

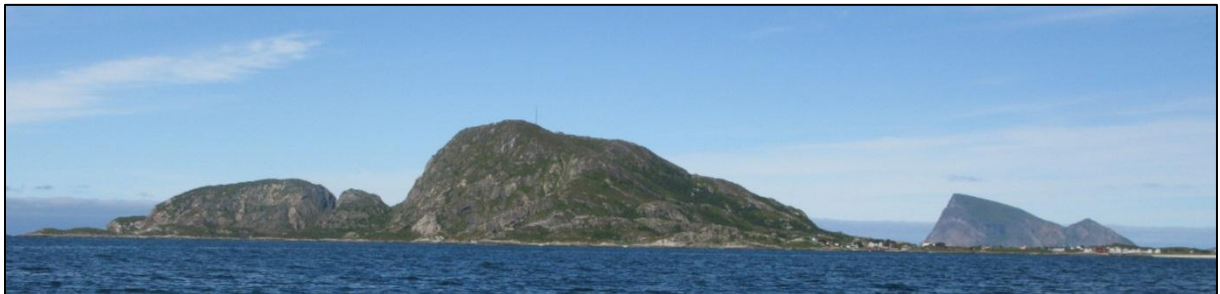


GEO-3900

## Mastergradsoppgave i geologi

---

Land-sokkel korrelasjon av tektoniske elementer i ytre del  
av Senja og Kvaløya i Troms.



Lene Thorstensen

Mai, 2011

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



GEO-3900

Mastergradsoppgave i geologi

Land-sokkel korrelasjon av tektoniske elementer i ytre del  
av Senja og Kvaløya i Troms.

Lene Thorstensen

Mai, 2011





## Sammendrag.

Feltarbeid og analyser av batymetriske-, seismiske- og gravimetriske data er sammenstilt for å korrelere tektoniske elementer i ytre del av Senja og Kvaløya i Troms.

Berggrunnen i kystområdene på nordøstlige Senja og Kvaløya i Troms tilhører Vest-Troms gneis region og består av neoarkeiske og paleoproterozoiske tonalittisk gneis og mafiske intrusiver (Kattfjordkomplekset), samt metasuprakrustale og metavulkanske bergarter (Torsnes- og Astridalbelte). Foliasjonen stryker NV-SØ og endrer orientering til VNV-ØSØ og er definert som  $F_3$  folder. Endring i foliasjonens fall er definert som  $F_2$  folder og kartlagt over hele studieområdet. Foldingen av de prekambriske bergartene er ansett som et resultat av polyfase folding i forbindelse med svekofennisk deformasjon. NV-SØ strykende strukturer på land definert som duktile skjærsoner og kan følges på den grunndelen av batymetrien og er styrt av den prekambriske hovedtrenden. Det antas at også at de NV-SØ strykende forkastningene i de dypere delene også er strukturstyrte og faller sammen med Senjabruddsoner. Mesozoiske sprø forkastninger og sprekker stryker NØ-SV til NNØ-SSV og er hovedsakelig foliasjons kuttende. Lokalt opptrer sprøforkastninger subparallelt til den prekambriske foliasjonen det vil si i hengselsonen til regionale  $F_3$  folder. Forkastningene på land er relatert til det NØ-SV strykende Vestfjord-Vanna forkastnings kompleks. Undersøkelser av seismiske data viser en dominerende forkastnings trend som stryker NØ-SV til NNØ-SSV og er relatert til Troms Finnmark Forkastnings Komplekset.



## Forord

I alle år, både på skole, i jobb sammenheng, eller på fritiden har jeg alltid blitt bedt om å se framover i tid. Hva gjør du, hvor bor du, hva skal du om ti år? Vel det viser seg at jeg alltid har svart feil. Så derfor ser jeg heller tilbake ti år. For på denne tid for ti år siden begynte jeg min første kontrakt som befal om bord på en av marinens stoltheter, og hadde intensjoner om å bli Norges første kvinnelige skipssjef. Det er mulig jeg var helt i tåkeheimen, for jeg hadde også nettopp truffet min samboer og var opp etter ørene forelsket. Livet var staket ut, det var bare en vei å gå.... Men nei, her sitter jeg på mitt kontor på den lille blå brakka og skriver mine vel etterlengtede forord, mens jeg nyter et lite glass rødtd. Fregatt får være fregatt, det er geolog jeg skal bli. Når jeg nå ser ti år fram i tid så tror jeg ikke at denne masteren kommer til å være så ille. For om ti år er min sønn Elias 16,5 år og min datter Martine 13 år, tja trenger vel ikke å si så mye mer enn at en trøblete masteroppgave vil blekne...

Masteroppgaven startet friskt med feltarbeid sommeren 2010 med ull over og under tett, omslynget av Goretex og toppet av hua. Til fullstendig Pc krasj og tap av det meste av data, men eg sto han av. Nå ser jeg tilbake og mines kun en fin tid.

Jeg vil først og fremst takke min veileder Steffen G. Bergh, for god og konstruktiv veiledning som så absolutt har gitt resultater. Min biveileder Geoffrey Corner for mye læring på kort tid. Tusen hjertelig takk til John-Are Hansen som må være UIT's mest tålmodige mann og har hjulpet meg time på time med alle slags data programmer.

Jeg kan ikke forklare med ord hvor utrolig takknemlig jeg er for mine svigerforeldres entusiasme for denne masteroppgaven. Hadde det ikke vært for dere hadde ikke dette latt seg gjennomføre. Resten av familien min, Pappa, Christine og Mamma har vært helt super og kjempe støttende selv om de ikke har forstått noen ting av det jeg har drevet med. Olla Pauline skal ha tusen takk for barnevakter og gode middager. Men den aller største takken går til min samboer Per-Morten og våre nydelige barn. Det har ikke gått en dag uten deres støtte og gode ord. U are my rocks 😊

Lin og Knut Charles, Kristin og Svein, Weronika og Kikken, Tusen takk.

Brakka i fem år har satt sine spor i kropp og sjel, men jeg kommer nok til å savne hysteriet når det er over. Elisabeth fortjener en stor applaus og en kjempe klem for strålende innsats som husmus trainee og studiet hadde vært grått uten deg. Tusen takk for 1001 latter kikk. Jeg kommer til å savne det lille kontoret med leksikonet Philipp og fjell geita Odd-Arne. Det har vært lystige stunder med alt for mye sjokolade og lefser. Lykkliga-gatan har vært en kjempe plass å bo og det har ikke vært en dag uten latter, en spesiell takk til Petter, Marianne, Kristina, Kenneth og Kristine som bare rett og slett er nydelige mennesker.

-Over skyene er himmelen alltid blå, bortsett fra om natten da er den svart- Ballo!

## Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	1
1.1	Bakgrunn og ramme for studiet .....	1
1.2	Problemstillinger .....	1
1.3	Geografisk lokalisering .....	2
1.4	Regional geologi .....	3
1.4.1	Den prekambriske berggrunnen i vest-Troms.....	3
1.4.2	Post-kaledonske strukturer på land. ....	12
1.4.3	Geomorfologi og glasieringshistorie .....	18
1.4.4	Strukturer på kontinentalsokkelen.....	21
1.5	Data og metoder .....	23
1.5.1	Topografiske kart.....	23
1.5.2	Feltobservasjoner .....	23
1.5.3	Batymetri.....	23
1.5.4	Seismikk.....	23
1.5.5	Gravimetri.....	24
1.5.6	Programvare .....	24
1.6	Definisjoner .....	29
2	Beskrivelser av berggrunnens oppbygning og struktur på land.....	31
2.1	Innledning.....	31
2.1.1	Områder og lokaliteter. ....	31
2.2	Bergartsbeskrivelser.....	32
2.3	Duktile strukturelementer i berggrunnen. ....	33
2.3.1	Foliasjon.....	33
2.3.2	Irregulære strukturer i foliasjonen .....	45
2.3.3	Folder.....	47
2.4	Sprø strukturelementer i berggrunnen. ....	51
2.4.1	Forkastninger.....	51
2.4.2	Forkastningsbergarter .....	58
2.4.3	Sprekker.....	60
2.4.4	Strukturstyrte landskapsformer .....	61
2.5	Deltolkninger av duktile og sprø strukturelementer.....	63
3	Beskrivelser av batymetri .....	66
3.1	Innledning.....	66

3.1.1	Området .....	66
3.1.2	Den grunne delen av området. ....	68
3.1.3	Den dype delen av området. ....	73
3.2	Deltolkning. ....	76
4	Seismiske tolkninger.....	78
4.1	Innledning.....	78
4.1.1	Området for seismiske tolkninger. ....	79
4.1.2	Stratigrafi.....	79
4.2	Pre-glasiale strukturelementer.....	81
4.2.1	Reflektorer.....	81
4.2.2	Forkastninger som trunkerer Base reflektor. ....	84
4.3	Gravimetri.....	87
4.4	Deltolkning .....	88
5	Diskusjon .....	90
5.1	Innledning.....	90
5.2	Strukturer i berggrunnen på land.....	91
5.2.1	Prekambriske duktile strukturer.....	91
5.2.2	Post-Kaledonske sprø forkastninger og sprekker.....	93
5.2.3	Landskap og geomorfologi .....	95
5.3	Strukturer på havbunnen .....	96
5.4	Seismiske data og gravimetri.....	98
5.5	Land sokkel korrelasjon. ....	100
5.6	Regional sammenheng. ....	101
6	Konklusjon .....	103
7	Referanser .....	105



# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn og ramme for studiet

Masteroppgaven inngår i et større prosjekt på Universitetet i Tromsø ved navn: “Land-sokkel korrelasjon av tektonikk, landskap og sedimentasjonsprosesser i Barentshavregionen, Nord-Norge”, som er et samarbeidsprosjekt mellom Det Norske, Statoil og Universitetet i Tromsø. Formålet er å få en bedre forståelse av den mesozoiske og kenozoiske utviklingen av kystlandskapet og sokkelens øvre oppbygning og morfologi i Barentshavregionen, samt få grunnleggende kunnskap om de tektoniske prosessene og heving/innsynkning, og erosjons- og avsetningsprosessene som har styrt denne utviklingen. Prosjektet består av tre moduler: i) Tektonikk og landskap, ii) Havnivåendring og kyst utvikling og iii) Land og sokkel sedimentær prosesser. Masterprosjektet faller innenfor modulen tektonikk og landskap, som er en videreføring av et pågående prosjekt som fokuserer på land sokkel tektonikk i Lofoten og Vesterålen (Bergh, et al.2007, Eig 2008, Hansen 2009b) kombinert med elementer fra andre disipliner for å gi en større grad av tverrfaglighet (Osmundsen, et al. 2010). Utgangspunktet for masteroppgaven er at mesozoiske forkastninger og deres relasjon til bassengdannelse, innsynkning og heving har hatt stor betydning for post-rift (kenozoiske) drenering, sedimentasjon og landskapsutvikling på den passive kontinentalmarginen.

## 1.2 Problemstillinger

Problemstillinger i denne oppgaven:

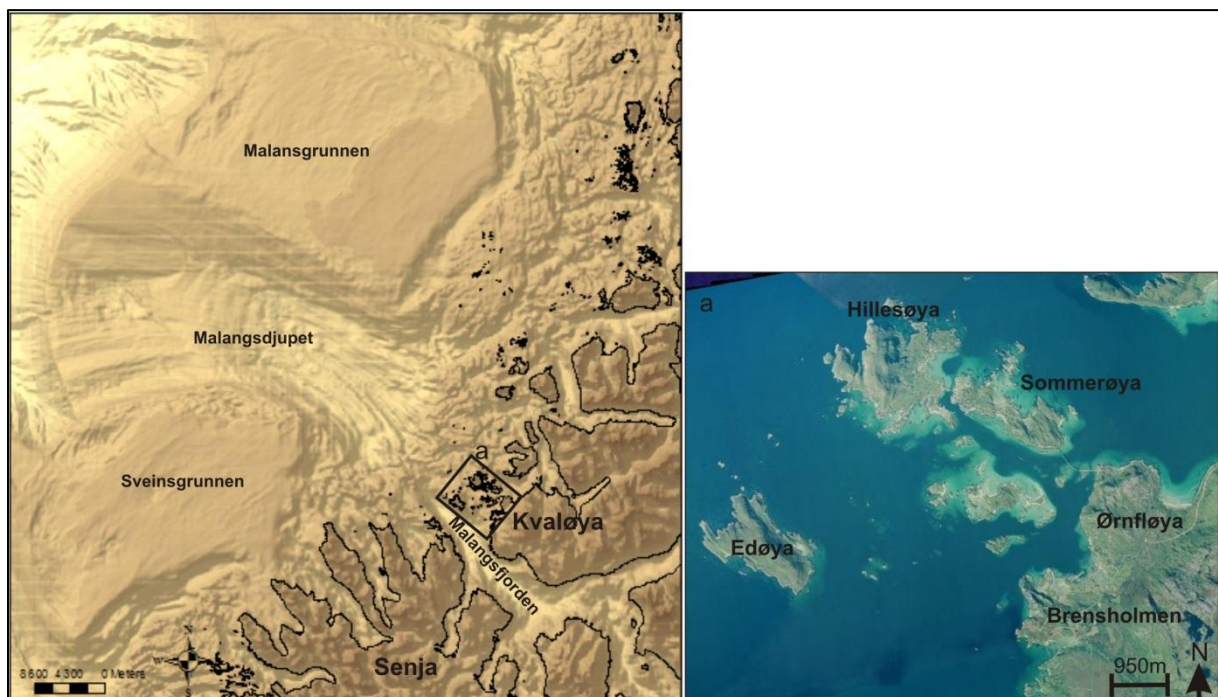
1. Kartlegge og analysere strukturelementer (duktile, sprø) i den prekambriske berggrunnen på sørvestsiden av Kvaløya, ved hjelp av geologisk data, feltarbeid på utvalgte lokaliteter og ved hjelp av satellitt/flybilder og digitale terrengmodeller (DEM).
2. Studere landformer som kan være tektonisk styrt, konstruere aspektkart for noen viktige helningsflater og vurdere flatene i sammenheng med strukturelementer i berggrunnen.
3. Studier av havbunnsdata (MAREANO) med vekt på strukturelementer i berggrunnen. Dette for å sammenligne med retninger for blant annet glasiale erosjonsformer på havbunnen og korrelasjon av formelementer og strukturer.
4. Seismisk tolking av et utvalgt seismisk datasett (Petrobank) med vekt på pre-glasiale strukturelementer og forkastninger for om mulig å korrelere disse med tektoniske elementer på havbunnen og i landområdene.

5. Utarbeide en modell for land sokkelkorrelasjon av duktile og sprø strukturelementer og deres sammenheng med batymetri og landformer.

### 1.3 Geografisk lokalisering

Øyene Senja og Kvaløya ligger i midt Troms ved kysten mellom Lenvik og Tromsø kommune. Studieområdet er lett tilgjengelig med bil, omtrent en time vestover fra Tromsø. Forbindelsen til Senja er via ferge fra Brensholmen.

Feltarbeidet er gjort på ytre deler av Kvaløya, mer spesifikt Brensholmen, Sommarøya, Hillesøya, Edøya og mindre øyer rundt. Lokalitetene er hovedsakelig i strandsonen hvor det er gjennomgående lite vegetasjon, lett framkommelig og god blotting av berggrunnen. Det er tett bebyggelse på Sommarøy, stedvis tett bebyggelse på Brensholmen, og spredt bebyggelse på Hillesøy. Dette er et lite lokalsamfunn med stor gjestfrihet og en genuin interesse for fremmedfolk, som er omkranset av et yrende til tider skummelt fugleliv. Batymetriske undersøkelser er gjort av havbunnen fra strandsonen til kontinentalskråningen og de seismiske undersøkelsene er gjort i området Troms II, som omfatter massive mesozoiske sedimentpakker i Harstadbassenget og på Finnmarksplattformen. Området Troms II dekker over Malangsgrunnen, Malangsdjupet og Sveinsgrunnen.



**Figur 1.1.** Områdeoversikt for undersøkelsene gjort i denne oppgaven. Innfelt i område a, også vist i forstørret utgave, er området for feltundersøkelser.



## 1.4 Regional geologi

Studieområdet faller inn under Vest-Troms Gneis Kompleks (VTGK) som antas å være en del av det Fennoskandiske skjoldet som dekker store deler av Finland, Sverige og nordvest Russland. Bergartene i VTGK kan grovt deles inn i neoarkeiske gneiser, neoarkeiske og paleoproterosoisk metasuprakrustale bergarter, mafiske ganger og paleoproterosoiske granitter og mafiske plutoner (Bergh, et al.2010). Bergartene er deformert hovedsakelig gjennom tre perioder, Neoarkeisk-, Svekofennisk- og postkaledonsk deformasjon. Til tross for lokaliseringen av kaledonske skyvedekker øst for VTGK er det få eller ingen tegn til deformasjon fra den kaledonske fjellkjededannelsen (Bergh, et al. 2010).

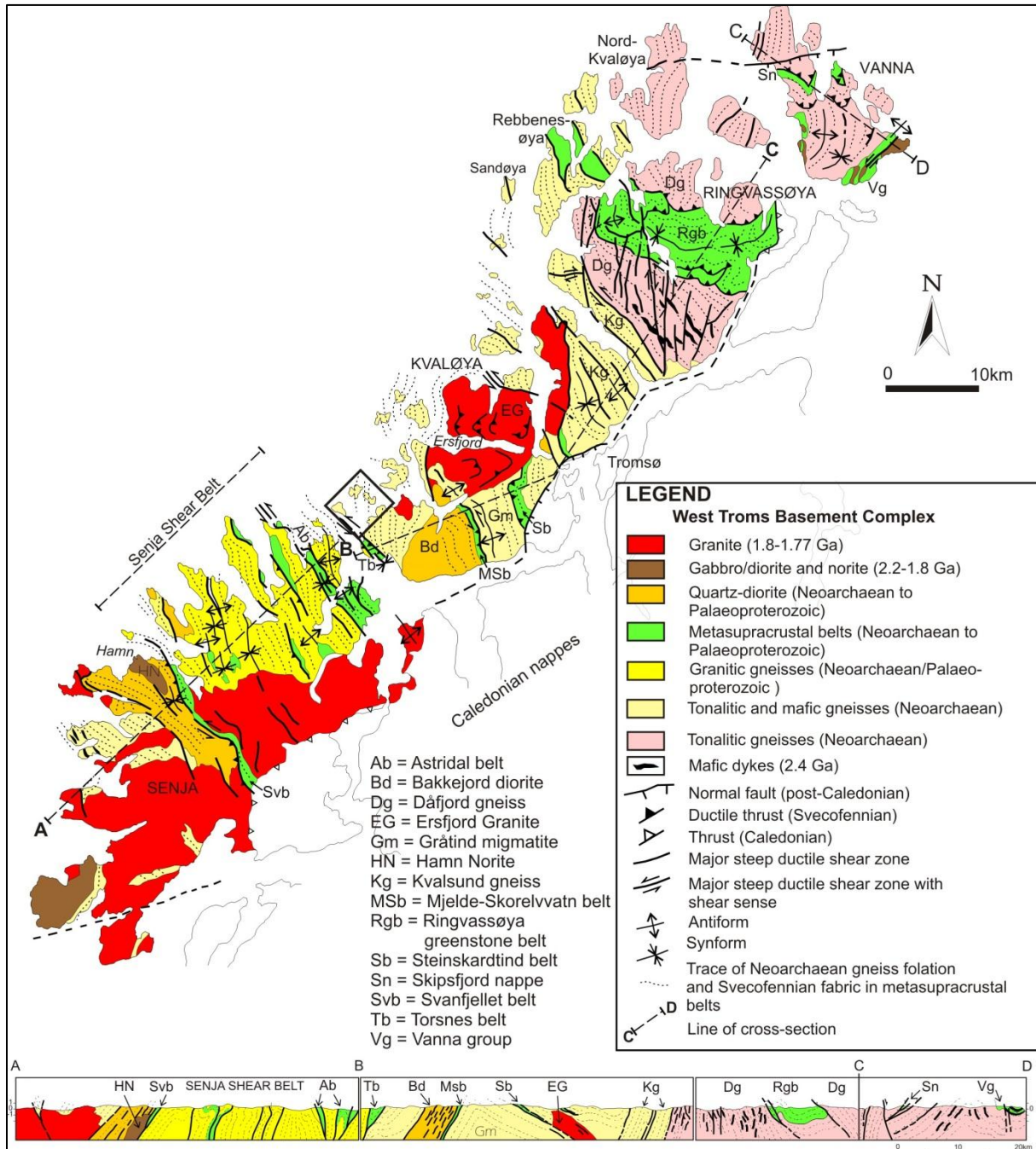
Dette kapitlet tar for seg hele regionens utvikling, som omhandler berggrunnen i vest-Troms, postkaledonsk sprø strukturer, glasiale strukturstyrte landskap og strukturer på kontinentalsokkelen. Geologien i Vest-Troms Gneis Kompleks (VTGK) og er delt inn i dens utvikling gjennom Prekambrium, postkaledonsk rifting og avsetninger og avsluttes med Kvaternær. Kaledonske skyvedekker har liten eller ingen påvirkning i VTGK og er av den grunn ikke fremstilt. Postkaledonsk utvikling er delt i to deler, et avsnitt som omhandler strukturer på land og et som omhandler strukturer på sokkelen.

### 1.4.1 Den prekambriske berggrunnen i vest-Troms

Den prekambriske berggrunnen i vest Troms er blottstilt fra Lofoten i sør til Vannøya i nord, avgrenses i øst mot de kaledonske skyvedekkerne og består av øyene Senja, Kvaløya, Ringvassøya og Vannøya (Figur 1.2). Komplekset antas å være en del av det Fennoskandiske skjoldet og består av Neoarkeiske til Palaeoproterozoiske tonalittisk, trondhjemitisk og granittisk gneis (TTG-gneis), plutonske bergarter og metasuprakrustale bergarter (Bergh, et al. 2010).

Aldersdateringer antyder at den eldste gneisen er Dåfjordgneisen  $2885 \pm 20$  Ma, som ligger på nordvest siden av Vannøya og Ringvassøya, gneisene blir gradvis yngre sørover. Kvalsundgneisen på Kvaløya er datert til  $2849 \pm 3$  Ma og gneisen i Senja skjærbelte er datert til 2800-2750 Ma (Bergh, et al. 2010) (Figur 1.2). Gneissegmentene avgrenses av NV-SØ strykende steile, duktile skjærsoner i metasuprakrustale bergarter (kap 1.4.1.2). Paleoproterozoiske mafiske ganger opptrer i alle gneissegmentene og dateringer av mafiske ganger i Bakkejord dioritten anslår en alder på 2670 Ma. Dateringer av mafiske ganger på

Ringvassøya indikerer senere intrusjon med alder  $2403 \pm 3$  Ma. Intrusjon av granittiske plutoner på Kvaløya og Senja er datert til 1.80-1.76 Ga (Bergh, et al.2010).



