda 1:25000. (med fargetrykt kart). *Norsk Geologisk Tidsskrift* **341**, s.1-94.

Simmenes, T., 2002: *Fracture Systems, Fault Development and Fluid Transport in Vaksdal, West Norway*. Upublisert Cand. Sient. oppgave, Univeristetet i Bergen, Bergen.

Singhal, B. B. S. & Gupta, R. P., 1999: *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Kluwer Academic Publishers, London.

Skordal, A. J., 1948: Vulkanitter og sedimenter på den sørøstre del av Stord. *Universitetet i Bergen, Årbok, Naturvitenskapelige rekke* **2**, 58s.

Skurtveit, E., 2000: *Fracture systems, Stresses and Groundwater Flow. Examples from Iceland and Norway*. Upublisert Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.

Smart, B. G. D., Somerville, J. M., Edlman, K. & Jones, C., 2001: Stress sensitivity of fractured reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering* **29**, s.29-37.

Smits, A. J., 2000: *A Physical Introduction to Fluid Mechanics*. John Wiley & Sons, New York.

Sneddon, I. N. & Lowengrub, M., 1969: *Crack Problems in the Classical Theory of Elasticity*. John Wiley & Sons, New York.

Songstad, P., 1971: *Geologiske Undersøkelser av den Ordoviciske Lagrekken mellom Løkling og Vikafjord, Bømlo, Sunnhordland*. Upublisert Cand. Real. oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.

Sowers, G. M., 1972: Theory of spacing of extension fracture. *Engng. Geol. Case Hist* **9**, s.27-53.

Stein, S. & Wysession, M., 2003: *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing, London.

Stephansson, O. Å. P., 1986: Hydraulic fracturing stress measurements at Forsmark and Stidsvig, Sweden. *Bull. Geo. Soc. Finland* **58**, s.307-333.

Sturt, B. A., Pringle, I. R. & Ramsay, D. M. , 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian Orogeny. *Journal of Geological Society of London* **135**, s.597-610.

Sugisaki, R., Ito, T., Nagamine, K. & Kawabe, I., 1996: Gas geochemical changes at mineral springs associated with the 1995 southern Hyogo earthquake (M = 7.2), Japan. *Earth and Planetary Science Letters* **139** , s.239-249.

- Suthren, R. J. & Furnes, H., 1980: Origin of some bedded welded tuffs. *Bull. Volcanol.* **43**, s.61-71.
- Suzuki, K., Oda, M., Kuwahara, T. & Hirama, K., 1995: Material property changes in granitic rock during long-term immersion in hot water. *Engineering Geology* **40**, s.29-39.
- Tada, H., Paris, P. C. & Irwin, G. R., 1973: *The Stress Analysis of Cracks Handbook*. Del Research Corporation, Hellertown (Pennsylvania).
- Talbot, C. J. & Sirat, M., 2001: Stress control of hydraulic conductivity in fracture-saturated Swedish bedrock. *Engineering Geology* **61**, s.145-153.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. I: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound* (red. S. Gregersen & P.W. Basham). Kluwer Academic Publishers, London.
- Talwani, P., 1999: Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* **305**, s.371-379.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Van der Voo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. & Walderhaug, H. J., 1996: Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic -- A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews* **40**, s.229-258.
- Tsang, C. F. & Neretnieks, I., 1998: Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* **36**, s.275-298.
- Tsang, U. W. & Tsang, C. F., 1989: Flow channeling in a single fracture as a two-dimensional strongly heterogeneous permeable medium. *Water Resource Research* **25**, s.2591-2602.
- Tsunogai, U. & Wakita, H., 1995: Precursory chemical changes in groundwater: Kobe earthquake, Japan. *Science* **269**, s.61-63.
- Tvedt, E., Havskov, J., Atakan, K., Storheim, B. M. & Kjærgaard, A. L., 2002: Seismicity of Norway 1999 - 2000. *Institutt for den faste jords fysikk, Universitetet i Bergen*.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992: *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, USA.
- Valko, P. & Economides, M. J., 1995: *Hydraulic Fracture Mechanics*. John Wiley & Sons, New York.
- Valle, P., 1998: *Et studie av post-kaledonske spenningsfelt i Sunnhordlandsregionen, SV-Norge, basert på kinematisk analyse av brudd og ganger*. Upublisert Cand. Scient oppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Valle, P., Færseth, R. B. & Fossen, H., 2002: Devonian-Triassic brittle deformation based on dyke geometry and fault kinematics in the Sunnhordland region, SW Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **82**, s.3-17.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of Seismological Society of America* **84**, s.974-1002.
- Yeats, R. S., Sieh, K. & Allen, C. R., 1997: *The Geology of Earthquakes*. Oxford University press, Oxford.

Zhang, Y. Z., Dusseault, M. B. & Yassir, N. A., 1994: Effects of rock anisotropy and heterogeneity on stress distributions at selected sites in North America. *Engineering Geology* **37**, s.181-197.

Ziegler, P. A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Geological Society, London.

Zienkiewicz, O. C., 1977: *The Finite Element Method, 3rd ed.* McGraw-Hill, London.

Zoback, M. D. & Grollmund, B., 2001: Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **333**, s.23-33.

Internettreferanser

| | |
|----------------|--|
| GeoOrient | www.earth.uq.edu.au/rodh/software |
| Brønndatabasen | www.ngu.no/kart/bronndatabasen/viewer.htm |
| Esri | www.esri.com |
| GeoTools | www.dtmgis.com/GeoTools.htm |