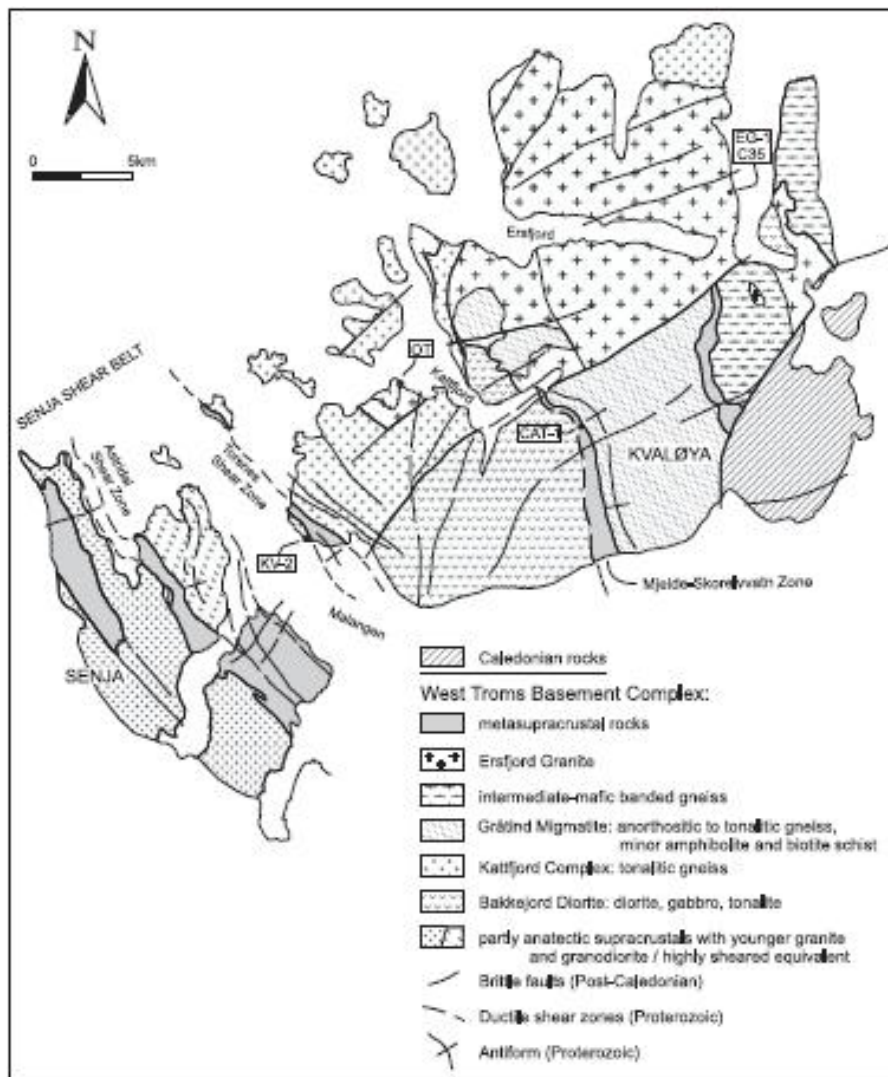
Figur 1.2. Regionalgeologisk tektonisk kart over VTGK, med profil (modifisert etter Bergh, et al.2010). Innfelt område (sort) viser studieområdet på Kvaløya.

#### 1.4.1.1 Kattfjordkomplekset

Hovedstrukturene i de tonalittiske gneisene er en tydelig gneisfoliasjon parallelt med intrafoliale isoklinale folder (Bergh, et al. 2010). Foliasjonen stryker N-S til NNV-SSØ med fall fra  $10^{\circ}$ - $70^{\circ}$  mot VSV og ØNØ. Strekningslineasjoner med indikasjon på bevegelser vinkelrett og skrå til strøket, *boudinage* linser, mafiske klaster, og tette intrafoliale asymmetriske folder er gjennomgående i gneisfoliasjonen i VTGK (Bergh, et al. 2010).

De prekambriske bergartene på Kvaløya er med bakgrunn i en rekke tidligere studier delt inn i litologiske undergrupper der Kattfjordkomplekset er hovedlitologien i de ytre delene av Kvaløya (Figur 1.3). Kattfjordkomplekset, bestående av biotittgneis med tonalittisk sammensetning, er dominerende i feltområdet ved Brensholmen, Ørnfløya, Sommerøya og Hillesøya samt øyene rundt (Corfu, et al. 2003).

Kattfjordkomplekset består av neoarkeiske gneiser (Bergh, et al. 2010), intrusiver, metatonalitter, migmatitter og metasupraskrustaler i amfibolittfacies, pegmatitt og dolorittganger. Dette er hovedlitologien i de vestlige deler av Kvaløya (Corfu et al 2003). Kattfjordkomplekset opptrer sørvest på Kvaløya og er en blandingsbergart, migmatitt, hvor blandingen skjedde ved intrusjon av Ersfjordgranitt og senere en tektonisk blanding (Zwaan 1992).



Figur 1.3. Geologisk kart over Kvaløya og nordlige deler av Senja. Corfu, et al. (2003)

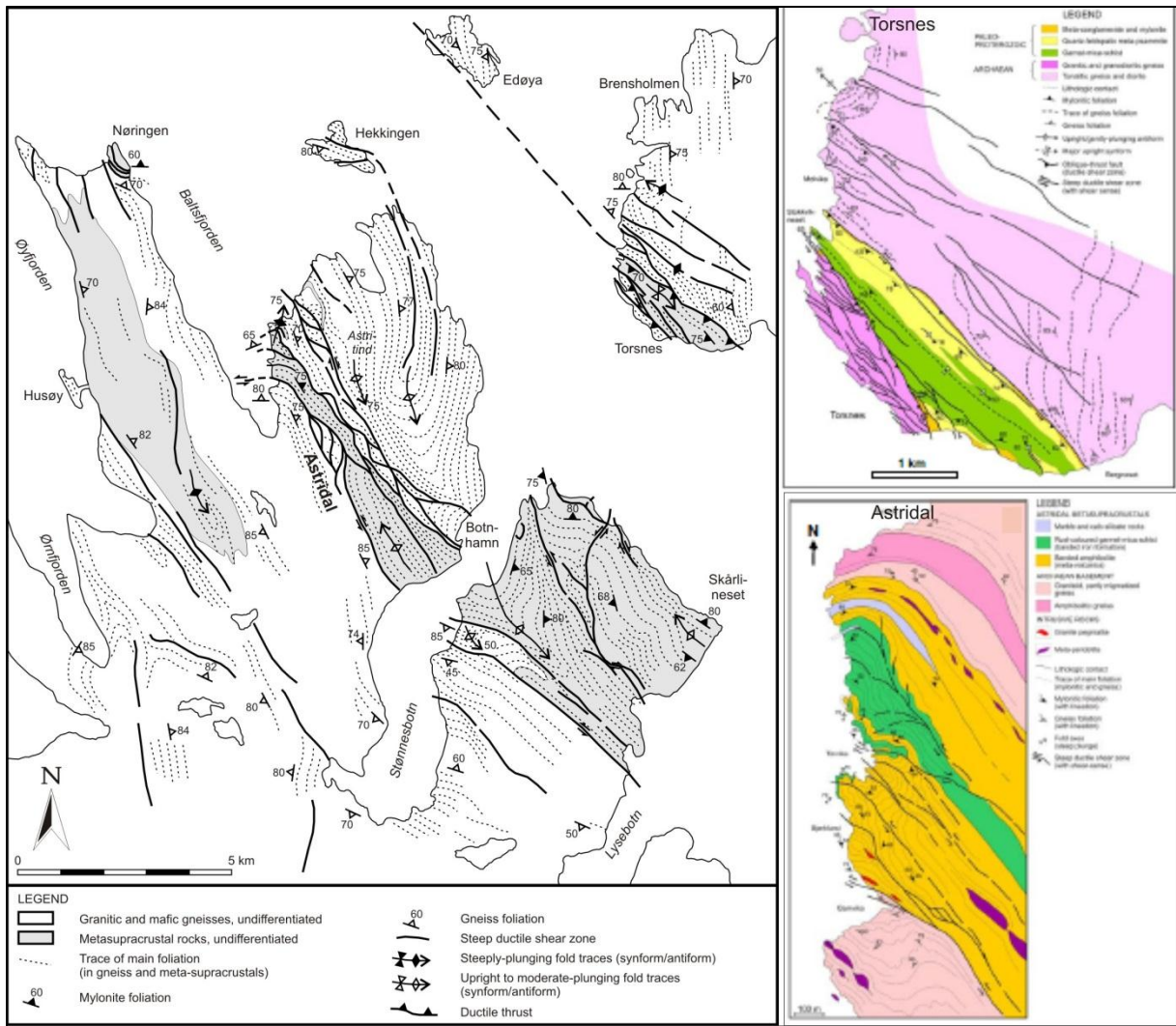
### 1.4.1.2 *MetaSuprakrustale belter*

I VTGK opptrer NV-SØ strykende belter med metasuprakrustale bergarter som har sterk grad av deformasjon og varierende metamorfosegrad. De mest dominerende beltene ligger innenfor det 30 km brede Senjaskjærbelte og inkluderer Svanfjellet, Astridal og Torsnesbeltet. Bergartene i de metasuprakrustale beltene omfatter mafiske meta-vulkanske bergarter og meta-psamitter lokalt med grafittavsetninger. Bergartene er fler-fase foldet og duktilt deformert som gir et linseformet strukturelt mønster.

Astridalbeltet (Figur 1.4) nord på Senja er 2-4 km bredt og omtrent 20 km i strøkretning. Bergartene er stedvis duktilt deformert og metamorfosert, fra lav granulittfacies til amfibolittfacies i nord med et linseformet anastomoserende mønster som stryker NV-SØ. Skjærsoner er utbredt både parallelt og kuttende til de litologiske kontaktene. Foliasjonen er mylonittisk og parallell med akseplanet til svakt NV hellende isoklinal folder (Bergh, et al. 2010).

Torsnesbeltet (Figur 1.4) ligger sør på Kvaløya, er 2,2 km bredt, stryker NV-SØ og karakteriseres av skjærsoner i et anastomiserende mønster. I beltet er det en primærkontakt i nordvest mellom en om lag 5 meter tykt konglomerat med granitoide klaster som ligger over foldet granitoidgneis og er etterfulgt av kryssjikt i metapsammitter og amfibolittisk skifer. Den østlige grensen er definert av en om lag 30 meter bred duktil skjærsoner av mylonittisk granitt og konglomerat. I den mylonittiske foliasjonen er det observert strekningslineasjoner og asymmetriske klaster. Bergartene i Torsnesbeltet er foldet i en regional synklinal med parasittiske folder, der folde-aksene stryker NV-SØ og er horisontale til slakt stupende. I tillegg er det påvist sene folder med subvertikale akser som er utviklet nært steile duktile skjærsoner, tolket som sideforkastninger (Bergh, et al. 2010)





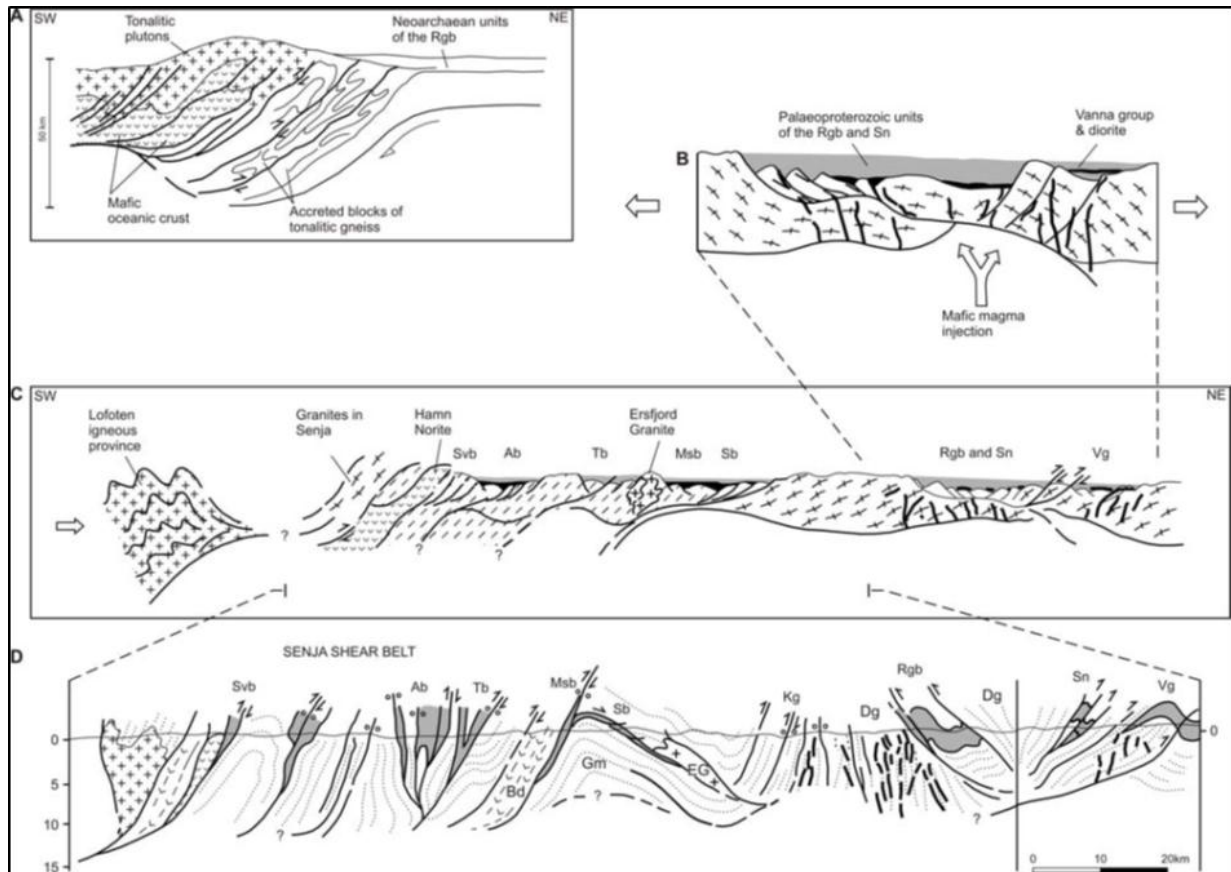
Figur 1.4. Tektonisk kart over Astridalbelte nordøst på Senja og Torsnesbeltet sørvest på Kvaløya viser det anastomoserende mønsteret til skjærsonene (Bergh, et al. 2010). Over Hekkingen er en regional  $F_3$  fold, der foldehengslen er rotert til parallelitet med Astridalbeltet. Figurene til høyre er geologiske kart over Torsnesbeltet (øverst) og Astridal (nederst) (Bergh, et al. 2010)

### 1.4.1.3 Prekambrisk tektonisk-metamorf utvikling.

Den prekambriske tektoniske utviklingen i VTGK har foregått gjennom perioder. Den første er neoarkeisk til tidlig paleoproterozoisk, etterfulgt av svekofennisk deformasjon (Bergh, et al. 2010).

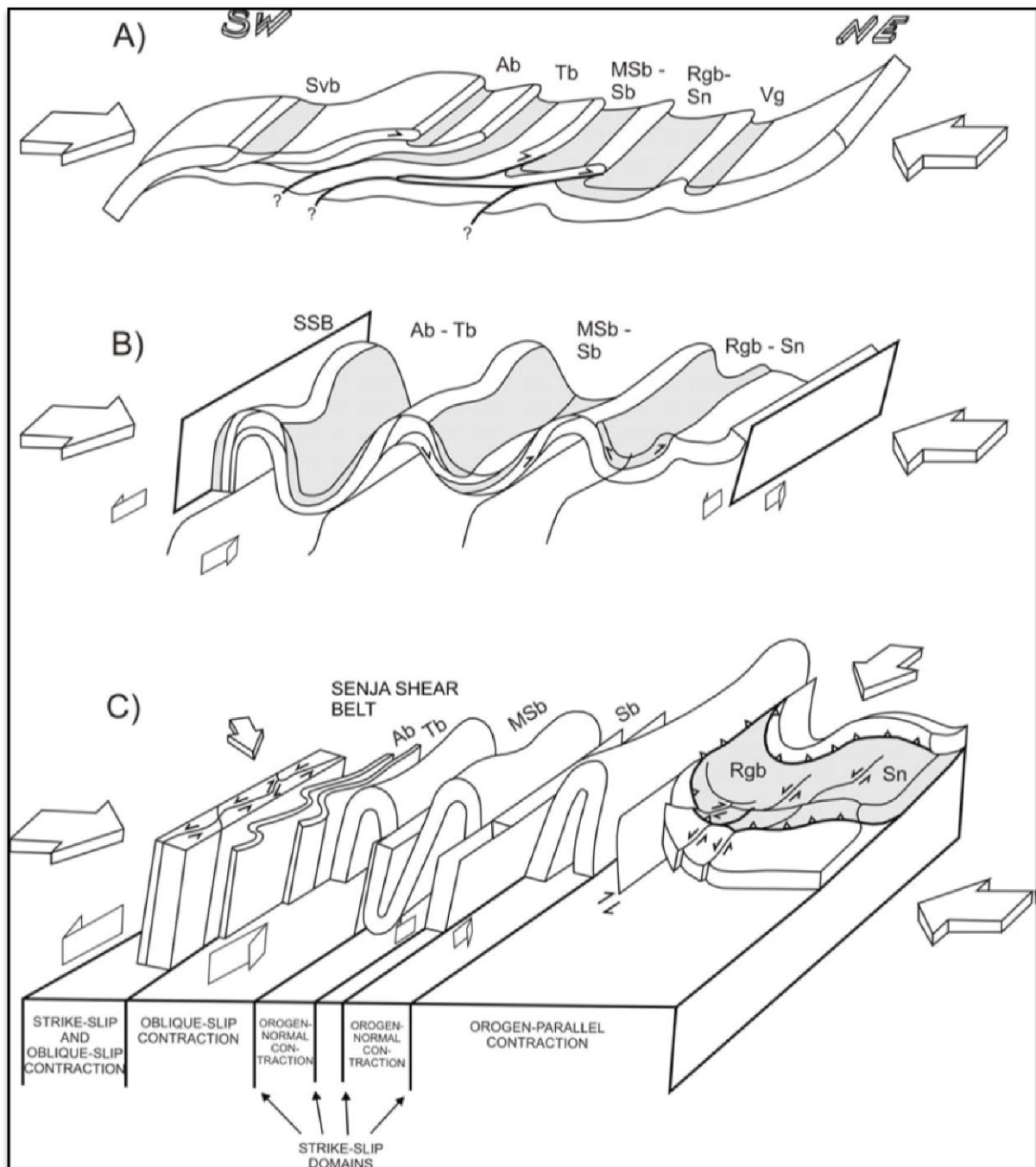
Fasene med neoarkeisk og paleoproterozoisk deformasjon fra 2.89 til 1.79 Ga (Figur 1.5a og b) var preget av skorpesammentrekning og ekstensjon i flere faser. Den neoarkeiske NØ-SV skorpesammentrekningen førte til at den først flattliggende gneisfoliasjonen ble reorientert til N-S strøk med varierende fall, og det ble dannet intrafoliale duktile skjærsoner, tette intrafoliale folder og *dip-slip* strekningslineasjoner med NØ-SV strøk (Figur 1.5a). Metamorfose graden var medium og lokalt høy, og migmatisering som følge av sammentrekning og fortykning ved tilvekst av "underplating" (Bergh, et al. 2010). Paleoproterozoisk NØ-SV skorpeekstensjon førte til bassengdannelse og intrusjoner av mafiske ganger (Figur 1.5b). Suprakrustale bergarter som ble avsatt i bassengene er rester av vulkanske og sedimentære enheter, som for eksempel Torsnes og muligens Astridalbeltet. Ersfjordgranitten er antatt å ha intrudert på Kvaløya for om lag 1.79 Ga siden (Bergh, et al. 2010).

Den svekofenniske deformasjon (1.8-1.75 Ga) som påvirket de tonalittiske gneisene er inndelt i fire perioder, tidlig, midt, sen og senest (Bergh, et al. 2010). Tidlig NØ-SV rettvinklet forkortning dannet i de metasuprakrustale bergarter, tette isoklinale  $F_1$  folder med NV-SØ strykende og moderat stupende akser, og akseplan som heller mot NØ (Figur 1.6a). NV-SØ strykende duktile skjærsoner med *dip-slip* strekningslineasjoner oppsto samtidig. Videre NØ-SV skorpe sammentrekning i midten av den svekofenniske deformasjonen førte til regionale NV-SØ strykende åpne til tette opprette  $F_2$  folder (tonalittisk og mafisk gneis) med flate hengsler og bratte flanker (Figur 1.6b). Regionale og mesoskala N-stupende sinistrale  $F_3$  folder (tonalittisk og mafisk gneis) og konjugerte NNV-SSØ og NV-SØ strykende bratte, duktile skjærsoner ble utviklet sent i den svekofenniske deformasjonen (Figur 1.6c). Siste delen av den svekofennisk deformasjon genererte NØ-SV strykende opprette folder i vannagruppen (Figur 1.2) og SØ-rettet skyvning i Skipsfjord dekket (Figur 1.2) og dannet bratte NØ-SV og ØSØ-VNV strykende semiduktile sidelengs skjærsoner. Alle de NV-SØ strykende strukturer i VTGK er et resultat av svekofennisk deformasjon og kutter den opprinnelige N-S gneis foliasjonen (Bergh, et al 2010).



**Figur 1.5** Neoarkeisk til paleoproterozoisk tektonisk utvikling av Vest Troms Gneis Kompleks (VTGK) (Bergh, et al. 2010) A: neoarkeisk tonalittisk gneis utvikling med skorpesammentrekning og tykning. B: Tidlig paleoproterozoisk skorpe ekstensjon, basseng dannelse og mafisk intrusjon. C: Svekofennisk kontinental sammentrekning og mulig ark tilvekst i sørvest. D: Resultatet av svekofennisk skorpesammentrekning, tykning, ekstensjon og kontinent kolisjon. Forkortelsene er vist i Figur 1.2.





**Figur 1.6** Modell for utviklingen av Svekofenniske strukturer i VTGK, Bergh. et al, (2010). A) Tidlig stadie, NØ-rettet skyvning og lavvinklet mylonittisk foliasjon i de metasuprakrustale beltene. B) Vedvarende rettvisket NØ-SV kontraksjon fører til opprette makro-folde med bratte flanker. Hovedfoliasjon og skyvebelter blir foldet. C) Senstadiet av Svekofennisk deformasjon med vedvarende NØ-SV kontraksjon og eller skrått til NV-SØ kontraksjon, med *strike-slip* reaktivering av bratte makrofoldeflanker. I øst NV-SØ kortning og SØ-rettet skyvning.

### 1.4.2 Post-kaledonske strukturer på land.

I dette kapittelet vil det bli redegjort for sprø strukturer som er post-datert den kaledonske fjellkjede dannelsen og som er av en helt annen karakter enn de duktile prekambriske strukturene i området.

Postkaledonsk fjellkjedekollaps var begynnelsen på en episodisk regional ekstensjon som formet den strukturelle geometrien på den atlantiske marginen, inkludert Nord-Norge (Doré, et al. 1997). Ekstensjonen strekker seg over et intervall på omtrent 350 Ma, (Doré, et al. 1999) og en rekke kjente forkastninger faller inn under denne postkaledonske utviklingen. De stryker gjennomgående NØ-SV, faller mot NV og SØ, og er tolket som regionale ekstensjonforkastninger. NØ-SV strykende forkastninger “offshore” som var aktive i devon-karbon i SV Barentshavet, kan ha dratt nytte av det strukturelle mønsteret fra den kaledonske fjellkjede dannelsen og fortsatte gjennom perm-trias og inn i mesozoikum (Roberts, et al. 2005). På Lofoten og Vesterålen marginen (LVM) er mesozoisk rifting og bassengutvikling undersøkt gjennom nye seismiske tolkninger og korrelert med tilgjengelige stratigrafiske brønndata (Bergh, et al. 2007, Eig 2008, Hansen 2009a). Resultatene viser at regionale sprø forkastninger både på land og på sokkelen utenfor Lofoten-Vesterålen og Troms defineres av NNØ-SSV strykende, høyre steppende normalforkastninger sammenkoblet av NØ-SV strykende forkastninger (Hansen, et al. 2009a). Lenger nord i Finnmark er forkastninger på land korrelert med nyere tolkning av seismikk fra Finnmarkplattformen som antyder multifase forkastninger i Nordland og Troms. Dette tyder på mesozoisk reaktivering av forkastninger som stryker NØ-SV (Roberts, et al.2005). Ved studier av satellitt bilder er det identifisert postkaledonske lineamenter i hele Norge og funnet at NØ-SV strykende forkastninger i Troms er karakterisert av flere kilometer lange sinistral-skrå forflytninger (Gabrielsen, et al. 2002).



[Figur 1.7](#) Regional kart som viser noen av de mesozoiske hovedforkastningene (kompleksene) på land i kystområdene av Nordland, Troms og Finnmark LF- Langfjorden, VF Vargsund forkastning, TKFZ- Trollfjorden-Komagelv forkastningszone, WFC- Vestfjord-Vanna forkastningskompleks, WLBF-vest-Lofoten grenseforkastning. S- Sortland (Roberts, et al 2005).

#### 1.4.2.1 Forkastninger på land i Vest-Troms Gneis Kompleks.

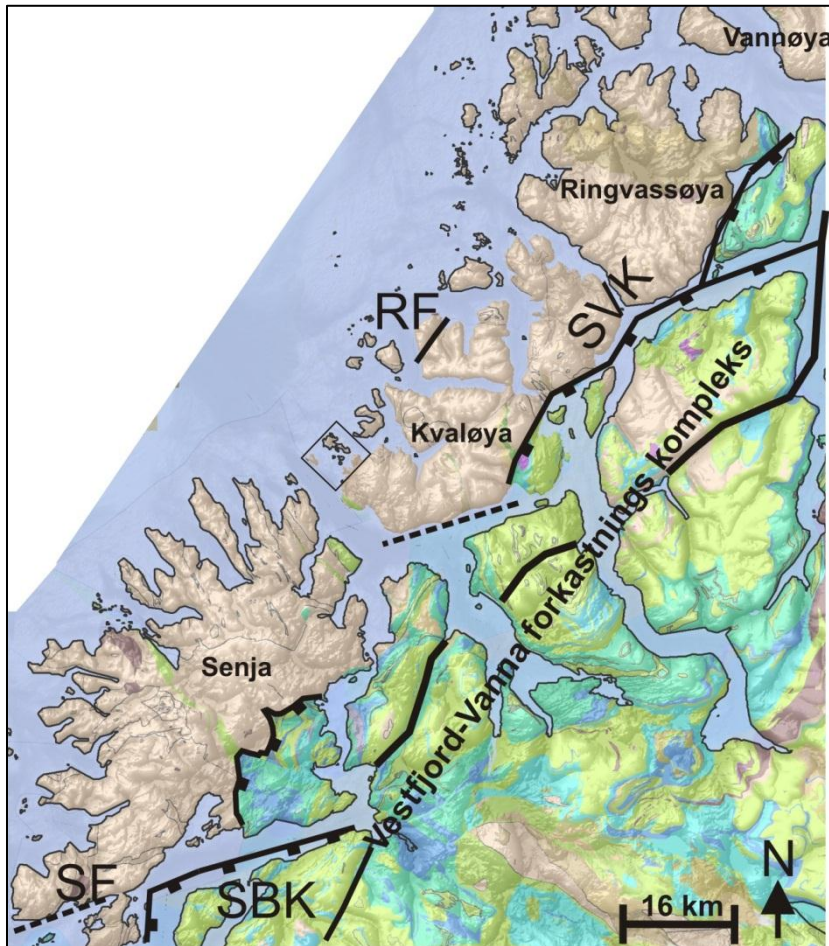
Vestfjord-Vanna forkastningskomplekset stryker NØ-SV fra Vestfjorden nordover til Senja, Kvaløya, Ringvassøya, Vannøya og videre nordøstover til Finnmark hvor den forbindes med andre forkastninger som også stryker NØ-SV. Dette er et kompleks bestående av høyvinklede semi-duktilt til sprø forkastninger med tilhørende kataklastiske forkastningsbergarter, som antas å være av sen jura – tidlig kritt alder (Olesen, et al. 1997). Forkastningen er antatt innledet i perm (Roberts, et al 2005) og samsvarer med det regionale riftmønsteret i Barentshavet (Olesen, et al. 1997), og viser dekstral-slip til *dip-slip* normal bevegelser (Roberts, et al 2005). Forkastningens kinematikk og forskyvning er karakterisert av flere faser med reaktivering (Antonsdóttir 2006). Flere forkastninger er dokumentert og relatert til Vestfjord-Vanna forkastningskompleks som Kvaløysletta-Straumsbukta forkastningen og Stronglandseidet-Solbergfjorden-forkastningen. (Olesen, et al. 1997).

Straumsbukta-Kvaløysletta forkastningen utgjør grensen mellom de kaledonske skyvedekkene i øst og den prekambriske berggrunnen i vest (Olesen, et al.1997). I Straumsbukta har forkastningen NNØ-SSV strøk som endrer seg til NØ-SV strøk vest av Grønnlibruna. Forkastningen fortsetter nordover over Kvaløysletta med samme orientering og bøyer av mot vest i Sandnesundet, før den igjen fortsetter nordover på Kvaløysletta med NØ-SV strøk (Zwaan, et al.1998). Forkastningen er en normalforkastning med høy vinkel som faller mot sørøst, og vertikal forflytning på minst 2500 meter, antatt å være av Perm alder (Zwaan 1992b, Olesen, et al.1997) og reaktivert flere ganger fra Tertiær til nylig, Gabrielsen, et al. (2002). Forkastningen linkes sammen med Vestfjord-Vanna forkastningen nord for Kvaløya og er også omtalt som Straumsbukta-Vanna forkastningen(SVF) (Olesen, et al.1997).

Både Solbergfjord-forkastningen og Stronglandeidet-forkastningene er primært høyvinklede normalforkastninger som stryker ØNØ-VSV med kuttende, sekundære, NØ-SV strykende høyvinklede forkastninger (Olesen, et al.1997). Solbergfjord-forkastningen kutter gjennom de kaledonske bergartene og har en vertikal forflytning tilnærmet 1000 meter, ned mot SSØ (Olesen, et al 1997, Bouke, et al. 1996). Vest langs Stronglandeidet-forkastningen er det observert deformerte, kataklastiske bergarter (Olesen, et al.1997).

Rekvikforkastnings sone går gjennom Ersfjordgranitten og ligger nordvest på Kvaløya, stryker NØ-SV. Den er av Antonsdóttir (2006) kartlagt og antatt utviklet gjennom tre faser fra Perm til tidlig Kenozoikum. I den første fasen dannes det konjugerte sett av dip-slip normalforkastninger på grunn av NV-SØ ekstensjonsregime. Ekstensjonsretningen endres i

fase to til NNV-SSØ strøk og det dannes normal-*dip-slip* og sinistrale NNV-strykende antitetiske sprekker, og det er for denne fasen antatt tidlig til sen kritt alder. I siste fase ble det utviklet ØSØ-strykende sprekker dannet av dekstralt skrå VNV-ØSØ ekstensjon, og de tidligere sprekker og forkastninger kan ha blitt reaktivert i denne fasen. Antatt alder for siste fase er tidlig kenozoisk (Antonsdóttir, 2006).

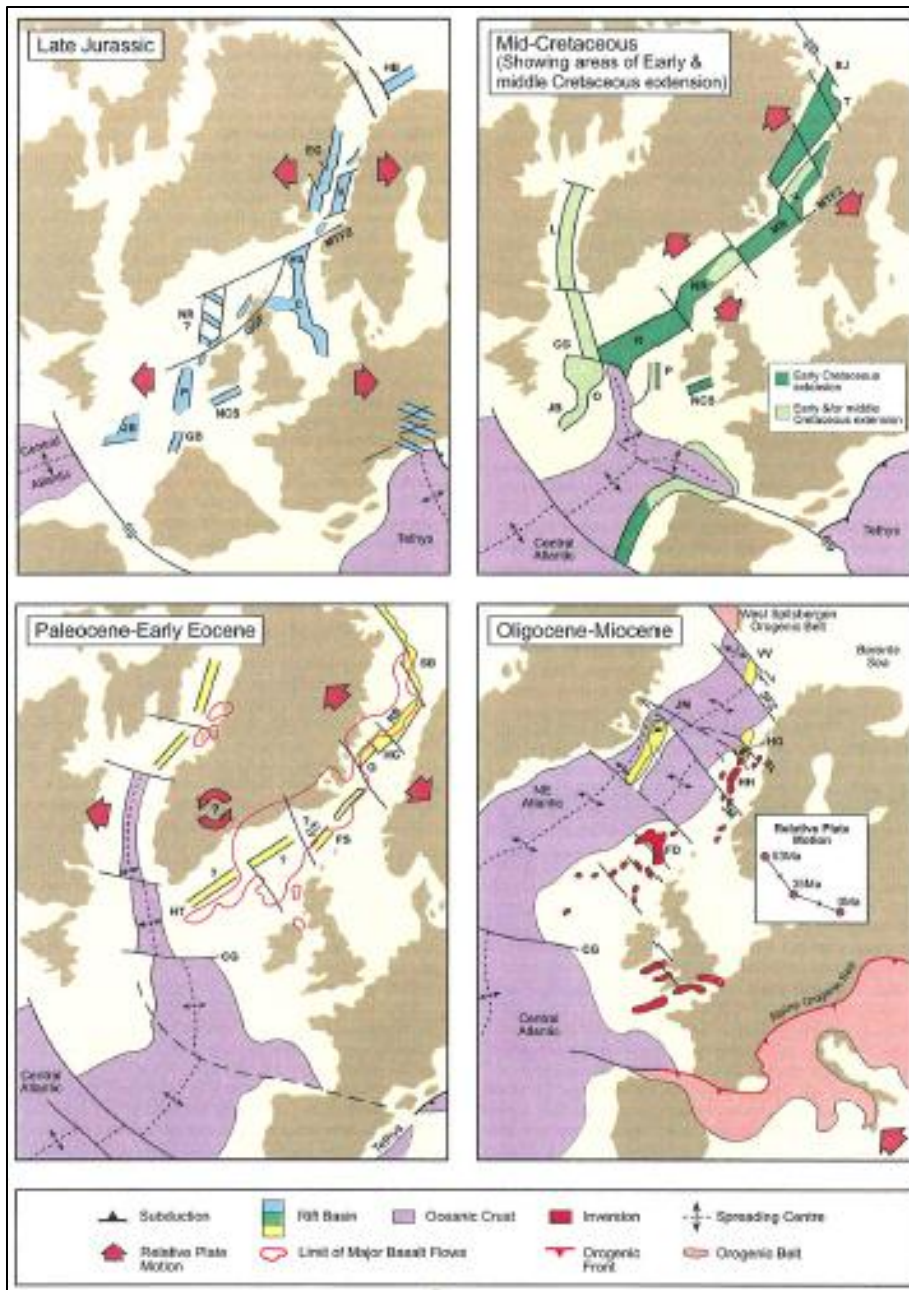


**Figur 1.8.** Berggrunns kart som viser de viktigste regionale sprø forkastningene i vest-Troms. SF: Stronglandseide-forkastningen, SBK: Solbergfjorde-forkastningen, RF: Rekvik-forkastningen, SVK: Straumbukta-Vanna forkastningskompleks. Data er modifisert fra Olesen, et al. (1997) og Roberts, et al. (2005).

#### *1.4.2.2 Post-kaledonisk tektonisk utvikling.*

Postkaledoniske ekstensjonsbevegelser startet i Devon ved fjellkjedekollaps og tilbakeglidning av kaledonske dekker og Pangea ble mellom perm og trias splittet opp og hevet (Doré, et al.1999). Lineamentanalyser på marginen viser dominerende NØ-SV, N-S og NV-SØ rettet mesozoisk og cenozoisk ekstensjonsforkastninger, som også kan ha reaktivert store prekambriske strukturer (Doré, et al. 1999). Ekstensjonsretningen var i trias-jura Ø-V rettet og i kritt endret spredningsretningen seg til NV-SØ (Doré, et al. 1990). Flere faser med jordskorpebevegelse førte til dannelse av bassenger og høyder i senjura og kritt, som Ribbebassenget og Harstadbassenget som ligger på sokkelen utenfor Lofoten-Vesterålen og Troms (OD 2010). Endringer i spredningsmønsteret i kritt avkortet jura riftsystemene og sørget for en dyp begravning av jura sedimenter (OD 2010). Paleocen ekstensjon førte til basaltiske intrusjoner fram til dannelsen av havbunnskorpe i tidlig eocene (Doré, et al.1999).





Figur 1.9. Plate bevegelses rekonstruksjon fra senjura, midtkritt, paleosen og midt kenozoisk, viser relativ plate bevegelse, rifting og inversjon. Doré, et al. 1999.

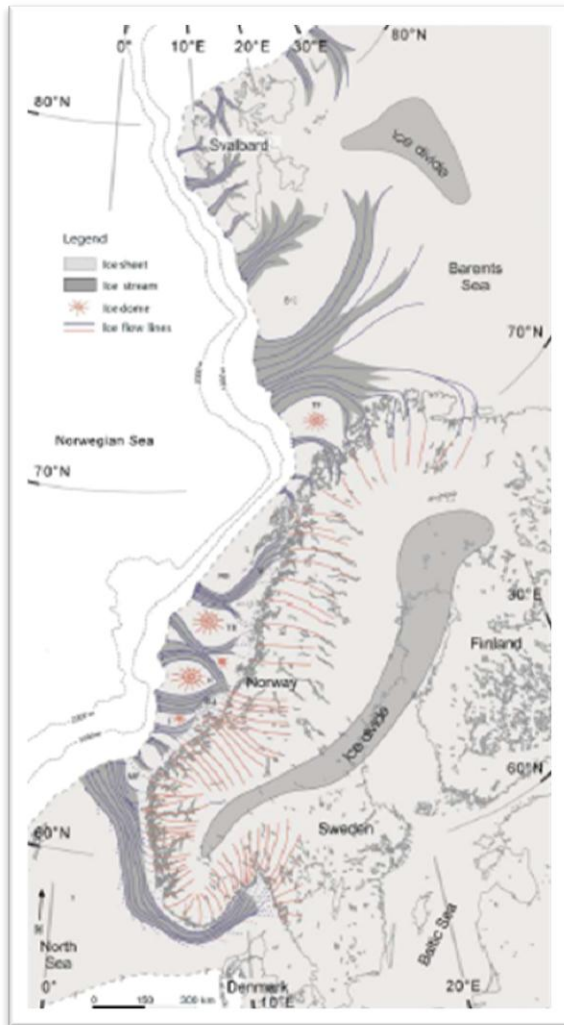
### 1.4.3 Geomorfologi og glasiasjonshistorie

Kvartærtiden i Nord-Norge var karakterisert av en rekke istider som periodevis dekket store deler og hele Norge, Svalbard og Barentshavet (Vorren & Manglerud 2006). De første breene ble dannet før dette og de eldste indikasjoner er isdroppet materiale fra midt- til sen-miocen (Rydningen 2010).

Begynnelsen på glacial avsetning langs Barentshavmarginen antas å være forårsaket av en intensivering av glasiasjoner og sykluser av istider og mellomistider for omtrent 2,3 – 2,6 Ma siden (Rydningen 2010). Isbreen nådde helt ut til eggakanten for 1,5- 0,7 Ma siden, og store “*debris flows*” ble avsatt på ytre deler av sokkelen. I perioden før dette, 2,7-1,5 Ma, ble sedimentene avsatt av smeltevann som resulterte i laminerte sedimentlag. Senere, etter 0,7 Ma, var det mer polare forhold. Isen var kaldere og erosjon og sediment transport skjedde under strie isstrømmer (Laberg, et al. 2010).

Isstrømmer består av områder i et isdekke der isen strømmer fortere enn områdene rundt. De fungerer som dreneringsveier for isdekkene. Megaskala glasiiale lineasjoner (MSGSL) er observert i rundt 20 traue fra Norskehavet til Svalbard (Figur 1.10) og er tolket som tidligere traseer for isstrømmer. På sokkelen begynner MSGSL på overgangen mellom krystallinske bergarter og mykere sedimentære bergarter. På grensen mellom isstrømmer og mindre dynamisk is på bankene, er det identifisert kilometer lange sidemorener. (Ottesen, et al. 2005)

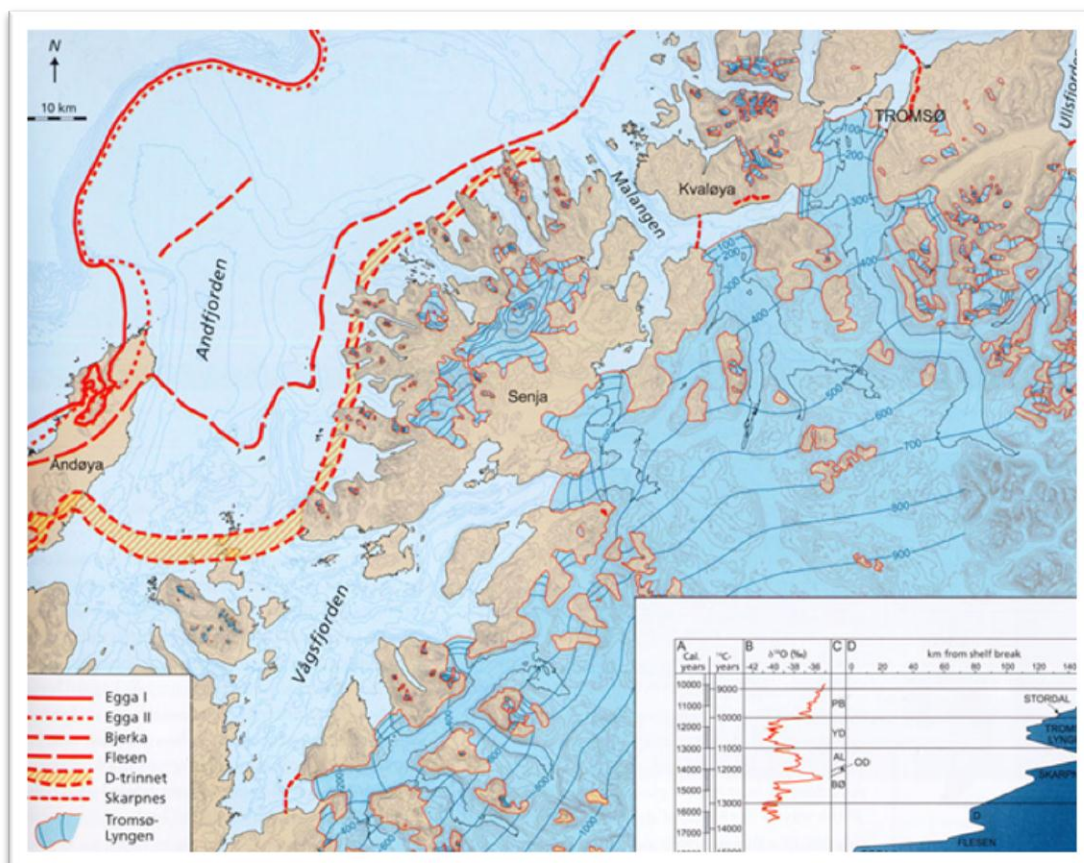




**Figur 1.10:** Rekonstruksjon av isdekkenes strømningsregime langs Norskehavet til Svalbard under sen weichel. Ottesen, et al. (2005)

Isdekket over Skandinavia og Barentshavet hadde det siste glasiiale maksima i sen Weichsel, og isdekket nådde ut til eggakanten to ganger. Ved tilbaketrekning, opphold eller framrykk av isdekkene, vil det avsettes front-avsetninger parallelt med isbrefronten (Rydningen 2010). Undersøkelser av havbunnsgeomorfologi i SV Barentshavet, er det identifisert U og V formede furer opp til 20 km lange, som er tolket til å være pløyespør (Andreassen, et al. 2008). Pløyespør er et vanlig fenomen i front av marine breer, der kalvede isfjell dras langs havbunnen av havstrømmer og vind (Andreassen, et al. 2008). Isfjellgroper dannes av isfjell som grunnstøter på havbunnen (Rydningen 2010). Kartlegging av morener og sedimenter på land og på havbunnen i området rundt Andfjorden viser at det har vært flere breframstøt eller opphold i tidsperioden mellom 25000 og 15000 år. Isavsmeltingen skyldes et gradvis varmere klima, men med mange svingninger. Klimakurver er konstruert på bakgrunn av pollen og andre fossiler i sedimentene. Det er lokalisert åtte brebrandtrinn som strekker seg fra Andøya i

sør til Lyngen i nord. I Andfjord området kalles disse for: Egga 1-, Bjerka-, Egga II-, Fleisen-, D-, Skarpnes-, Tromsø-Lyngs-, og Stordalstrinnene(Figur 1.11). I Malangen er det funnet spor av Fleisentrinnet og Skarpnestrinnet og området har vært isfritt etter 14000 år. (Vorren & Manglerud 2008.) Istiden utgjør bare en brøkdelen av jordens historie men har likevel betydd mye for utformingen av det landskapet vi ser i dag (Dahl og Sveian, 2004). Langs svakhetssoner som eksisterte før istidene, som elvedaler, forkastningssoner og mindre resistente bergarter har isen fått godt tak og gravd seg ned langs, mens harde og motstandsdyktige bergarter som granittene i Troms danner høye fjell. Toppene på de høye fjellene stakk opp som nunatakker og ble dermed ikke slipt ned. (Dahl og Sveian 2004) Landskapsformer i VTGK er høye fjell og u-formet daler som med andre ord er blitt gravd ut av isen. I området Lofoten-Troms er det relative lavt liggende strandflater (Corner 2005) og det er tre prosesser som har vært av betydning for strandflatens utvikling, haverosjon, breerosjon og elveerosjon (Jørgensen, et al 1997). Nansen, F (1922) påpekte at typiske strandflateområder bare er kjent fra tidligere nedisede områder (Jørgensen, et al 1997).



Figur 1.11. Bererandtrinn i området mellom Andøya og Lyngen. Vorren og Manglerud (2006)

#### 1.4.4 Strukturer på kontinentalsokkelen

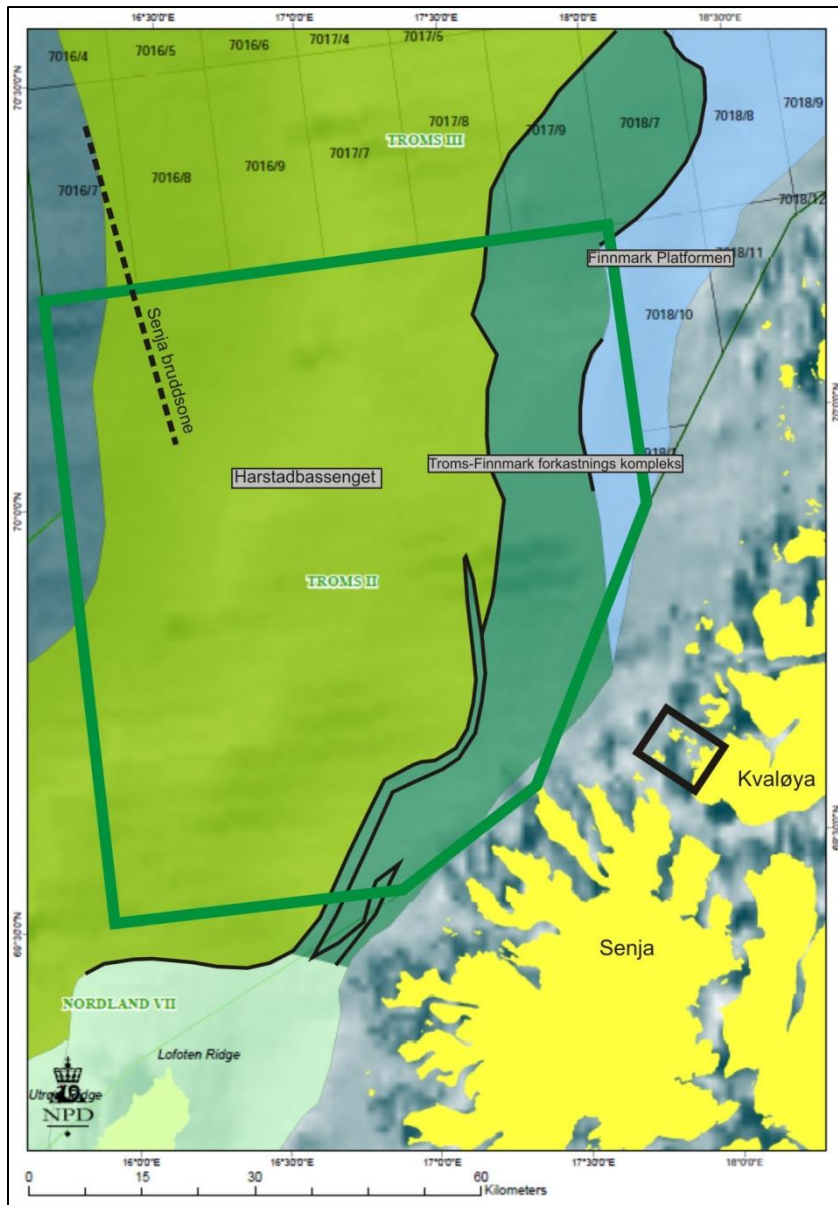
Kontinentalsokkelen utenfor nordlige deler av Senja og Kvaløya faller inn under området Troms II (Figur 1.12). I de nordlige delene faller eggakanten omtrent sammen med overgangen til havbunsskorpen. Sentrale og vestlige deler ligger innenfor Harstadbassenget og i øst ligger Troms-Finnmarks-forkastningskomplekset (TFFK) og Finnmarkplattformen (OD 2010).

Finnmarkplattformen er et strukturelt element som har fått sitt navn etter beliggenheten utenfor Finnmark fylke (Gabrielsen, et al.1990). I nordvest avgrenses plattformen mot Nordkapp bassenget og i sørvest mot Troms-Finnmarks forkastningskomplekset. Finnmarkplattformen har siden sen palaeozoic vært stabil, men som er resultat av mesozoisk heving heller den svakt mot nord (Gabrielsen, et al. 1990).

Harstadbassenget avgrenses i sør mot Lofotenbassenget og Utrøst-, Lofotenryggen, i nord mot Tromsøbassenget. Den østlige grensen er definert av TFFK, og i vest faller den sammen med overgangen til havbunsskorpen (Gabrielsen et al 1990). Harstadbassenget er et av de største bassengene og er innfylt med tykke, tektonisk forstyrrede krittavsetninger og som ble dannet inn i senjura (OD 2010).

Troms-Finnmark forkastningskomplekset (TFFK) er parallelt med store deler av kysten langs Troms og Finnmark og skiller plattformer i sør sørøst og bassenger i nord nordvest (Figur 1.12). TFFK er muligens en eldre svakhetsone som er reaktivert i flere episoder fra perm til eocene, men den mest framtrædende er datert til sen Jura og tidlig Kritt (Gabrielsen, et al. 1990). I forbindelse med forkastningskomplekset er det hengblokk, roll-over strukturer og antitetiske forkastninger, og TFFK antas å være et system av listriske normalforkastninger (Gabrielsen, et al. 1990).

Senjabruddsonen er knyttet til havbunsskorpe og utviklet i Oligocene-Miocene og er antatt å følge en eldre proterozoisk svakhetsone (Olesen, et al. 1997 og OD 2010). Bruddsonen danner grensen mellom havbunsskorpe og kontinentalskorpe i nord, og den strekker seg inn på kontinentalsokkelen (OD 2010)



**Figur 1.12.** Kontinentalsokkelen utenfor Senja og Kvaløya, faller innunder området Troms II (mørke grønt felt). Harstadbassenget ligger i de sentrale deler og grenser til Finnmarksplattformen ved TFFK. Senjabrudd soner (sort stiplede linje) strekker seg inn på kontinentalskorpen. Figuren er generert på [www.NDP.no](http://www.NDP.no)

## 1.5 Data og metoder

I oppgaven er det brukt en rekke ulike datasett og programmer i tillegg til feltdata, der metodene varierer for de ulike delene.

### 1.5.1 Topografiske kart

Topografiske kart er basert på kart fra Statens Kartverk som er tilgjengelige gjennom en rekke ulike databaser.

Norge i 3D som er et klient-tjener system for visualisering av globale 3D terrengdata med god oppløsning og viser kart og fly/satelittfoto og eventuelt 3D objekter. Den drives i dag av Nordkart.

Norge i bilder gir en oversikt over ortofoto og er et samarbeid mellom Statens Vegvesen, Norsk institutt for skog og landskap og Statens Kartverk.

Kart brukt under feltarbeid er en kombinasjon av de nevnte samt turkart hentet fra [www.ut.no](http://www.ut.no), [www.inatur.no](http://www.inatur.no) og papirkart 1:50000 Statens kartverk (ST) og berggrunns kart fra Norges geologiske undersøkelse (NGU).

### 1.5.2 Feltobservasjoner

Med utgangspunkt i topografiske kart ble områder for feltarbeid valgt og utført sommer og høst 2010. Strøk og fall for de strukturelle planstrukturer ble målt ved bruk av et Silva kompass med kvadrant gradering, etter høyrehåndsregelen. Ved høyrehåndsregelen angis strøket fra 0° til 360° der fallretningen alltid ligger til høyre for strøket.

### 1.5.3 Batymetri

Batymetri beskriver havbunnens fysiske form under vann og er synonymt med terrengoverflaten på land. MAREANO kartlegger havbunnen ved bruk av multistråle ekkolodd målinger fra Sjøkartverket, bunntypekart fra NGU, og ledes av Havforskningsinstituttet. I oppgaven er det brukt skyggerelieffkart med 50 m grid, som er basert på en detaljert tredimensjonal terrengmodell av havbunnen og er publisert på [www.mareano.no](http://www.mareano.no). I tillegg til 50 meters grid er tolkninger basert på skyggerelieff med 5 meters oppløsning fra NGU. Gridet er etter avtale kun til internt bruk og vil derfor ikke bli vist i oppgaven.

### 1.5.4 Seismikk

De seismiske linjene er offentlige og frigitt i henhold til Petroleumsforskriftene § 85 som omhandler saksbehandling og taushetsplikt. Oljedirektoratet (OD) fører kontroll med hvilke undersøkelser som skal frigis. OD tok initiativ til en nasjonal database (DISKOS) for lagring



av data fra norsk sokkel. Programvaren PetroBank er utviklet for effektivt å kunne forvalte data i basen.

Undersøkelsene som er listet under (tabell 1) er hentet fra PetroBank som er programvaren i en nasjonal database (DISKOS) som inneholder alle data hentet fra norsk sokkel.

Survey	Skutt for	Skutt av	Årstall	Lengde (m)	Type	Status
<b>HGST 93</b>	West Geco As	HGS	1993	1674926	2D	Offentlig
<b>ST-912-R98</b>	Statoil AS	GECO	1979	1314439	2D	Offentlig
<b>ST-743-R98</b>	Statoil AS	GECO	1977	387612	2D	Offentlig
<b>NH-9703</b>	Hydro	Geo TEAM	1997	6445354	2D	Offentlig

Tabell 1. Oversikts tabell av seismiske undersøkelser som er tolket i kapittel 4.

Linjene som er vist senere i oppgaven er 2D-linjer, basert på TWT (two way time) i y-retning, meter i x-retning og GEO referert til Lat-Long. Linjene som er skutt på 70-tallet ble reprocessert på 90-tallet, med ulike formål som fører til at korrelering mellom dem er stedvis vanskelig og kvaliteten er varierende.

Tolkingen av de seismiske linjene er basert på tidligere tolkninger i det samme området, (Kløvjan 1988, Gabrielsen, et al. 1909) og Oljedirektoratet (OD) sine tolkninger som kommer fram i Rapport fra 2010.

### 1.5.5 Gravimetri

Gravimetri bygger på det faktum at en masse utøver en tiltrekkende kraft på andre masser (NGU). Gravimetriskedata viser endringer i tyngdekraften over et område med utgangspunkt i bergartens tetthet. Forskjellen mellom den observerte verdi og den teoretisk beregnede verdi er gravimetrianomali. En negativ gravimetrianomali viser lette masser (for eksempel sedimenter) og positiv gravimetrianomali viser tyngre masse (for eksempel gabbro) (Store Norske Leksikon)

### 1.5.6 Programvare

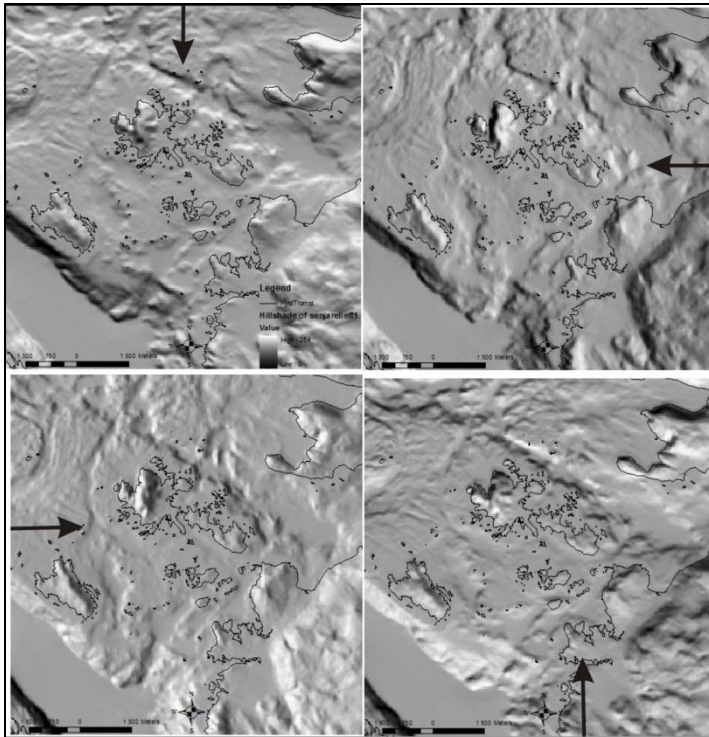
#### 1.5.6.1 ArcGIS, ArcMap

ArcMap er en del av ArcGis programvaren og levert av ESRI (Environmental Systems Research Institute) og gir muligheten til å framstille, redigere og analysere georefererte data. I denne oppgaven har jeg benyttet dette programmet for å sammenstille felldata, topografiske

kart og batymetriske data. Ved bruk av DEM (digital elevation model) kart kan jeg i ArcMap benytte meg av underfunksjoner av overflateanalyser som, Hillshade ( se punkt 3.2.1), Aspekt kart (se Punkt 3.2.2) og lage topografiske profiler.

Rasterfiler basert på batymetriske data og topografiske kart (DEM) er tolket i ArcMap (se punkt 1.5.5.1). Rasterfiler er bygget opp av bildelementer (pikslar) der hvert bildeelement har sine koordinater og verdier, og er godt egnet for analyse og framstilling av fenomener med kontinuerlig variasjon over et område. Tolkningene av havbunnen basert på land data, er laget i shapefiler slik at de kan framstilles i kart som lag. Ved hjelp av 3D analystfunksjonen kan 3D-data (DEM) analyseres, og i denne oppgaven har jeg benyttet Hillshade og Aspect som er basert på overflatedata og profiler.

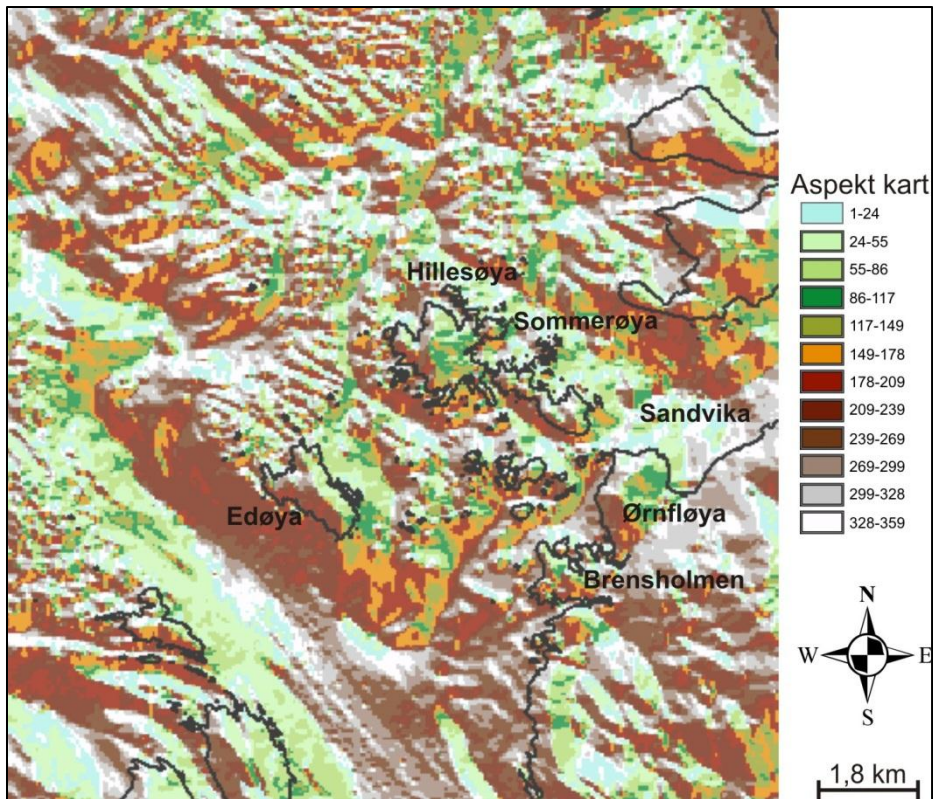
Funksjonen Hillshade gir en hypotetisk illustrasjon av overflaten ved å bestemme belsningsverdier for alle de ulike cellene i en rasterfil. Dette gjøres ved å sette en lyskilde i en gitt azimuth og altitude. Azimuth har verdier fra 0-360 og altitude har verdier fra 0-90 grader. Hillshade metoden gir mulighet til å endre vinkel og azimuth på lyskilden. Ved å rotere lys kilden rundt feltområdet vil "ekte" strukturer bli synlige. I denne oppgaven har jeg steppet lyskilden 45 grader med en azimuth på 45 grader. Ettersom relieffkartene er basert på skygger er det naturlig å bruke denne funksjonen for å forsikre seg om at strukturene er tilstede og ikke bare er en skygge på overflaten. Belysningsvinkelen forstørrer mange detaljer på havbunnen. Geologiske terrengformer inkluderer pockmarks, koralrev, isfjell pløyspor, mega skala glasiøle lineasjoner (MSGLE) og glasiotektoniske kjennetegn som morene, "hill-hole pair" og skrenter. (Bellec, et al. 2009)



**Figur 1.13** Hillshade bilder som er belyst fra fire ulike retninger for lokalisere reelle strukturer.

Aspekt identifiserer den bratteste skrentens retning fra hver celle til dens nabo. Den kan identifiseres som en skrentretning eller kompassretningen av en bakkefase. Aspekt måles fra 0-360 grader, og verdien av hver celle i et aspektgrid indikerer retningen flaten heller.





Figur 1.14 Aspektkart der fall retningen er inndelt i 12 retnings grupper.

For tolkninger av havbunnen er profiler et godt hjelpemiddel. Profilene viser høydevariasjoner over et gitt område.

Fargevalget på disse kartene er viktig for å få fram strukturer, og som tidligere nevnt er kartene bygget opp av piksler, her er de 50x50 meter store. En piksel har sin egen verdi og ved å variere fargene til de ulike verdiene, får en variasjoner bedre fram.

En vertikal overdrivelse av for eksempel 1 blir z-verdiene enn gang større en det som er reelt. Denne funksjonen har vært hensiktsmessig å bruke for å få fram ulike strukturer

### 1.5.6.2 Stereonett.

Orient 2.1.1 er et gratis program utviklet av Frederick W. Vollmer i 2010 og er publisert på nettsiden: [www.frederickvollmer.com/orient](http://www.frederickvollmer.com/orient)

Programmet er brukt for å plote målinger av forkastninger, glidestriper, sprekker og foliasjon i stereonett.

### *1.5.6.3 Corel Draw X4*

CorelDraw er et vektorbasert redigeringsprogram som jeg har brukt for å lage figurer og illustrasjoner på bilder.

### *1.5.6.4 Petrel*

Petrel er et tolkningsprogram utviklet av Schlumberger for tolkning av både 2D- og 3D-seismikk, og er brukt av geologer, geofysikere og reservoaringeniører. I Petrel har jeg tolket horisonter og forkastninger i området Troms II. De seismiske refleksjonene ble tolket ved hjelp av “interpret grid horizon” funksjonen, og forkastninger ble tolket ved “interpret Faults”-funksjonen. Horisonten jeg tolket ble generert til overflater i et definert polygon, på grunn av gridets størrelse.

## 1.6 Definisjoner

<b>Forkastning</b>	Et brudd hvor det kan påvises at det har vært bevegelse langs sonen (Braathen & Gabrielsen 2000)
<b>Sprekk</b>	Et brudd hvor bevegelse langs sonen ikke lar seg påvise (Braathen & Gabrielsen 2000)
<b>Kataklasitt</b>	Fragmentbergart med 50-90% matrix (Sibson 1977)
<b>Lineament</b>	Et lineært eller sublineært element på jordens overflate, som trolig representerer en svakhetssone i overflaten (O`Leary et al, 1976)
<b>Foliasjon</b>	En hvilken som helst mesoskopisk gjennomgripende parallelt eller subparallelt orientert fabric i en bergart (Davis & Reynolds 1996)
<b>Strike-slip</b>	Forkastning med sidelengsbevegelse, henholdsvis venstrehånds eller høyrehånds ut fra den relative bevegelsen (Davis & Reynolds 1996)
<b>Dip slip</b>	forkastninger med translasjon opp eller ned på forkastningsplanet, det vil si normalforkastninger og reversforkastninger.(Davis & Reynolds 1996)
<b>Sprø og duktil deformasjon</b>	Angir effekten av deformasjon. På den grunne dyp brytes en bergart påvirket av deformasjon sprøtt, mens på dypere nivåer i skorpen deformeres en bergart duktilt. (Davis & Reynolds 1996)
<b>Fall</b>	Helningen av en geologisk flate. Vinkelen måles i forhold til horisontalplanet, og retningen på fallet er vinkelrett på den horisontale linjen i flaten (OD 2010)
<b>Basseng</b>	En nåværende eller tidligere senkning i jordoverflaten (OD 2010)
<b>2D seismikk</b>	Seismiske data som er innsamlet, prosessert og presentert som separate seismiske linjer/tverrsnitt gjennom undergrunnen (OD 2010)
<b>Ekstensjon</b>	Strekking av jordoverflaten (OD 2010)

<b>Horst</b>	Avlang hevet forkastningsblokk som er avgrenset av forkastninger på begge flankene. (OD 2010)
<b>Inkonformitet</b>	Flate som representerer et betydelig stratigrafisk brudd i den geologiske lagrekken. Bruddet kan være forårsaket av erosjon og / eller ikke avsetning (OD 2010)
<b>Relieff</b>	Terrengform og høydeforhold (OD 2010)
<b>Sediment</b>	Avleiret løsmateriale eller bunnfall (OD 2010)
<b>Stratigrafi</b>	Inndeling av lagrekken i sedimentære og andre lagdelte bergarter (OD 2010)
<b>Strøk</b>	Orientering av en horisontal linje i en geologisk flate. (OD 2010)

## 2 Beskrivelser av berggrunnens oppbygning og struktur på land.

### 2.1 Innledning

Sørvestlige deler av Kvaløya er lite alpint og områder som blir beskrevet ligger hovedsakelig i strandsonen. Berggrunnen består av neoarkeisk og paleoproterozoisk gneis tilhørende Vest Troms gneis kompleks (VTGK). Strukturene i berggrunnen er antatt å være dannet av neoarkeisk og svekofennisk duktil deformasjon og post-kaledonsk sprø deformasjon. Duktile og sprø strukturer vil i dette kapittelet bli beskrevet ut fra observasjoner og målinger gjort på land i ulike områder. Data fra områdene er sammenstilt ved hjelp av ArcGIS og vist i figurer på digitale elevasjonsmodeller (DEM). Lokale variasjoner fra ulike lokaliteter er vist på figurer med digitale bilder. På slutten av denne delen er det gjort en deltolkning som gir videre grunnlag for diskusjon (Kap 5).

#### 2.1.1 Områder og lokaliteter.

Feltområdet er lagt til ytre deler av Kvaløya og består av en rekke øyer og holmer (Figur 2.1). Beskrivelser av strukturer på land er området delt inn i mindre områder. To av områdene, Brensholmen og Ørnfløya ligger på Kvaløya, mens Sommarøya, Hillesøya og Edøya er mindre øyer nordvest av Kvaløya (Figur 2.1). I tillegg til beskrivelsen av områdene, vil det også bli framhevet mindre lokaliteter av interesse.



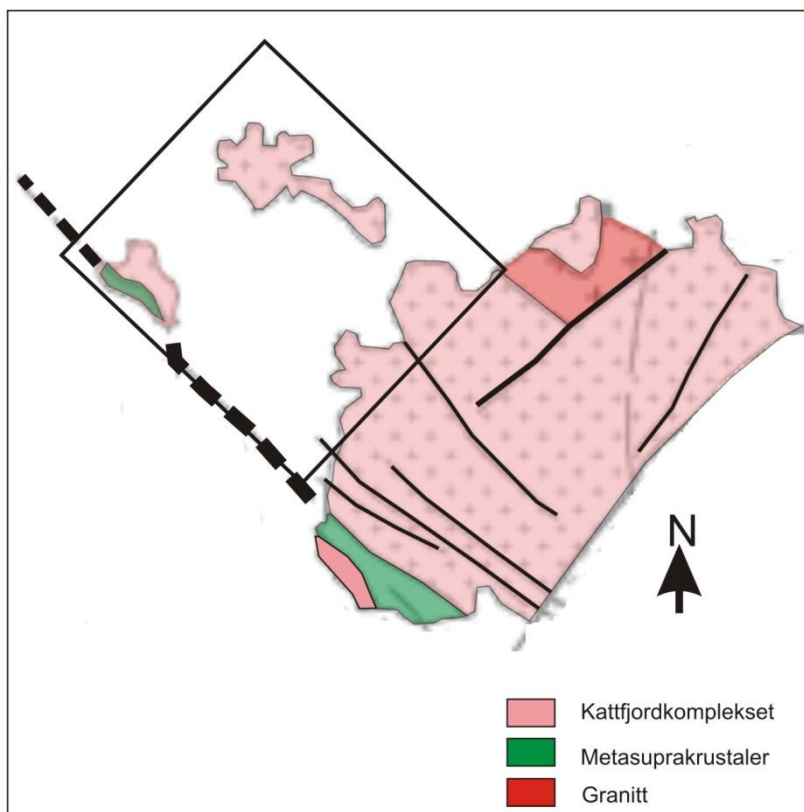
Figur 2.1 Feltområdet i ytre deler av Kvaløya.

## 2.2 Bergartsbeskrivelser.

Bergartene i studieområdet faller inn under Kattfjordkomplekset, kapittel 1.4.1.1. De metasuprakrustale bergartene ligger lenger mot vest og er ikke representert i studieområdet, med unntak av en smal enhet på Edøya (Figur 2.1) i vestlige deler hvor man har en kontakt mellom gneis og metasuprakrustale bergarter (Figur 2.12A). Se kapittel 1.4.1.2.

I studieområdet er det flere typer metamorfoserte dypbergarter. Intrusiv båndgneis med sammensetning av tonalittiske til kvartsdiorittiske bånd i veksling med mafisk, amfibolitt, gabbroid- og biotittgneis og granittiske pegmatitt ganger (Zwaan 1992).

De tonalittiske gneisene antas å ha sin opprinnelse fra tonalittiske plutoner som gjennom regional metamorfose er blitt omdannet og har utviklet et tydelig gneispreg. Hovedmineralene er kvarts og plagioklas, og i studieområdet framstår den som gråaktig-rosa og hvit med varierende kornstørrelse. De mafiske gneisene er antatt å være omdannede basaltiske lavaer eller intrusiver og hovedmineralene er plagioklas, amfibol og pyroksen i studieområdet er den mørk med stedvis grønnaktig skjær og brun-rød forvitnings flate. Granittiske pegmatitt ganger opptrer som foliasjons kuttende og foliasjons parallelle benker/ ganger, rik på kvarts og feltspat og har lys grå til rosa farge i studieområdet.



Figur 2.2. Bergartskart modifisert etter Corfu, et al. (2003) med innfelt feltområder (sort)

## 2.3 Duktile strukturelementer i berggrunnen.

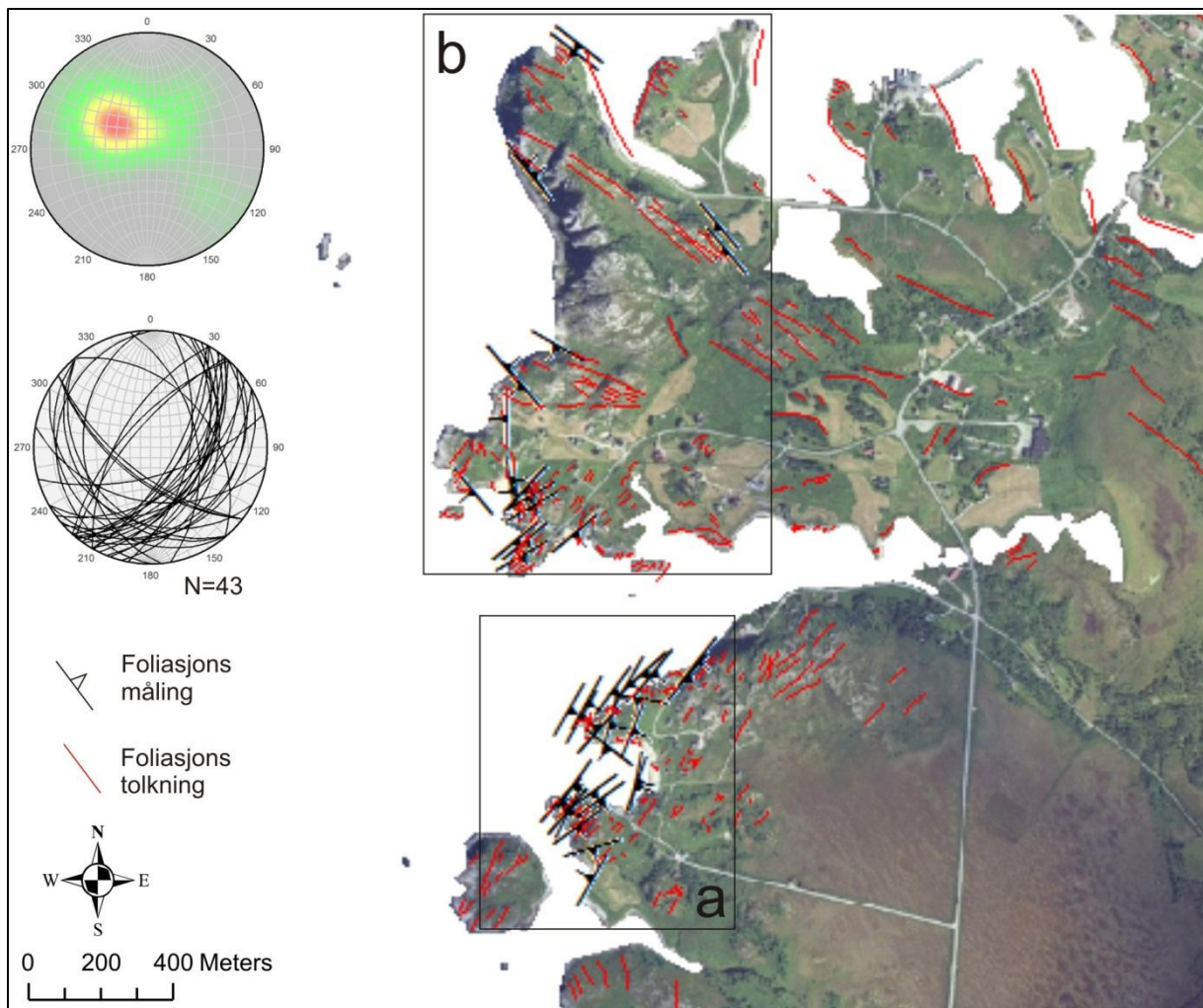
Duktile strukturelementer i berggrunnen vil i dette kapittelet bli beskrevet på bakgrunn av observasjoner og målinger gjort i de ulike områdene og lokalitetene gitt i avsnitt 2.1.1. På slutten av kapittelet blir det gitt en oppsummering som gir grunnlag for deltolkning (kap 2.5). I avsnitt 2.3.3 er det hensiktsmessig å gjøre deltolkning underveis i beskrivelsene.

### 2.3.1 Foliasjon

Foliasjonen i de prekambriske tonalittiske gneisbergartene er godt blottet både i fjellskrenter og i strandsonen som lyse granittiske og mørke mafiske sammenhengende benker og kan studeres både horisontalt og i tverrsnitt. Tykkelsen på benkene varierer fra noen cm opp til omtrent en meter og er med på å forme terrenget over lange avstander. Mindre fordypninger langs foliasjonen er observert i områder der de mafiske bergartene er erodert bort. Videre følger eksempler på foliasjon og dens variasjon i studieområdet. Tolkninger basert på målinger, observasjoner og studier av flybilder er vist med røde linjer. Målinger er vist med sorte symboler som er georeferert.

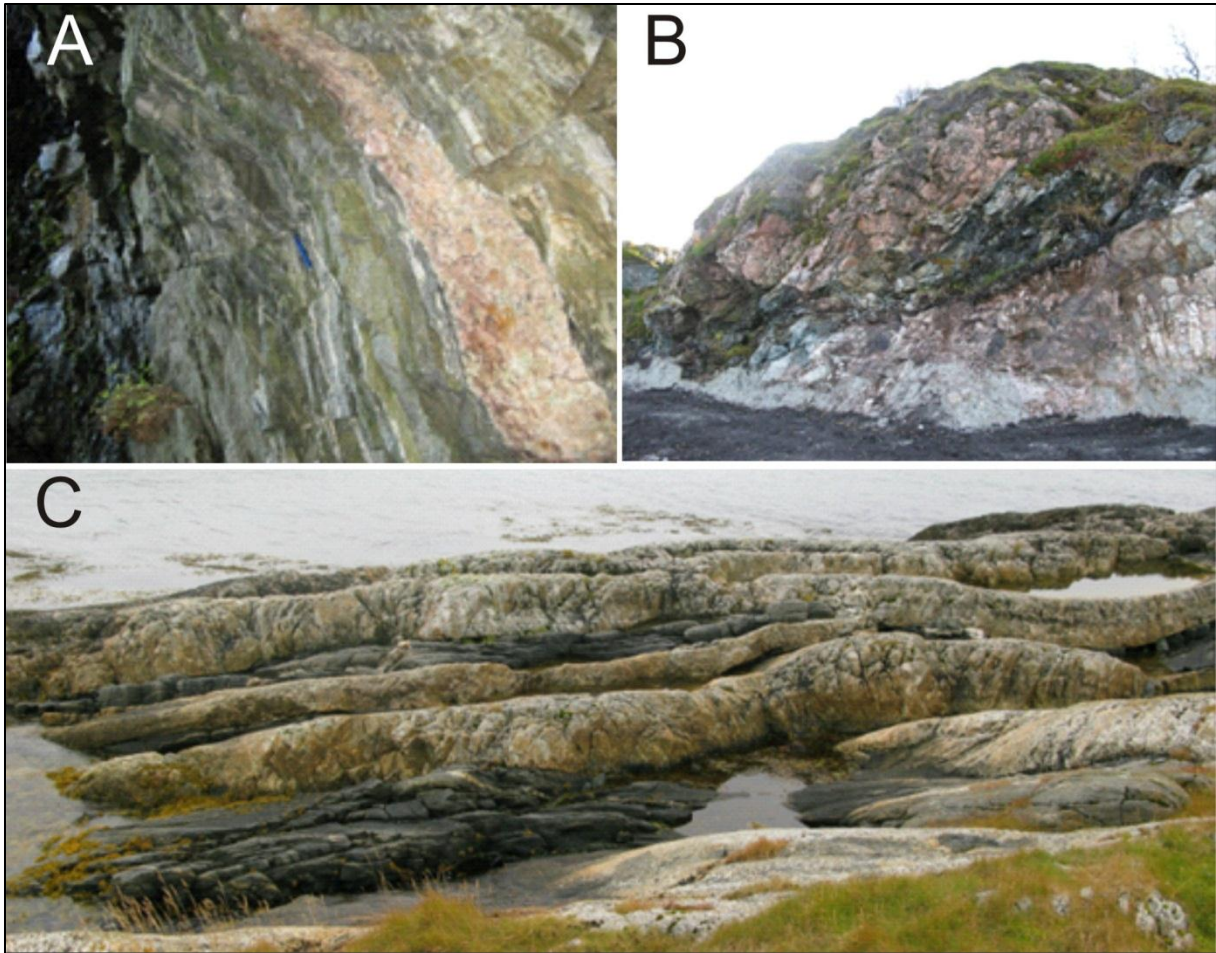
På Brensholmen viser målinger av foliasjon to strøkretninger, NØ-SV i sørlige deler av området og NV-SØ i nordlige deler av området. (Figur 2.3). Den NØ-SV strykende foliasjonen faller mellom  $40^{\circ}$  og  $60^{\circ}$  mot SØ og NV (Figur 2.3 a). Foliasjonen er godt utviklet som medium til tykke benker. Og i områder med variasjon i fall retning er det observert en synform (Figur 2.4 A og B). Endring i foliasjonens strøk er observert i nordlige deler av Brensholmen der strøket går fra NØ-SV til NV-SØ (Figur 2.3b). NV-SØ strykende foliasjon faller mellom  $60^{\circ}$  og  $20^{\circ}$  mot henholdsvis NØ og SV og den tilnærmet horisontale foliasjonen er tykt benkende (Figur 2.4 C)





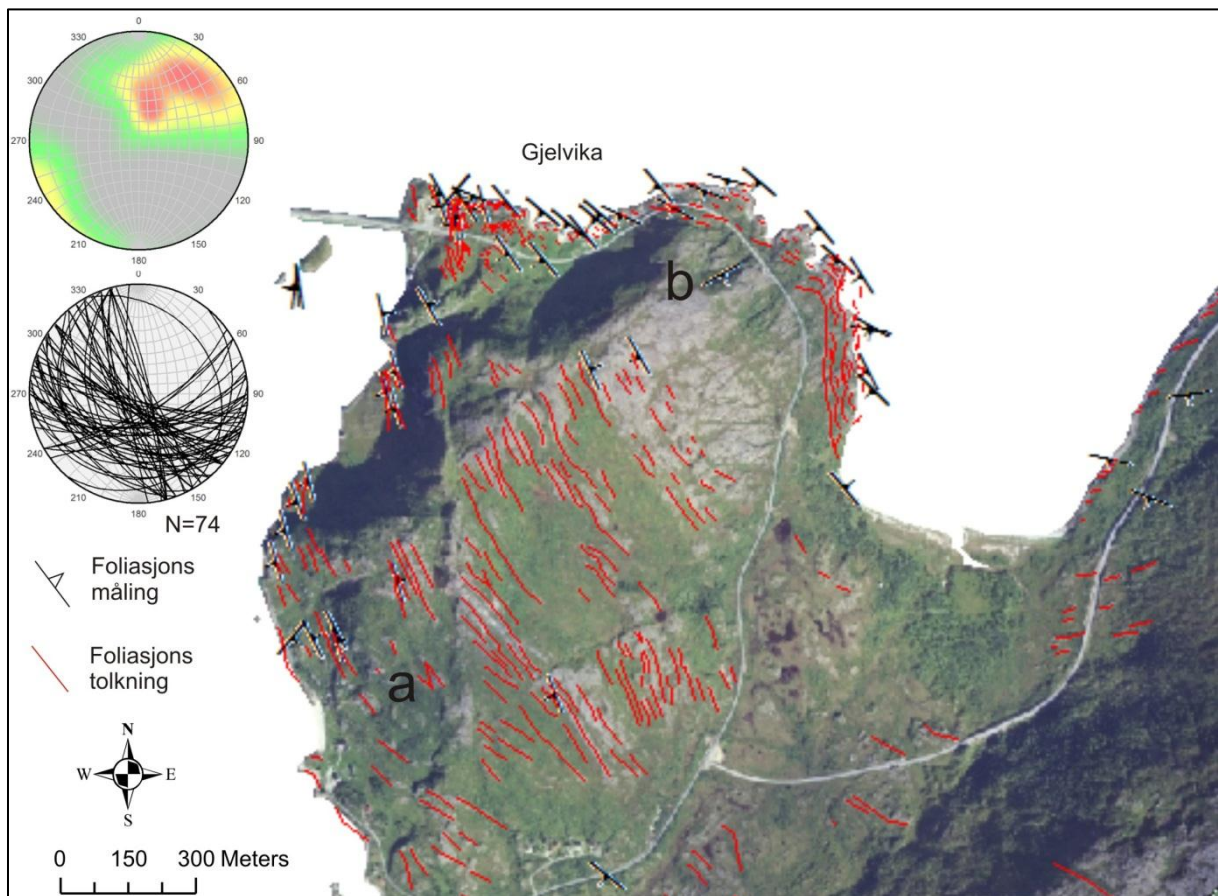
**Figur 2.3.** Flyfoto over Brennholmen, med foliasjonsmålinger og foliasjons tolkninger. Stereoplott og konturplott viser foliasjonstrend. Forslag til tekst: Flyfoto som viser målte (sorte linjer) og tolkede (røde linjer) foliasjonsdata fra Brennholmen, samt stereoplott av foliasjonsmålinger, hvor foliasjonen er vist som store sirkler og konturete poler.





**Figur 2.4.** Variasjoner av fallretningen til foliasjonen på Brensholmen som antyder tilstedeværelsen av folder: A: Tonalittisk gneis foliasjon med parallell pegmatitt gang, steilt fall mot SØ. Lokalitet B: Variasjoner i fall til foliasjonen som viser en synform. C: Tonalittisk gneis og mafisk gneis foliasjon som er tilnærmet horisontal og antyder en foldehengsel, foliasjonen faller slakt mot SV.

I området ved Ørnfløya (Figur 2.5) stryker foliasjonen fra NV-SØ til NNV-SSØ og faller fra  $12^{\circ}$ - $86^{\circ}$  mot NØ og fra  $20^{\circ}$  til  $80^{\circ}$  mot SV. Det svake fallet er observert i fjellsiden og strandsonen sør på Ørnfløya (Figur 2.5 a). I fjellpartiet er det tykke benker av tonalittisk gneis som stryker NV-SØ (Figur 2.5). Parallele overgrodde søkk observeres i områder hvor det i underlaget er mafiskgneis. Steilt fall mot SV er observert i fjellsiden mot nord (Figur 2.5b). I Gjelvika stryker foliasjonen NV-SØ i smale benker i et buktende mønster.

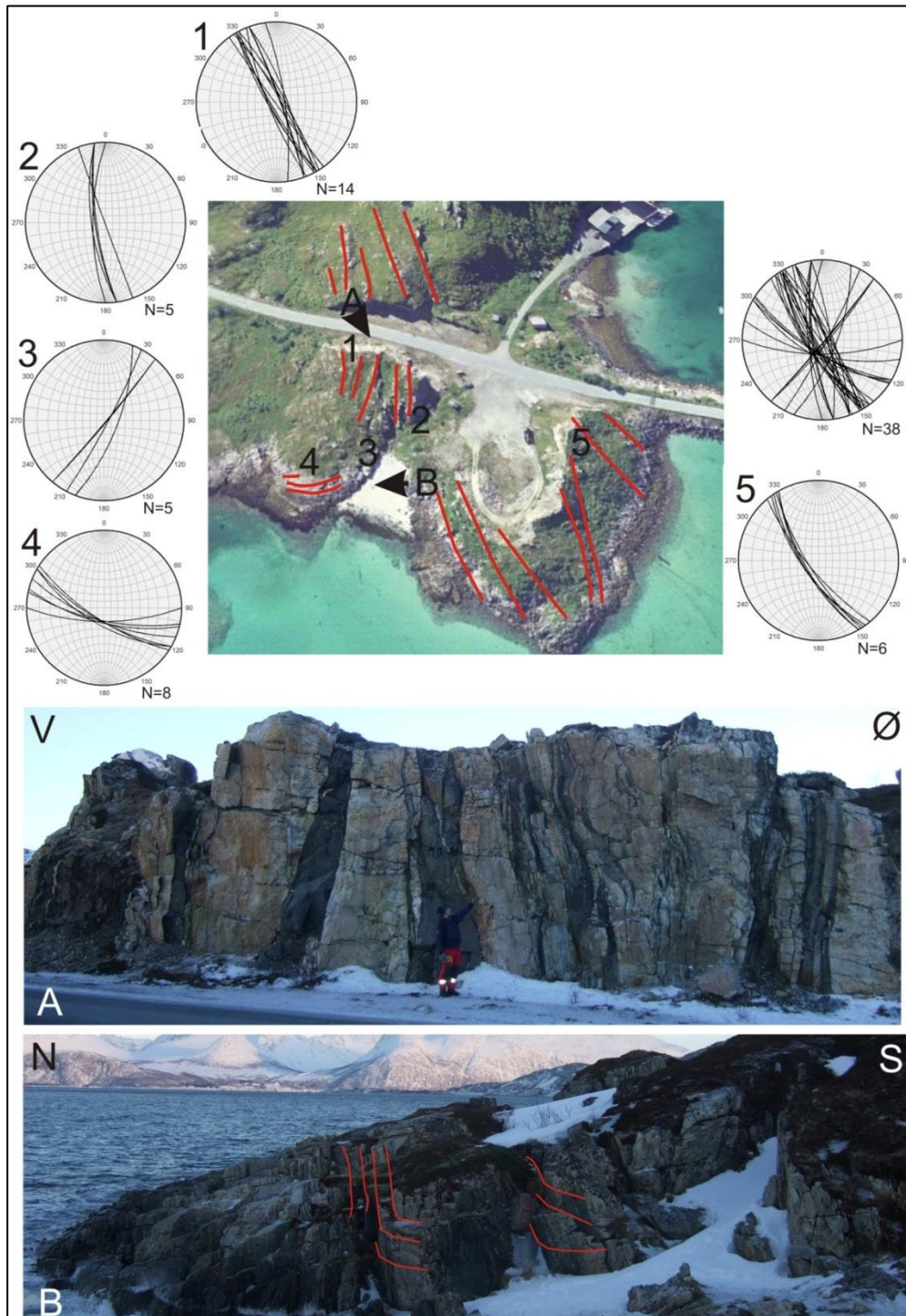


**Figur 2.5.** Flyfoto over Ørnfløya oversiktsbilde med foliasjons målinger og tolkninger. Merk oppkomsten av steil foliasjon i nordlige deler og slak foliasjon i SV. Stereoplottene viser foliasjon som storsirkler og konturerte poler.

Ved Gjelvika (Figur 2.6) kan foliasjonen studeres både i horisontalt og vertikalt snitt. I horisontalt snitt (Figur 2.6) ser man de vekslende mafiske og felsiske enhetene i gneisen som bukker seg mot NV-SØ, de mørke mafiske enhetene gir søkk i topografien. I et vertikalt snitt (Figur 2.6A) er foliasjonen steil og buktende, og tykkelsen varierer. Det er også observert soner der foliasjonen opptrer i smalere benker med undulerende mønster og oppsprukket. Sonene grenser til tykke massive benker av både felsiske og mafiske gneiser.

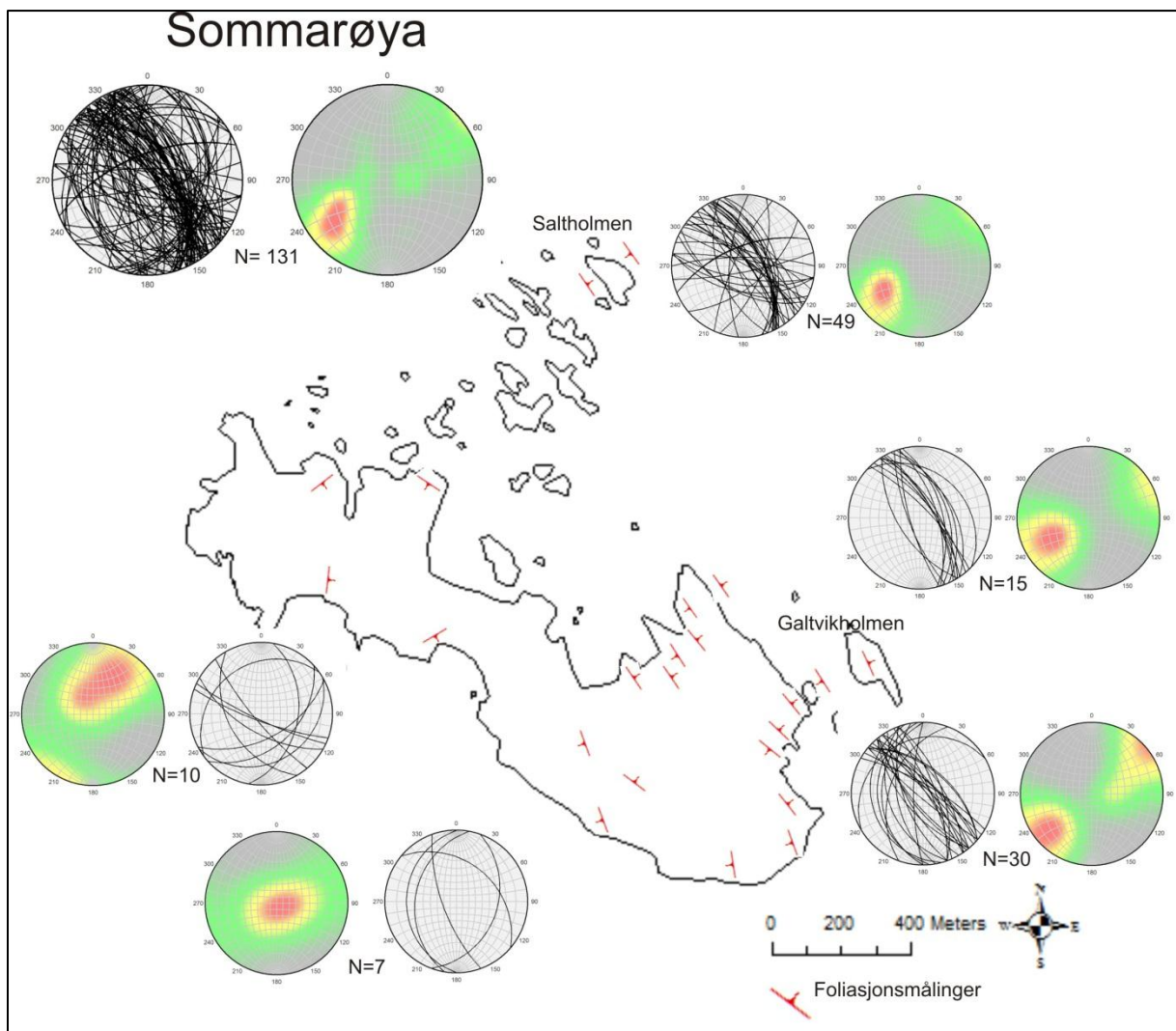


Foliasjonen stryker i strandsonen Ø-V, faller  $70^{\circ}$  mot sør (Figur 2.6B) og bøyer av mot et N-S strøk og fall  $75^{\circ}$  mot vest. Lenger vest i dette området stryker foliasjonen NV-SØ og fall  $70^{\circ}$  mot SV (Figur 2.6). Den lokale variasjonen til foliasjonens strøketretning er godt dokumentert og framstilt i stereoplott (Figur 2.6 1-5)



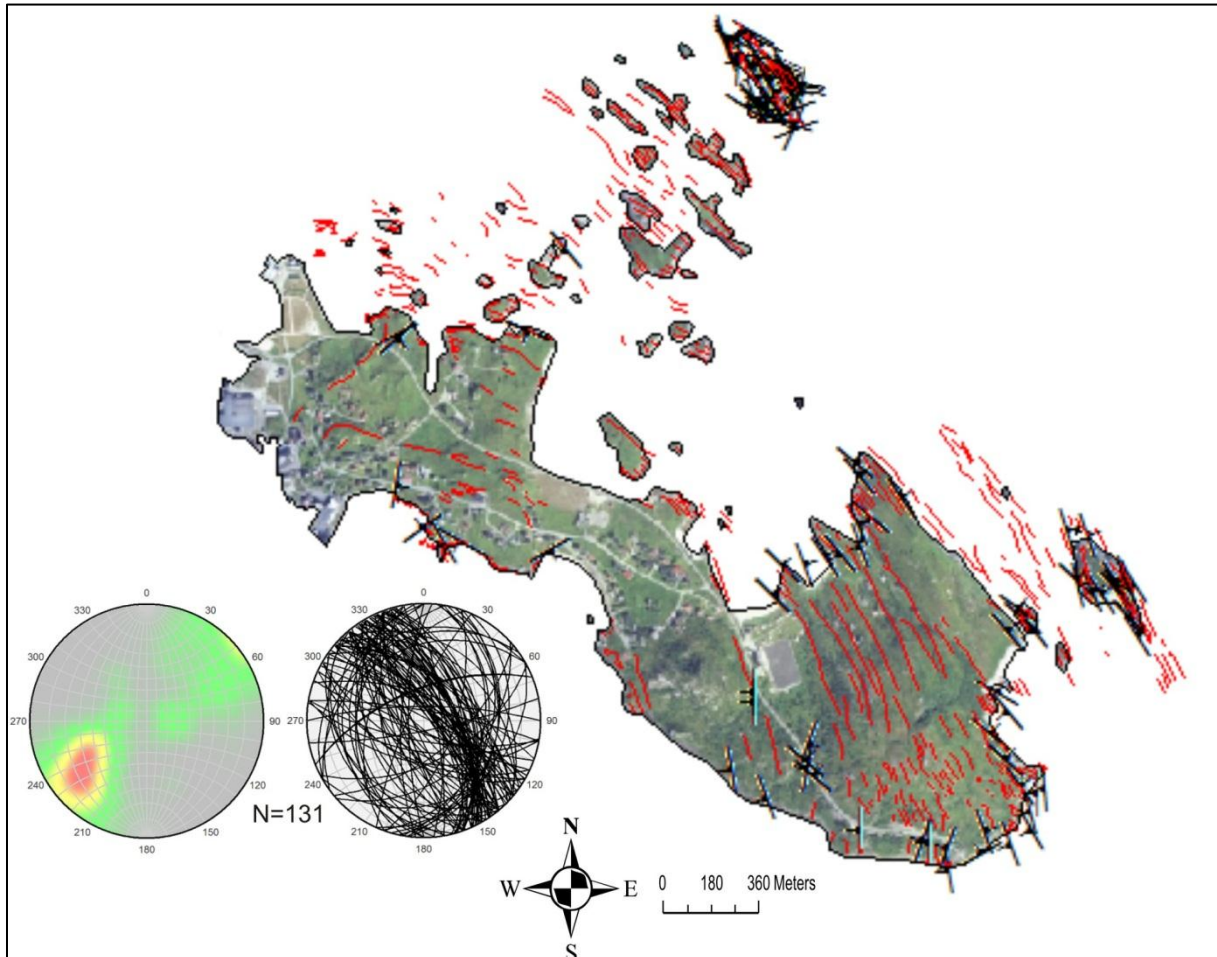
**Figur 2.6.** S sammensatt figur av flybilder, stereoplott og digitale bilder for å vise den lokale foliasjons variasjonen som opptrer i Gjelvika, nord på Ørnføløya. Stereoplott 1-5 viser foliasjonens lokale variasjoner på de ulike underområdene på denne lokaliteten. Digitalt bilde A viser tonalittisk og mafisk gneis i vertikalt snitt og det digitale bildet B viser området i strandsonen der foliasjonen endrer strøk retning, angitt ved røde linjer.

På Sommarøya er det flere lokale variasjoner i foliasjonen og det er derfor hensiktsmessig å dele inn i mindre områder (Figur 2.7). Foliasjonen i sørøst stryker hovedsakelig NV-SØ, faller  $30-80^{\circ}$  mot henholdsvis NØ og  $18-80^{\circ}$  mot SV. Lokale variasjoner forekommer lengst sør der foliasjonen stryker N-S og faller fra  $15-70^{\circ}$  mot både Ø og V. Foliasjonene opptrer hovedsakelig i tykkebenker (Figur 2.9A), men på øyene Saltholmen (Figur 2.9B) og Galtvikholmen (Figur 2.9C) er det soner der foliasjonen er tynn, rep-lignende, undulerende og NV-SØ strykende. Den rep-lignende foliasjonen stryker parallelt med tykke foliasjonsbenker (Figur 2.9 B1 og C1). Midt på øya er det et større område med svakt utviklet eller manglende foliasjon. Dette skyldes at det er dårlig blottingsgrad, og der berggrunnen er blottet er foliasjonen lite utviklet. På nordlige deler av Sommarøya viser målingene en endring i strøket på foliasjonen til NØ-SV og fall  $38-51^{\circ}$  mot SØ (Figur 2.7)



**Figur 2.7.** Lokale variasjoner i foliasjonens orientering på Sommarøya. Stereoplottene viser foliasjonens strøk og fall og konturerte poler til foliasjonen. Øverst på figuren vises stereoplott og konturplott for hele Sommarøya.

Sommarøya og øyene rundt har en karakteristisk form som ser ut til å følge foliasjonen også der foliasjonen endrer orientering og bøyer av mot vest (Figur 2.8). Dette underbygges av stereoplott over Sommarøya som viser det klare NV-SØ strøk som gradvis endres til VNV-ØSØ.



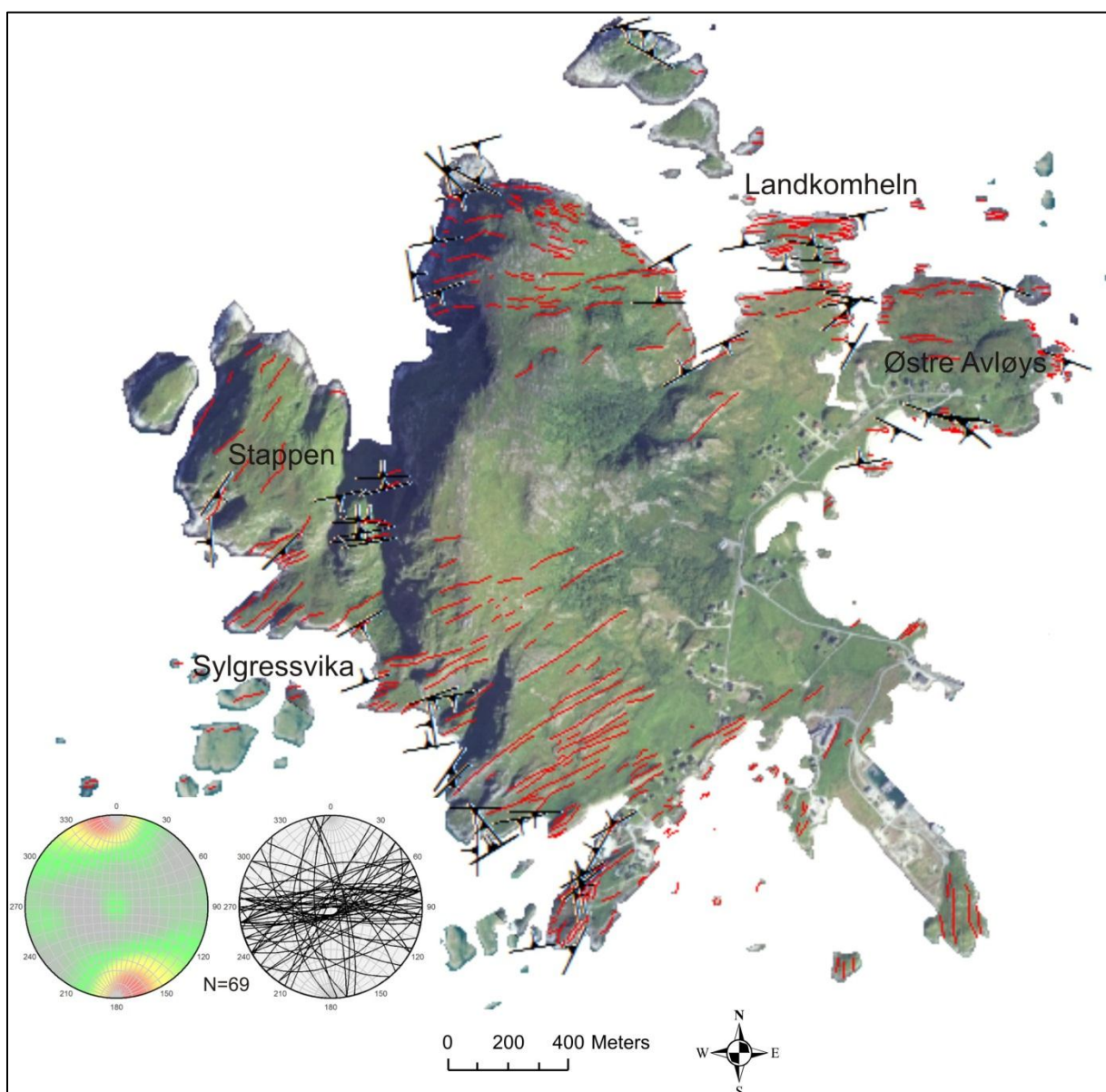
**Figur 2.8.** Sommarøyas karakteristiske form følger foliasjonen som vist ved georefererte målinger og tolkninger av foliasjonen (røde linjer)..





**Figur 2.9.** Digitalebilder av underområder på lokalitet Sommerøya. A: Tykke benker av foliasjon på Sommarøyas sørlige side. B: Underlokalitet Satlhomen som ligger nord for Sommerøya der den rep-lignende foliasjonen grenser til tykke benker av tonalittisk gneis C: Underlokalitet Galtvikholmen der den rep-lignende foliasjon grenser til tykke benker av mafisk gneis C1.

Endringer i foliasjonens strøk fra Sommarøya til Hillesøya er tydelige i de østlige delene av Østre Avløys hvor foliasjonen stryker  $130^{\circ}$  og faller  $60^{\circ}$  mot SSV (Figur 2.10). I strandsonen kan de tykke benkene følges i det de bøyer av mot vest (Figur 2.11A). Foliasjonen på Landkomheln stryker Ø-V og fall  $80^{\circ}$  mot NNØ–SSV (Figur 2.11B). De tykke benkene bukter seg mot vest med jevn tykkelse parallelt med kystlinjen (Figur 2.11D). På vestsiden av Hillesøya bøyer foliasjonen av mot strøk VSV–ØNØ. I Sylgressvika (Fig 2.10) kan foliasjonen følges fra strandsonen (Figur 2.11C) og mot toppen av Hillesøya med strøk Ø-V med fall  $70-89^{\circ}$  mot N-S. Størst lokal variasjon i strøketretning forekommer over Stappen der foliasjonen stryker NV-SØ faller  $80^{\circ}$  mot Ø-V (Figur 2.10).



**Figur 2.10.** Flyfoto over Hillesøya viser foliasjonens videre strøk endring fra NNØ-SSØ til VSV-ØNØ. Stereoplott viser foliasjonstrenden og konturplott rundt polpunktene til storsirklene.

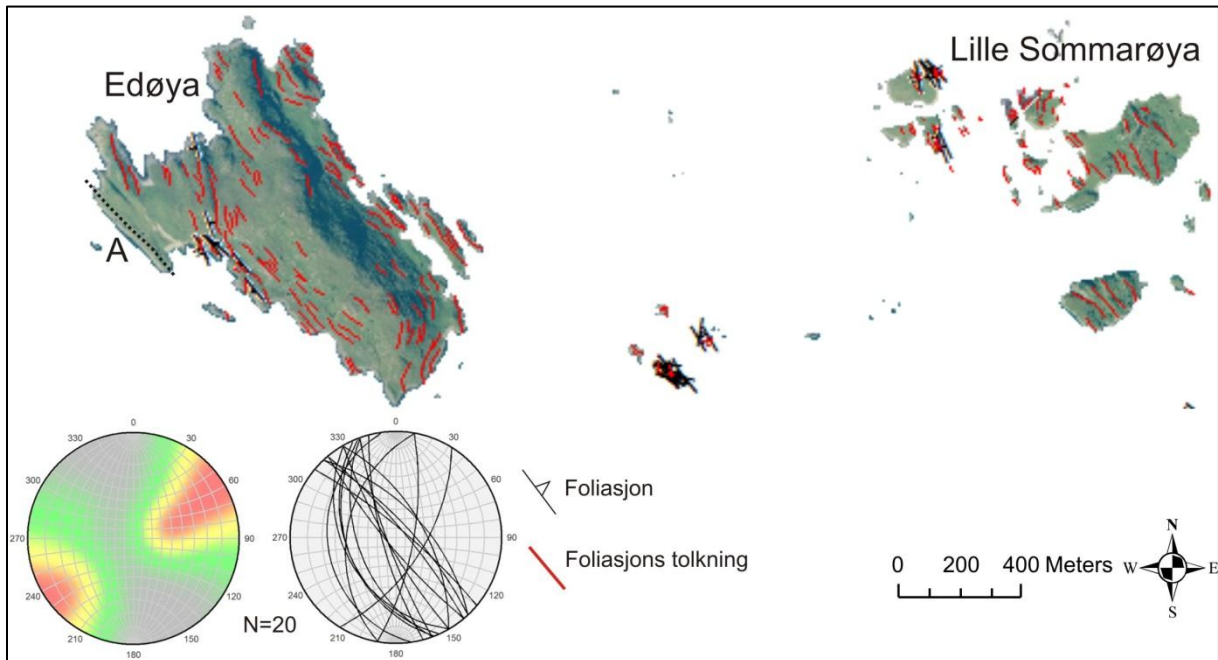




**Figur 2.11.** Digitalefoto av flere underområder viser tonalittisk og mafiskegneis foliasjon i tykke benker. A: Underlokalitet Østre Avløys som viser foliasjons avbøyning. B: Underlokalitet Landkomhellen der foliasjonen opptrer i tykke krummede benker av tonalittisk og mafisk gneis. C: Underlokalitet Sylgressvika vest på Hillesøya viser foliasjonen som stryker NØ-SV. D: Oversiktsbilde av Landkomhellen viser at foliasjonen faller mot nord og opptrer i tykke buktende benker av tonalittisk og mafiskgneis.



Foliasjonen på Edøya målt på vestsiden (Figur 2.12), stryker NV-SØ og har steilt,  $80^{\circ}$  fall mot SV og NØ. Tolkninger basert på målinger og studier av flybilder antyder at foliasjonen bukker seg fra SØ til NV i en sigmoidal form. Målinger av foliasjonen på holmer og mindre øyer viser samme NV-SØ strøk med varierende fall  $40-70^{\circ}$  mot SV og NØ (Figur 2.12).



**Figur 2.12.** Flyfoto over Edøya og mindre holmer i studieområdet der foliasjonstrenden er vist i stereoplott og konturplott rundt polpunkter til storsirklene i stereoplottet. Merk grensen til metasuprakrustale bergarter merket med A på vestsiden av Edøya.

Torsnesbeltet som stryker NV-SØ er et deformert metasuprakrustalbelte (stedvis duktil skjærsone) hvis kontakt er blottet på Edøyas sørvestlige side er blottet (Figur 2.12 A). Den tonalittiske gneisen flankeres av et to til fire meter bredt, sannsynligvis avsetningskonglomerat med *dip-slip* strekningslineasjoner (Figur 2.13 A og B). Videre mot vest er det observert kryssjikt i metapsamitter (Figur 2.13C).



**Figur 2.13.** Digitalefoto av metasuprakrustale enheter på Edøya. A: Kontaktsonen mellom tonalittisgneis og konglomerat. B: Strekningslineasjoner i konglomeratet. C: Kryssjikt med metapsamitter.

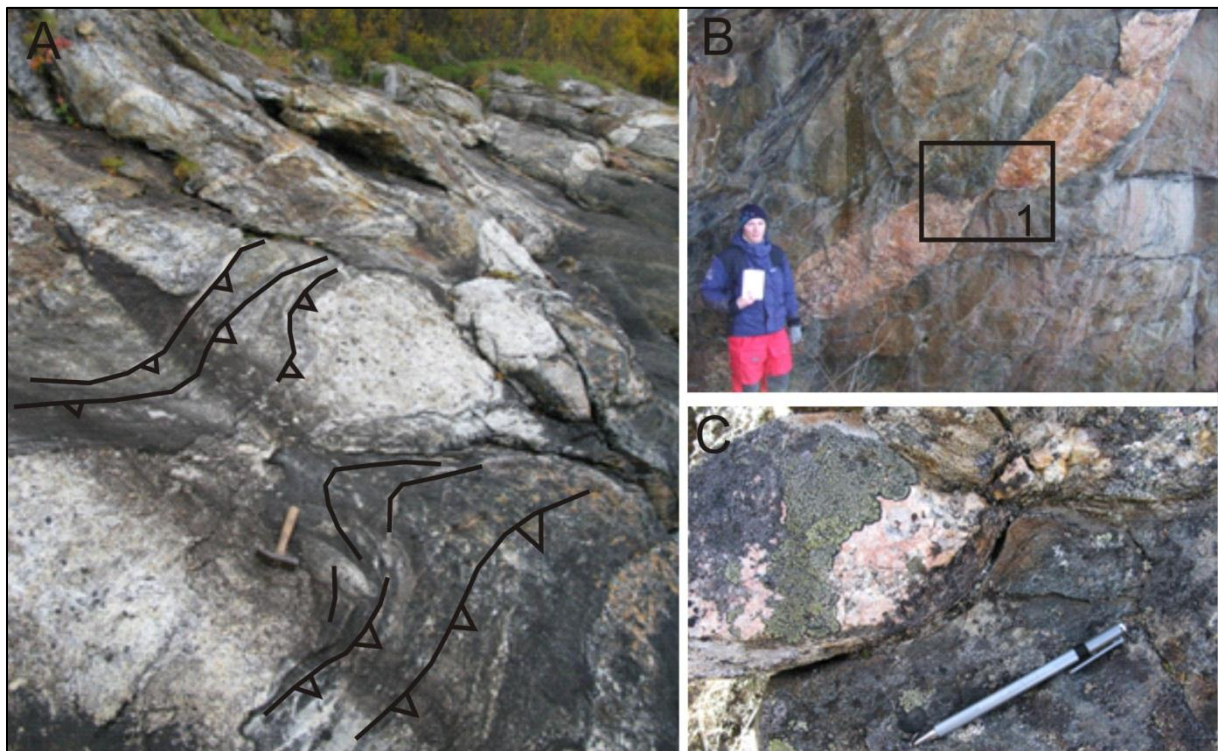
### ***2.3.1.1 Deltolkning av foliasjon.***

Foliasjonen i gneisene i studieområdet har gjennomgående NV-SØ strøk og steilt fall mot vekselvis NØ og SV med lokale variasjoner. Det er karakteristisk at foliasjonen definerer tykke benker som krummer seg og at tynn rep-lignende foliasjon har et mer undulerende mønster. Forvitring av mafisk gneis gir mindre innsøkk og fremhever den tonalittiske gneisen. Endring i strøk fra NV-SØ til NØ-SV er synlig fra midten av Sommarøya og over hele Hillesøya (Fig 2.7 og 2.9). Det kan se ut til at foliasjonen fortsetter videre i havet i VSV-ØSØ retning, men på Edøya og øyene rundt stryker foliasjonen igjen NV-SØ. Det er i to andre områder observert endring i foliasjonens strøkretning. Over Brensholmen endres strøket fra NØ-SV til NV-SØ (Figur 2.3) og en mindre foliasjons avbøyning er observert i Gjelvika. Også på nordlig del av Ørnfløya stryker foliasjonen Ø-V og bøyes av til NV-SØ strøk (Figur 2.6). Flere plasser varierer fallet til foliasjonen fra svakt hellende til steilt stående, noe som antyder folding (se kap.2.3.3).

### 2.3.2 Irregulære strukturer i foliasjonen

Flere steder er det observert irregulære, intrafoliale strukturer i den tykke benkende foliasjonen, strukturene er foliasjonsparallele og strekker seg flere titalls meter i strøkretningen.

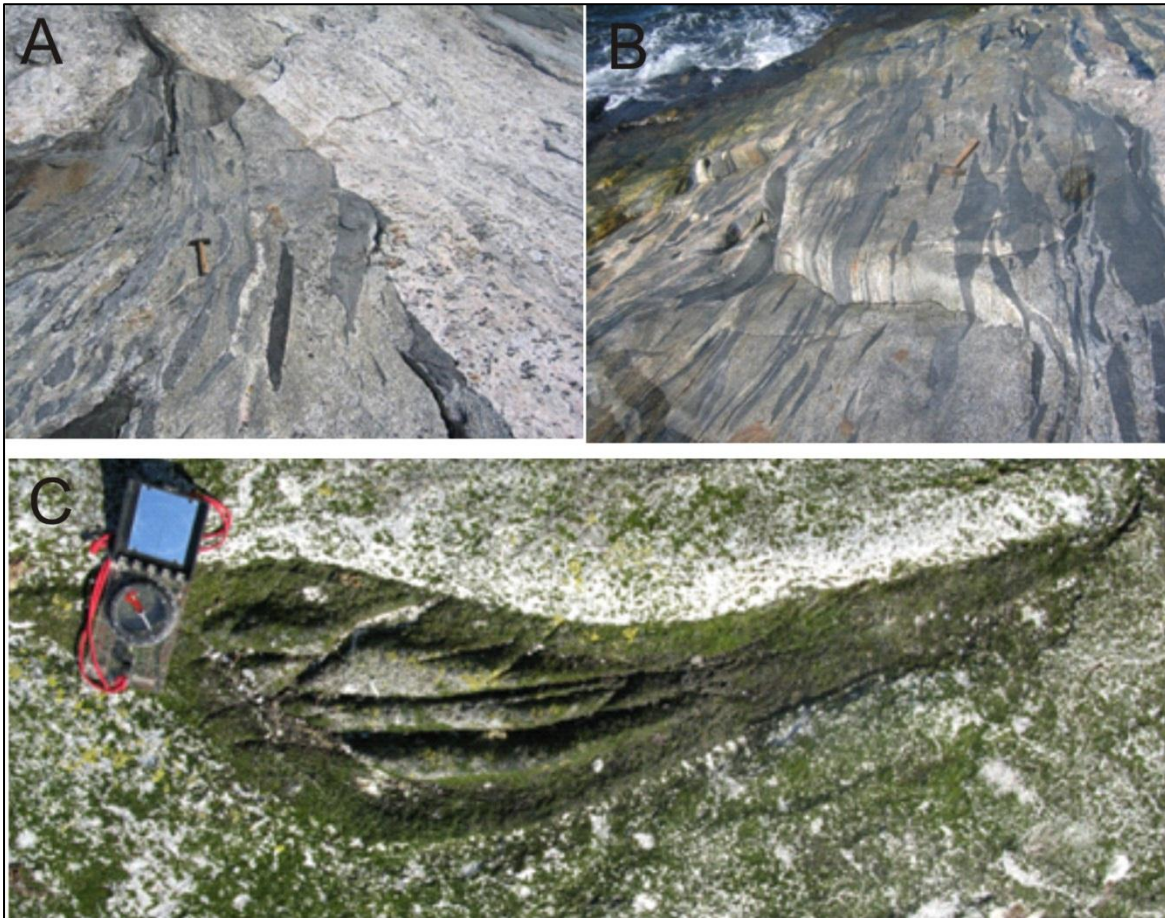
Linseformede strukturer av lyse granittiske benker og pegmatittganger (Fig 2-13 a-c) er formet som ovale boller, der den smaleste delen henger sammen i smale nakker (Fig 2-13 b1). Foliasjonen bøyer rundt linsene, men blir i nakken disharmonisk og følger linsenes geometri og foldes inn mot nakkene. Bollene varierer i størrelse, antall og utbredelse og linsenes geometri antyder at disse irregulære strukturene kan defineres som *boudinage* strukturer (Goscombe, et al. 2002)



**Figur 2.14.** Digitale bilder viser irregulære strukturer definert som boudinage. A: Boudinage strukturer i den lyse granitten. Foliasjonen foldes inn mot nakke partiet. B: Boudinage strukturer av pegmatitt gang i mafisk gneis. C: Mindre boudine strukturer.



Linser parallelt med foliasjonen i gneisene er gjennomgående i studieområdet (Fig 2-14). Linsene varierer i størrelse og utforming og på et mindre område kan det både være ovale boller og avlange furer (Fig 2-14a). Lange linser er jevn i tykkelse og ender flere plasser brått. Mindre linser er bredest over midten og tynner ut i endene (Figur 2.15) men har ikke lik symmetri som *boudinage* strukturer (Figur 2.15c). Ovale linser med fortykning i endene som opptrer alene (Figur 2.15C) er en annen type linser som i dette tilfellet kan observeres i den lyse gneisen.



**Figur 2.15.** Digitale bilder viser linser parallelt med foliasjonen. A: Underlokaltet på Hillesøya der linsene er bolleformet og avlange. B: Underområde på Hillesøya nordlige deler viser linser med ulik geometri. C: Underområde på Saltholmen viser en mørk mafisk linse i tonalittisk gneis.

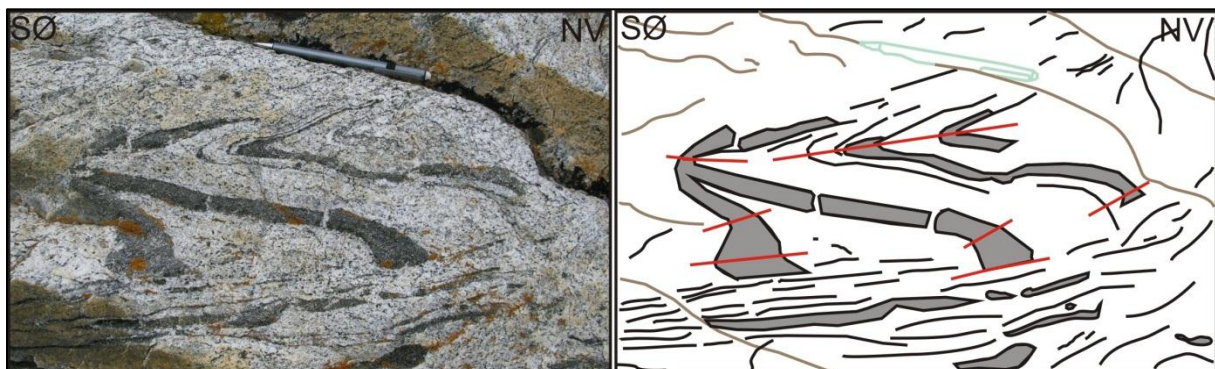
### 2.3.3 Folder

Basert på variasjoner i gneisfoliasjonens strøk og fall og foliasjonens avbøyning antydes opptreden av både lokale og regionale folder.

På Sommarøya er det i gneisfoliasjonen observert små halvmåneformete linser og bånd i varierende tykkelse og størrelse som tolkes til å være foldehengsler og små deformerte folder. Foldeflankene er transponert ut i hovedgneisfoliasjonen og framstår som usymmetriske og noen plasser oppstykket (Figur 2.16). Akseplanet heller mot NV og foldeaksen stuper mot nordøst. Deformerte folder har akseplan som stryker NV-SØ og er parallelle med hovedfoliasjonen (Figur 2.17). Disse foldene har medvirket til dannelsen av hovedgneisfoliasjonen ved transponering inn i hovedgneisfoliasjonen, og er av antatt neoarkeisk alder (Bergh, et al. 2010)



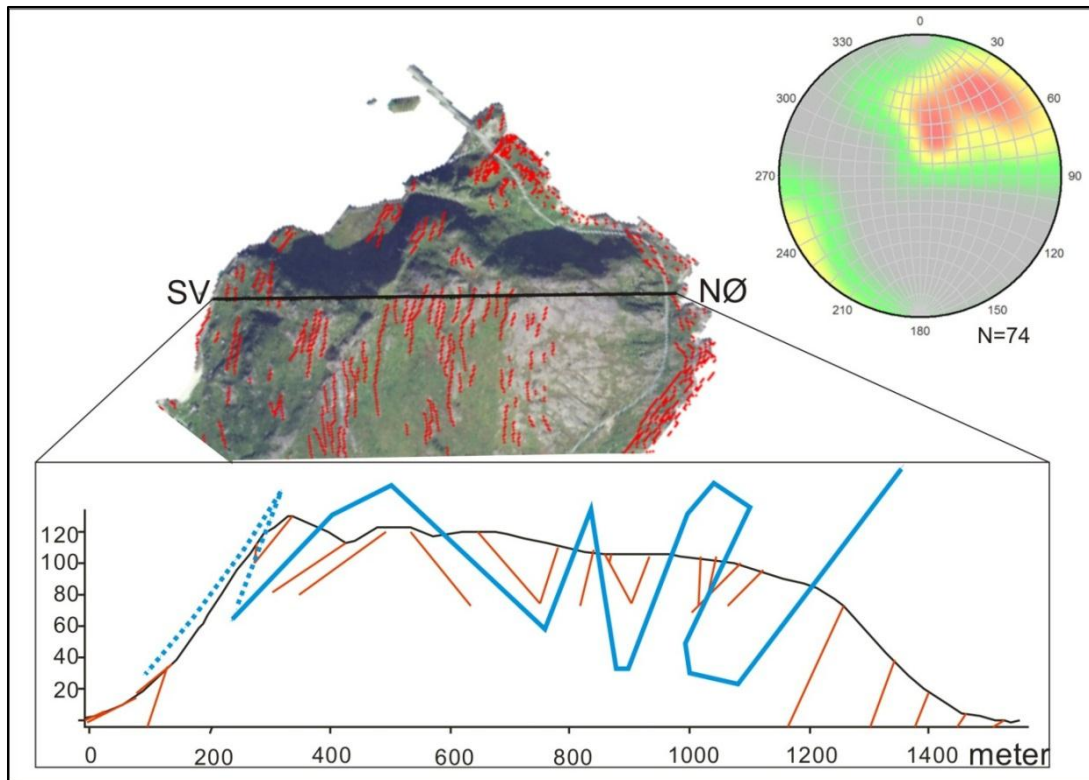
Figur 2.16. Digitalfoto av intrafoliale folder i mafisk gneis og tolkning av foldene.



Figur 2.17. Digitalfoto av Intrafoliale folder i tonalittisk gneis og tolkning av foldene som transponerte ut i gneisfoliasjonen.

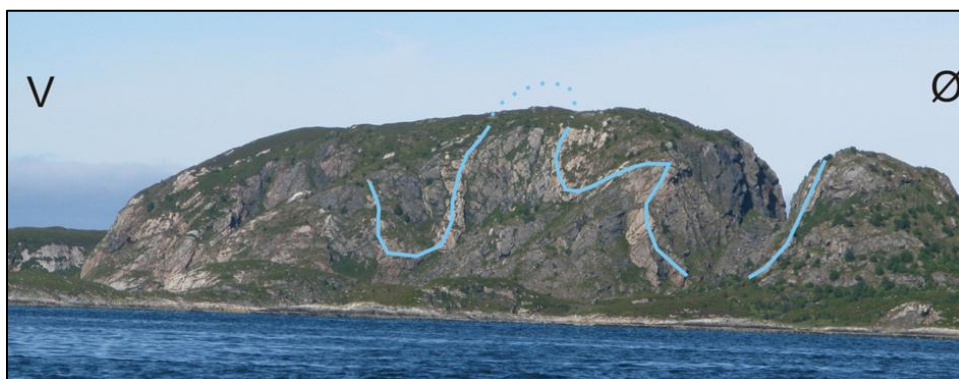


Gneisfoliasjonens variasjon i strøk og fall over Ørnfløya tyder på senere makrofoldering om NV-SØ strykende subhorisontale akser. Variasjonene er framstilt i et tverrsnitt gjennom fjellet (Figur 2.18). Foldene refolder gneisfoliasjonen og de intrafoliale foldene i tilnærmet opprette, subhorisontale folder med horisontal foldeakse og vertikalt akseplan. Flere steder i VTGK er lignende makrofoldering påvist, (Armitage og Bergh 2005) hvor metasuprakrustale bergarter er foldet i en regionale synformer og antiformer, benevnt  $F_2$  folder (Bergh, et al. 2010)



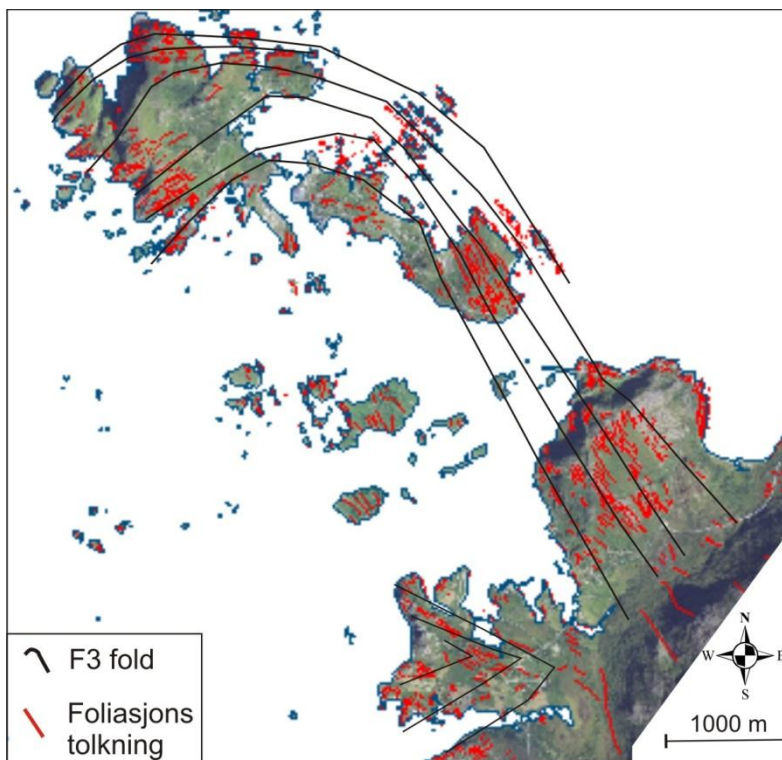
**Figur 2.18.** Flyfoto over Ørnfløya, med foliasjonstolkninger og en tolkning av  $F_2$  folder i et grafisk tverrsnitt over Ørnfløya. Konturplott av polpunkter til foliasjonsmålinger viser foldeakse mot NV.

På Hillesøya kan samme type folder observeres i en fjellvegg hvor en lys pegmatitt gang er foldet (Figur 2.19).



**Figur 2.19.** Digitaltbilde av vestlige deler av Hillesøya ved Stappskaret der en lys foliasjonsparell pegmatitt gang er foldet i opprette  $F_2$ -makrofolder og kan studeres i fjellveggen.

Enda yngre makrofoldning kan identifiseres i kartbildet mellom Ørnfløya og Hillesøya og over Brensholmen (Figur 2.20). Fra Ørnfløya til Hillesøya hvor foliasjonsmålinger viser regional endring i strøket, fra NV-SØ til VSV-ØNØ (Kap 2.3.1). En slik endring er også observert på Brensholmen der foliasjonen dreier fra NØ-SV til NV-SØ (Figur 2.20). En nærliggende tolkning er at dette skyldes en regional fold med vertikal foldeakse og akseplan som stryker omtrent NØ-SV. Disse foldene tolkes å være  $F_3$  folder (Bergh, et al. 2010). I Astridalbeltet, nord på Senja er det kartlagt  $F_3$  folder som stryker NV-SØ og endrer orientering til VNV-ØSØ (Pedersen 1997)



**Figur 2.20.** Sammenstilt flyfoto over studieområdet hvor foliasjonsdata (sorte streker) antyder eksistens av en regional  $F_3$  fold.



Oppsummert viser dataene at foliasjonen i den neoarkeiske gneisen er kartlagt som tykt benkende med NV-SØ strøk og steilt fall mot NØ og SV med lokale variasjoner. Parallelt med foliasjonen er det i noen områder observert irregulære strukturer som intrafoliale linser og *boudinage*. Linsene varier i størrelse og utstrekning, men felles for dem er at de tynner ut i endene. De *boudinage* strukturene opptrer som usymmetriske boller og omliggende foliasjon følger dens geometri og blir disharmonisk i nakkepartiet.

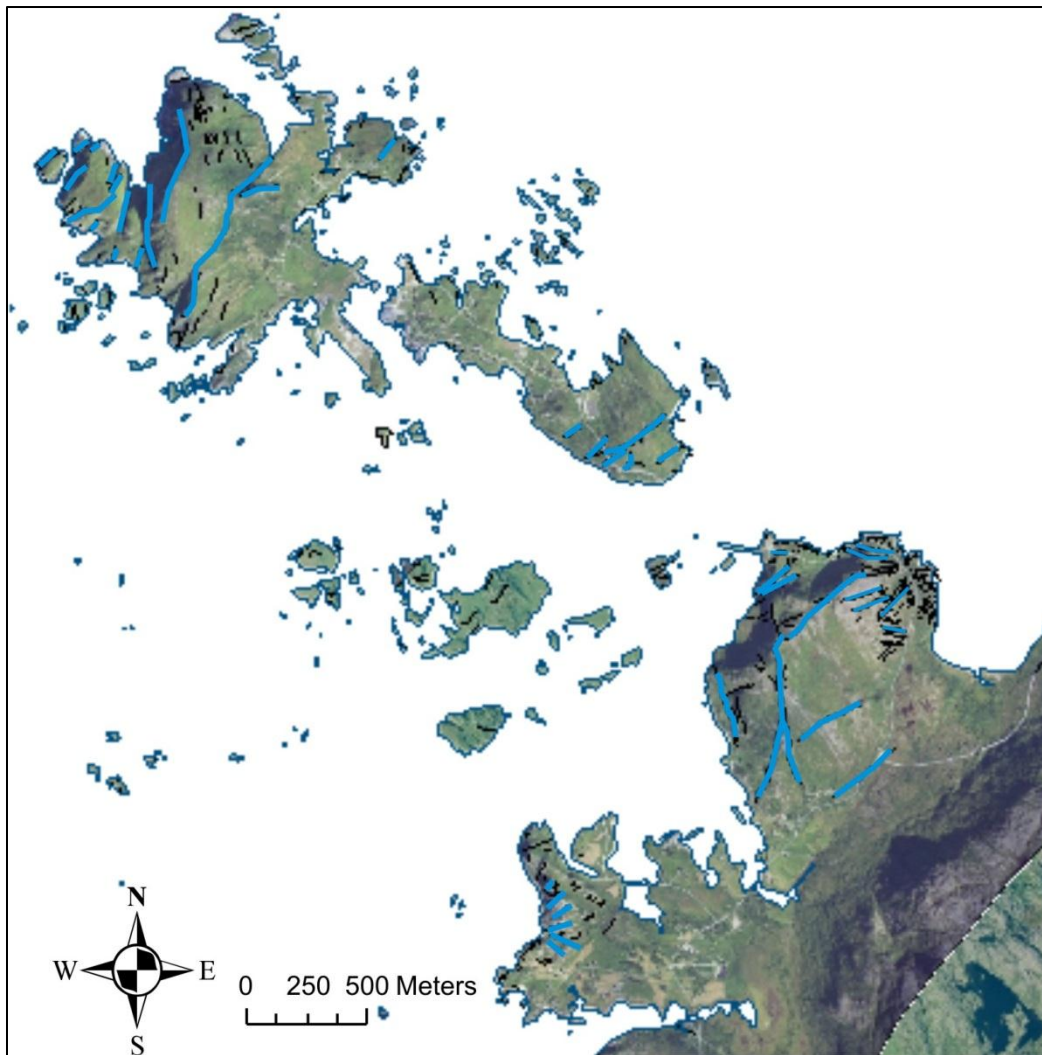
Det er observert lokale og regionale folder i feltområdet. Lokale intrafoliale folder er antatt å være av neoarkeisk alder, der foldeflankene er transponert ut i hovedfoliasjonen, og har medvirket til dannelsen av hovedgneisfoliasjonen. Regionale folder er antatt å være dannet på senere stadier som polyfasefolding. Variasjoner i foliasjonens fall antyder synformer og antiformer i strøkretning og er tolket som  $F_2$  folder. Endringer i foliasjonens strøk er tolket som  $F_3$  folder og refoldede  $F_2$  folder. Matasuprakrustale bergarter fra Torsnesbeltet er identifisert på Edøya. Overgangen mellom tonalittisk gneis og Torsnesbeltet er markert ved en om lag to til fem meter bred sone av konglomerat. Videre mot vest er det lokalisert kryssjikt i metapsamitter.

## 2.4 Sprø strukturelementer i berggrunnen.

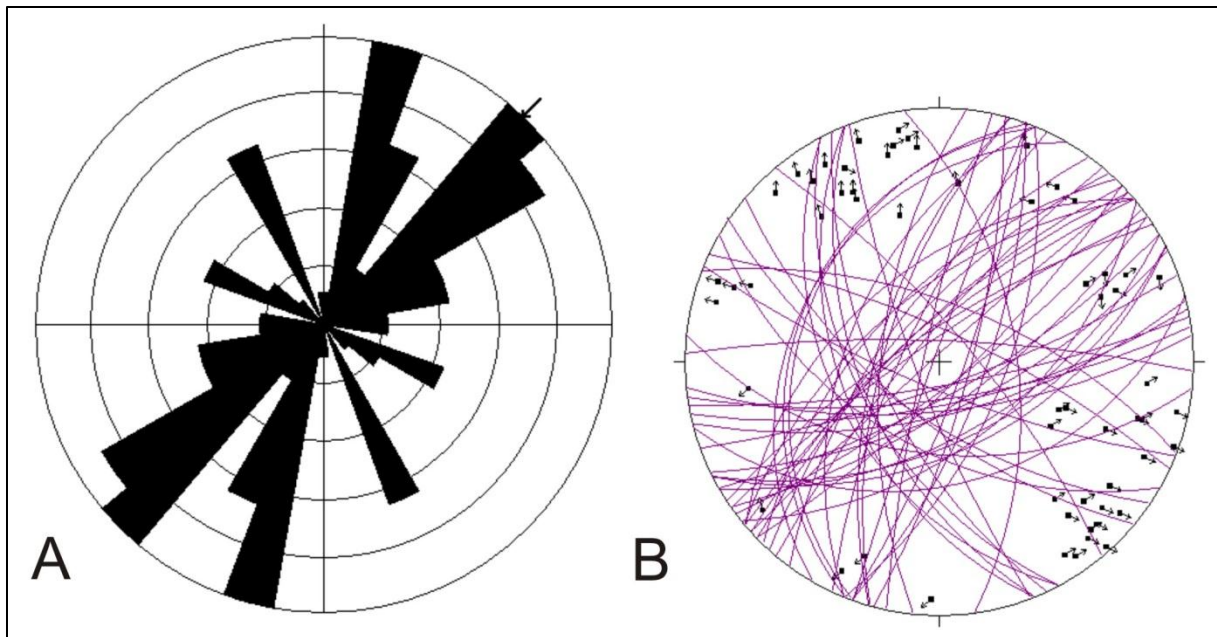
Sprø strukturer vil i dette kapitlet bli beskrevet ut fra observasjoner og målinger gjort i feltområdet.

### 2.4.1 Forkastninger

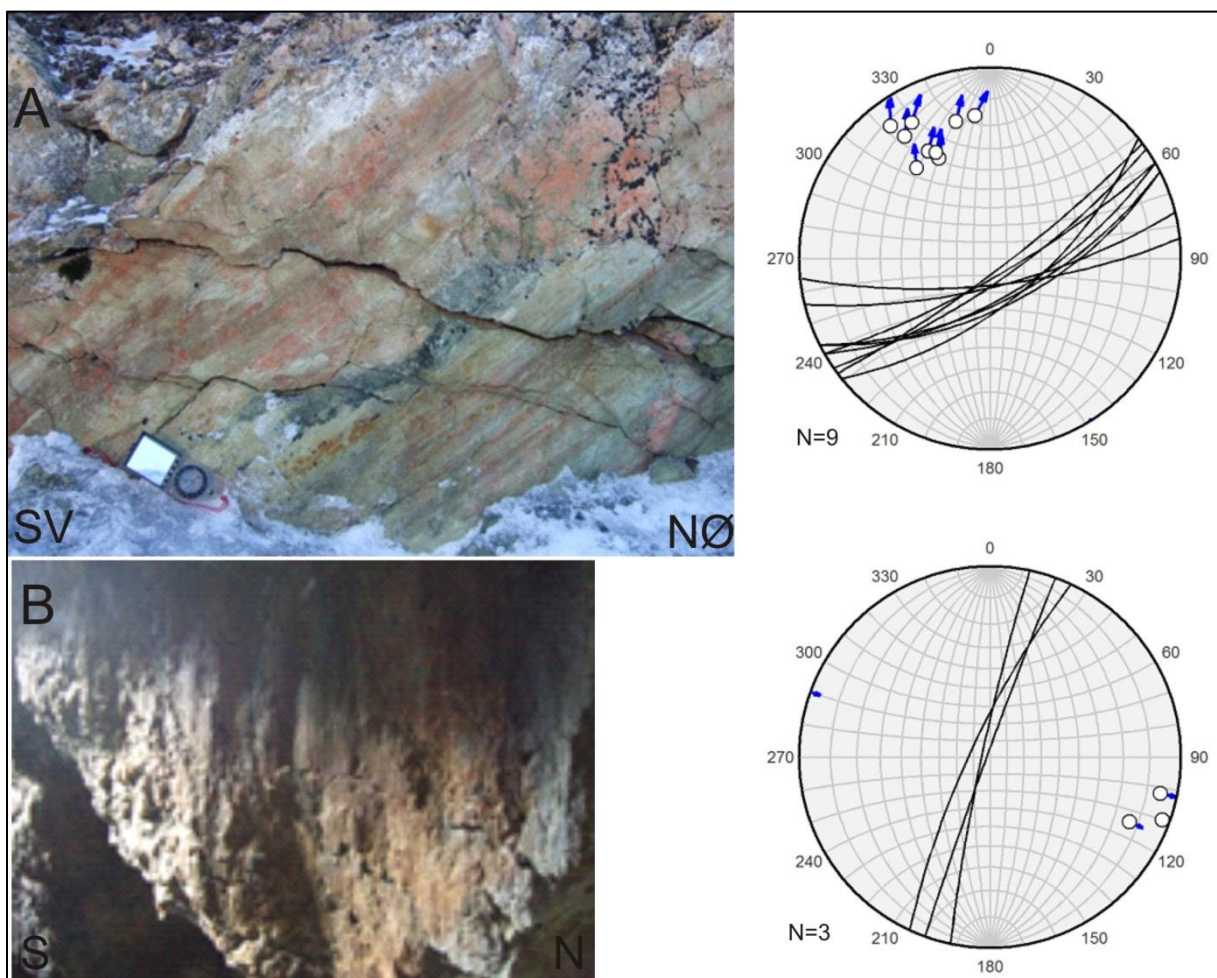
Det er i studieområdet observert flere hovedretninger av ulike typer lineamenter som definerer forsenkninger og skrenter og som dermed er med på å forme terrenget (Figur 2.21). De strekker seg fra titalls meter til flere hundre meter både i strøkretningen og på tvers av strøket. Langs med strukturene er det observert forflytninger av bergarter opp til ti meter og plan med fiberlineasjoner hvilket antyder at de er sprø forkastninger. Fallet på slike plan er fra  $60^{\circ}$  og opp mot  $88^{\circ}$  og sammen med glidestriper antyder dette normalforkastninger. Målinger av forkastningene viser to klare hovedtrender/ strøkretninger, 1) NØ-SV og 2) NNØ-SSV (Figur 2.22), og med fall henholdsvis mot NV og V. I tillegg forekommer NV-SØ og VNV-ØSØ forkastninger med fall mot NØ og NNØ, men disse er mindre utbredt. Glidestriper og fiberlineasjoner av epidot, kloritt og hematitt (Figur 2.23), indikerer normal sinistral og dekstral sidelengs bevegelse (Figur 2.22). Lokalt opptrer fragment bergarter som underbygger at dette er sprø forkastninger (Kap 2.4.2).



**Figur 2.21.** Flyfoto som gir en oversik over skrenter og forsenkninger med forkastninger og sprekker(blå linjer).



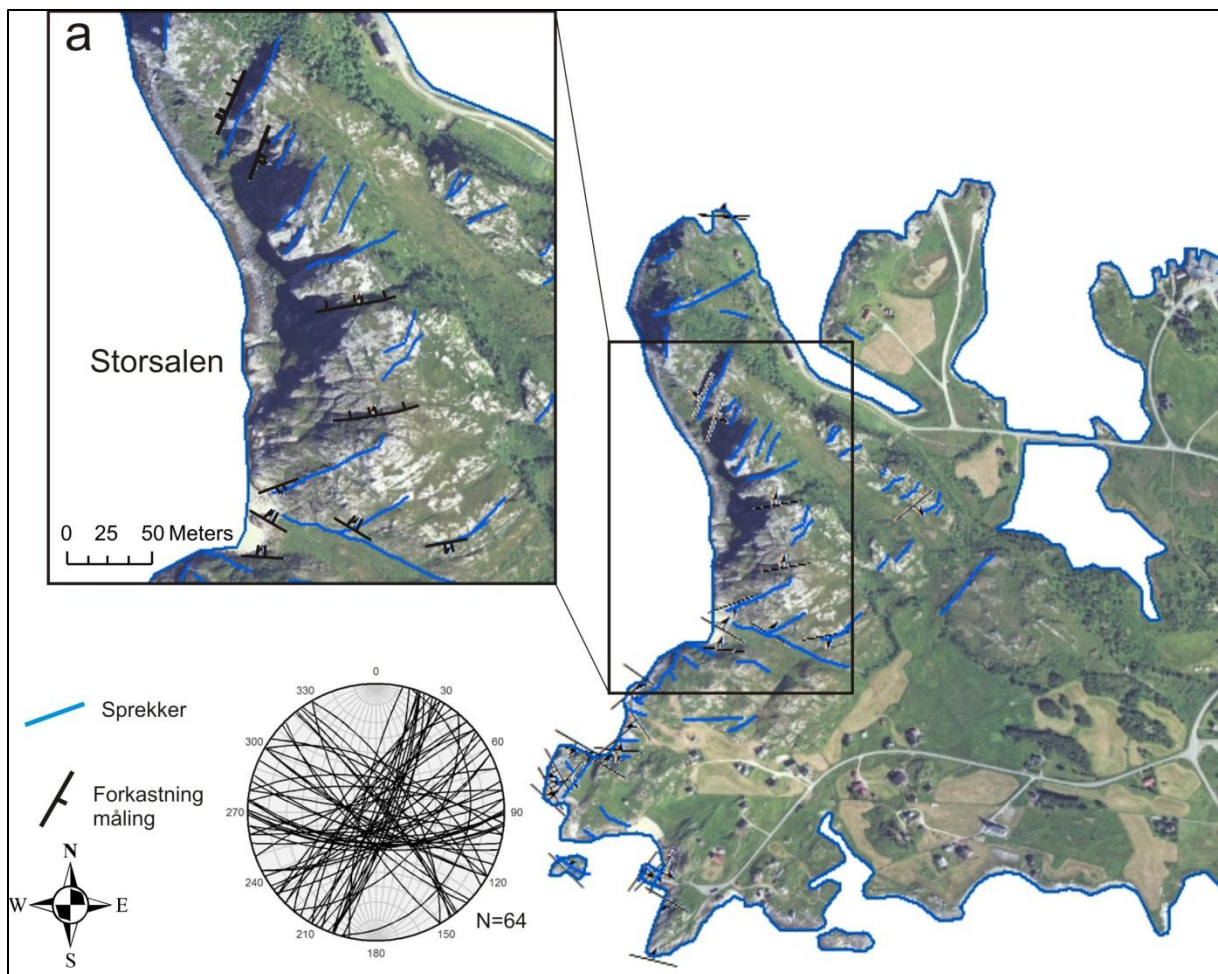
**Figur 2.22.** A: Roseplott framstilling av alle sprøforkastninger i studieområdet. B: Stereoplott/slip-linear plott som indikerer med bevegelsesretning på forkastninger.



**Figur 2.23.** Digitalebilder av glidestriper på forkastningsplan observert i den tonalittiske gneisen. A: Fiberlineasjoner av Epidot-kloritt-hematitt på et forkastningsplan ved Ørnfløya, indikerer dekstral sidelengs bevegels . B: Epidot-kloritt fiberlineasjoner fra Storsalen indikerer normal-slip og sinistral bevegelse.

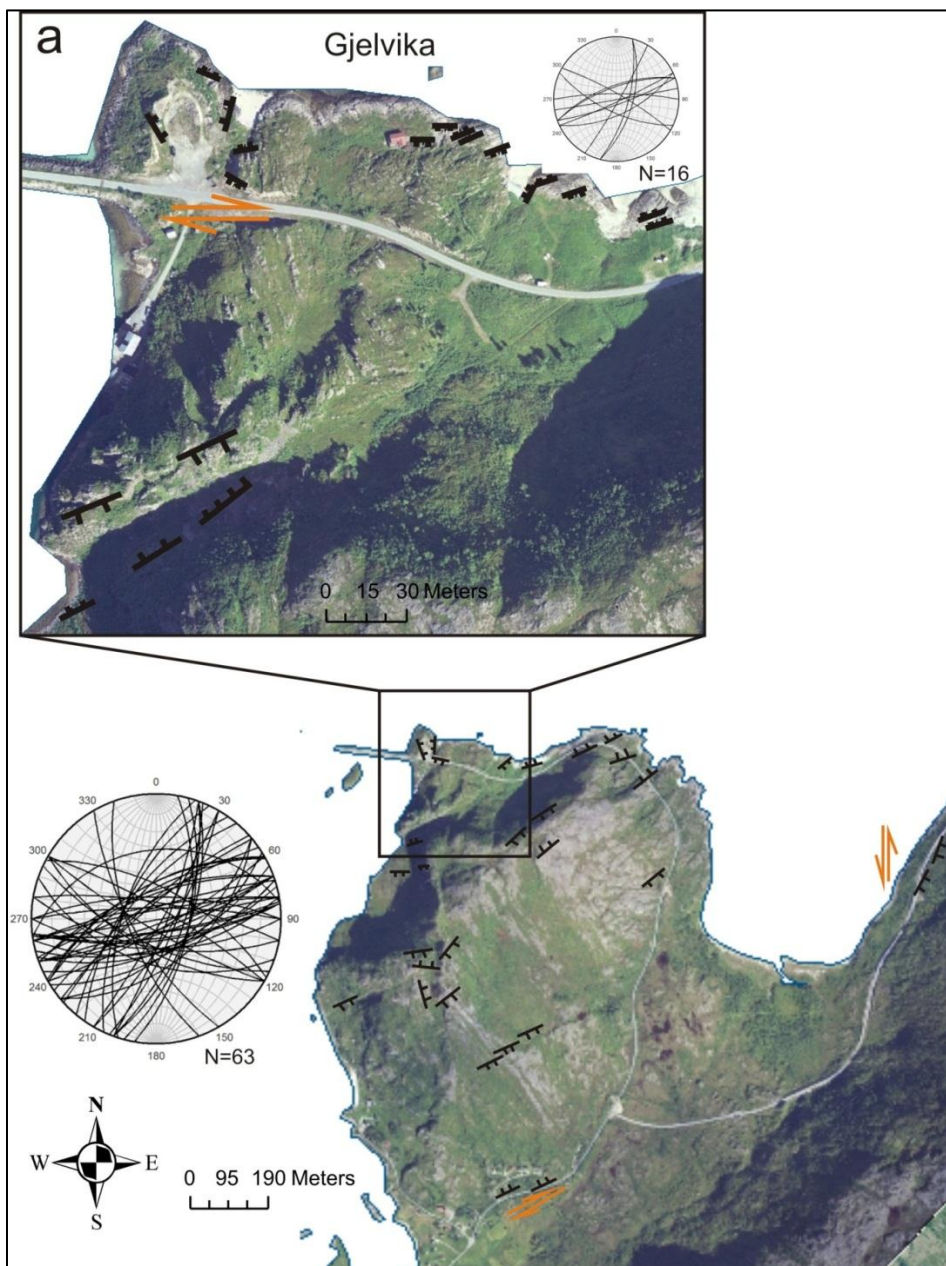


I Storsalen på Brensholmen (Figur 2.24) er det påvist flere sprø forkastninger og sprekkssystemer som kutter gjennom de tonalittiske gneisene, og danner et vifteformet mønster fra sør til nord (Figur 2.22a). Strøket varierer fra ØNØ-VSV til NNØ-SSV og fallet  $78^{\circ}$ -  $88^{\circ}$  mot NV. Forkastningene er brede og dype, og definerer store innsøkk i terrenget. På forkastningsplanene er det glidestriper med stupning  $88^{\circ}$  ned mot NV. Dette indikerer normale *dip-slip* forkastninger.



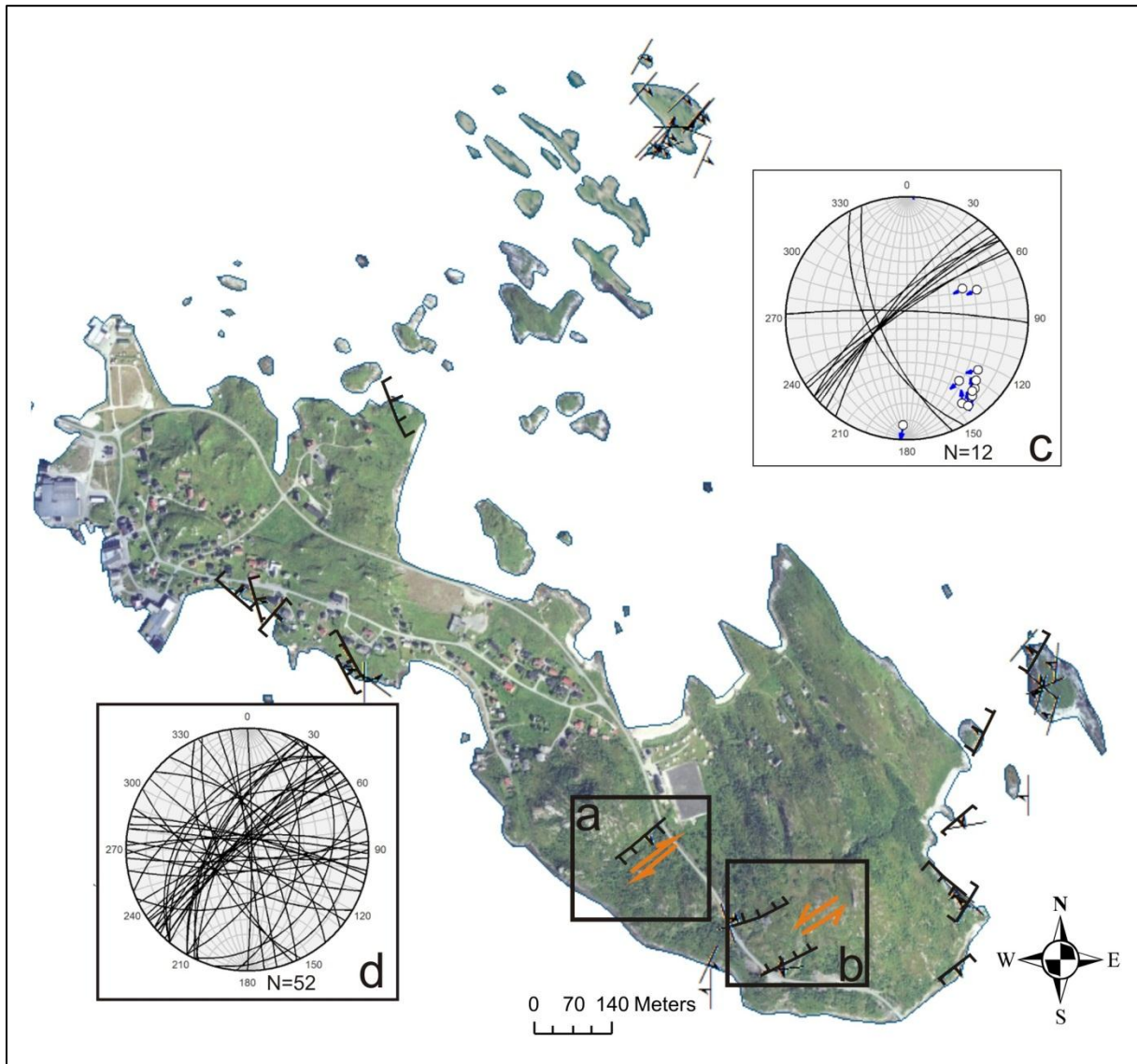
**Figur 2.24.** Flyfoto over underområdet Storsalen på Brensholmen, forkastningene opptrer i et vifteformet mønster. A: viser et utsnitt av underområdet der forkastningene (sort) opptrer i en vifteform sammen med sprekker (blå).

I området Ørnfløya, (Figur 2.25) er det to hovedstrøkretninger til forkastningene. Henholdsvis NØ-SV strykende og med fall fra  $60^{\circ}$  til  $89^{\circ}$  mot NV og SØ, som kutter foliasjonen, og NNØ-SSV strykende og fall mellom 60 og 80 grader mot Ø og V, subparallel med foliasjonen. Forkastningene former topografien og markerer store fjellskrenter og søkk. I Gjelvika er det observert forkastningsplan med epidot utfelling, fiberlineasjoner og steppstrukturer som indikerer (*dip-slip*) dekstral bevegelse (Figur 2-23a). Andre forkastninger i dette området med epidot-kloritt fiberlineasjoner indikerer sinistrale sidebevegelser (Figur 2-25).



**Figur 2.25.** Flyfoto over Ørnfløya med tolkede sprø forkastninger (sort) og bevegelses retninger indikert ved piler (orange). Innfelt område a

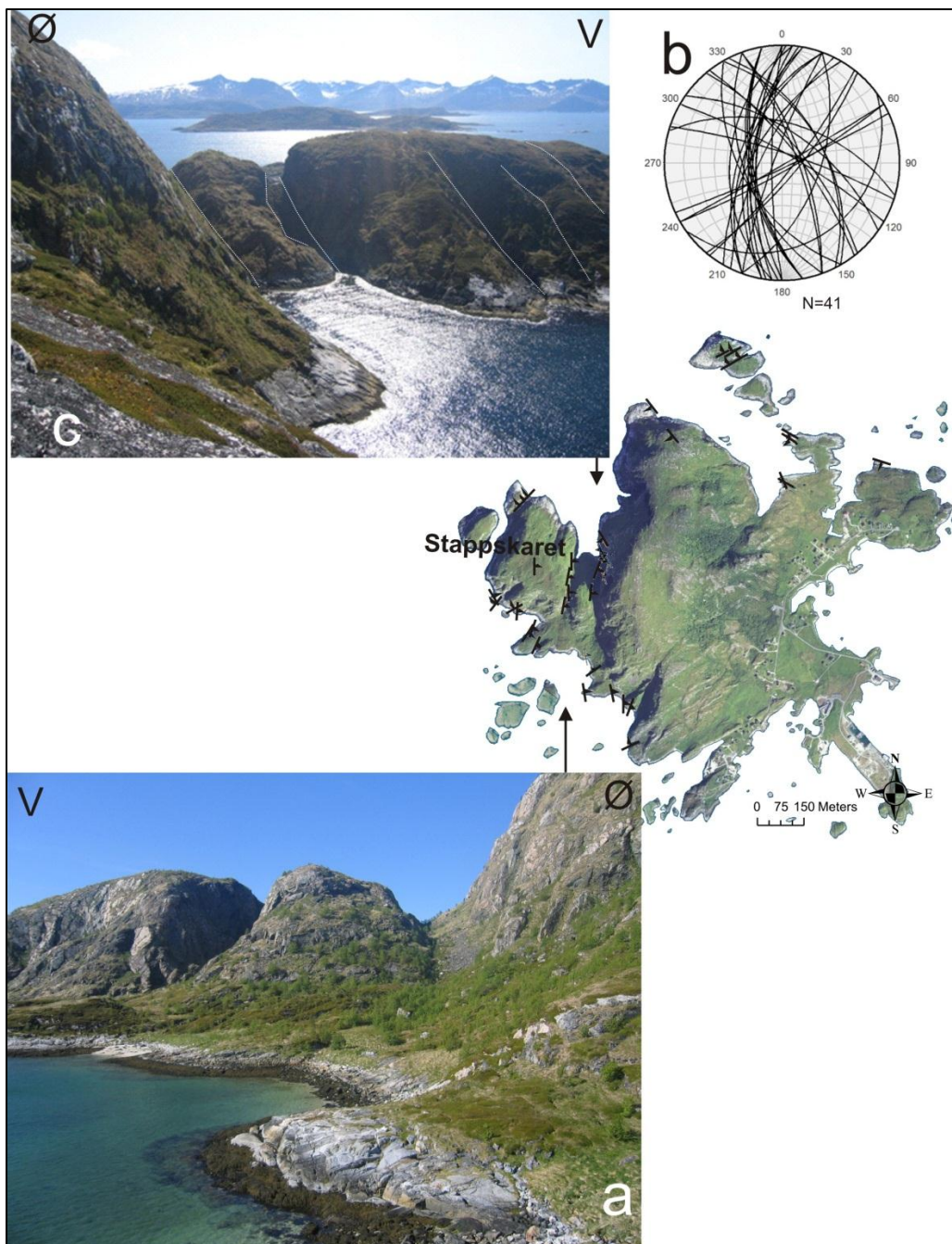
På Sommarøya er det flere forkastninger med både fiberlineasjoner og glidestriper som indikerer normalforkastninger med både sinistral og dekstral sidelengs bevegelser. Forkastningene har strøk ØNØ-VSV og fall både mot NV og SØ (Fig 2-24a og b). Glidestriper antyder normal dekstral bevegelse med forflytning 10 meter ned mot SØ langs den foliasjonskuttende forkastningen. Forkastningen (Fig 2-24b) er normal med sinistral bevegelse og foliasjons kuttende (Fig 2-24c). Mulige konjugerte normal forkastninger stryker henholdsvis NØ og SV fall mot SØ og NV (Fig 2.24 a,b,c og d)



**Figur 2.26.** Flyfoto over Sommarøya med forkastningstolkninger (a og b) med bevegelsesretning angitt med (orange) piler. Stereoplott viser alle målinger over øyen og stereoplott innfelt (c) viser bevegelse retning for de forkastningen der det ble funnet glidestriper.



Vest på Hillesøya, i Stappskaret, observeres et sett med parallelle NNØ-SSV strykende forkastninger som danner store kløfter i terrenget (Figur 2.27a). Forkastningene stryker NNØ-SSV og faller mellom  $60^{\circ}$  og  $82^{\circ}$  mot Ø og V og er tolket til å være konjugerende forkastninger (Figur 2.27b). I dette området bøyer foliasjonen av inn mot forkastningsplanet og forkastningen stryker subparallelt til foliasjonen (Figur 2.10c). Det er også påvist metertykke soner med kataklasitt i den nordlige delen av Stappskaret (Kap 2.4.2).



**Figur 2.27.** Flyfoto over Hillesøya med to digitalefoto a og c som fremhever Stappskaret forkastningen. Bilde a viser forkastningssonen fra sør og de store kløftene framheves. b: Sterioplott viser forkastningsmålinger fra Hillesøya med dominerende strøk NNØ-SSV. C: Viser forkastningssonen fra nord der linjen (hvite) i bildet viser strøket på forkastningene.

### 2.4.2 Forkastningsbergarter

I flere sprø forkastninger i studieområdet er det observert knusningsbergarter som varierer i mektighet fra tynne (10 cm) til meter tykke soner (Figur 2.28A). Bergarten består av hovedsakelig av finkornet matriks med innslag av grovere klaster (< 30 cm) av sidebergartene bestående av tonalittiske gneiser, mafiske og granitoide bergarter, og inn mot forkastningsplanet er en tynn sone av kun finkornet matriks (Figur 2.28 B). Basert på Sibson (1977) er denne bergarten klassifisert som Kataklasitt (50-90% matriks) og mot forkastningsplanet ultrakataklasitt (90-100% matriks).



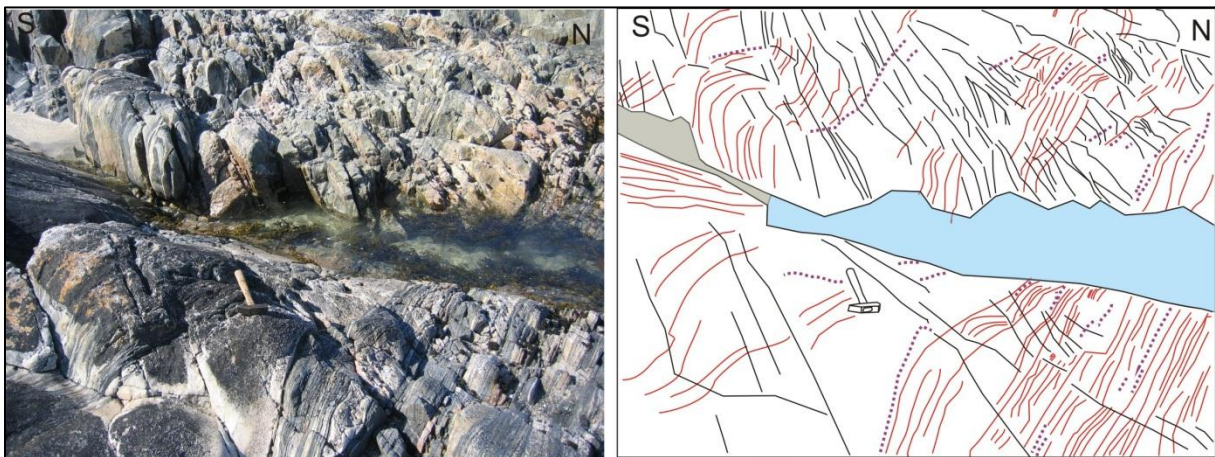
**Figur 2.28.** Digitale bilder av Kataklasiske bergarter på Sommarøya (A) og på Brennsholmen (B) bestående av finkornet matriks og klaster av sidebergartene. Inn mot forkastningsplanet er det en sone med finkornet matriks uten klaster, innrammet felt (sort) i bilde B.

For å oppsummere, så har de kartlagte sprø forkastningene i studieområdet har gjennomgående NØ-SV strøk, steilt fall mot NV og SØ og strekker seg flere titalls meter i strøkretningen. De er definert på bakgrunn av tilstedeværelsen av epidot-kloritt-hematitt utfelte fiberlineasjoner og glidestriper. Kinematiske indikatorer indikerer at de fleste er normalforkastninger med komponenter av sidelengs bevegelse både dekstralt og sinistralt. På Hillesøya er det observert en sone der forkastningen stryker NNØ-SSV, med steil fall mot Ø og V, som videre vil bli omtalt som Hillesøya forkastningssone. På Brensholmen, lokalitet Storsalen (Figur 2.24), er det observert flere forkastninger og sprekker i et vifteformet mønster som fra sør mot nord endrer strøkretning fra NØ-SV til N-S. Glidestriper som er målt for de N-S strykende forkastningene indikerer normale *dip-slip* forkastninger. Denne vil i det følgende bli omtalt som Storsalen forkastningssone.

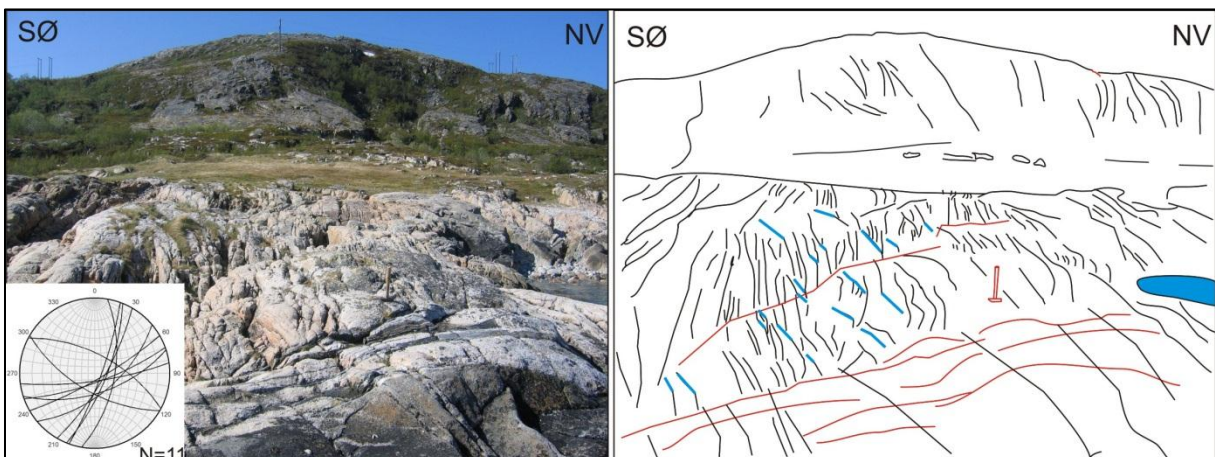


### 2.4.3 Sprekker

Sprekkene i området er grunne og varierende i utstrekning og skilles fra forkastninger ved mangel på fiberlineasjoner, kataklasitt eller forflytting av bergarter. Det er observert sprekker som både er foliasjonsparallelle og foliasjonskuttende. De foliasjonsparallelle sprekkene er ofte lokalisert i grensesonene mellom tonalittisk og mafisk gneis og danner mindre forsenkninger i foliasjonens strøkretning (NV-SØ) (Figur 2.29). Det antas at disse sprekkene er en følge av forvitring av de mafiske gneisene i kontaktsonene mellom tonalittisk og mafisk gneis. Foliasjonskuttende sprekker stryker NØ-SV og er observert i områder hvor det er tykke benker av tonalittisk gneis. Langstrakte sprekker opptrer som rettlinjede til anastomoserende, og mellom dem er det soner med stor hyppighet av mindre sprekker i et forgreinet mønster og sprekker som stryker N-S (Figur 2.30).



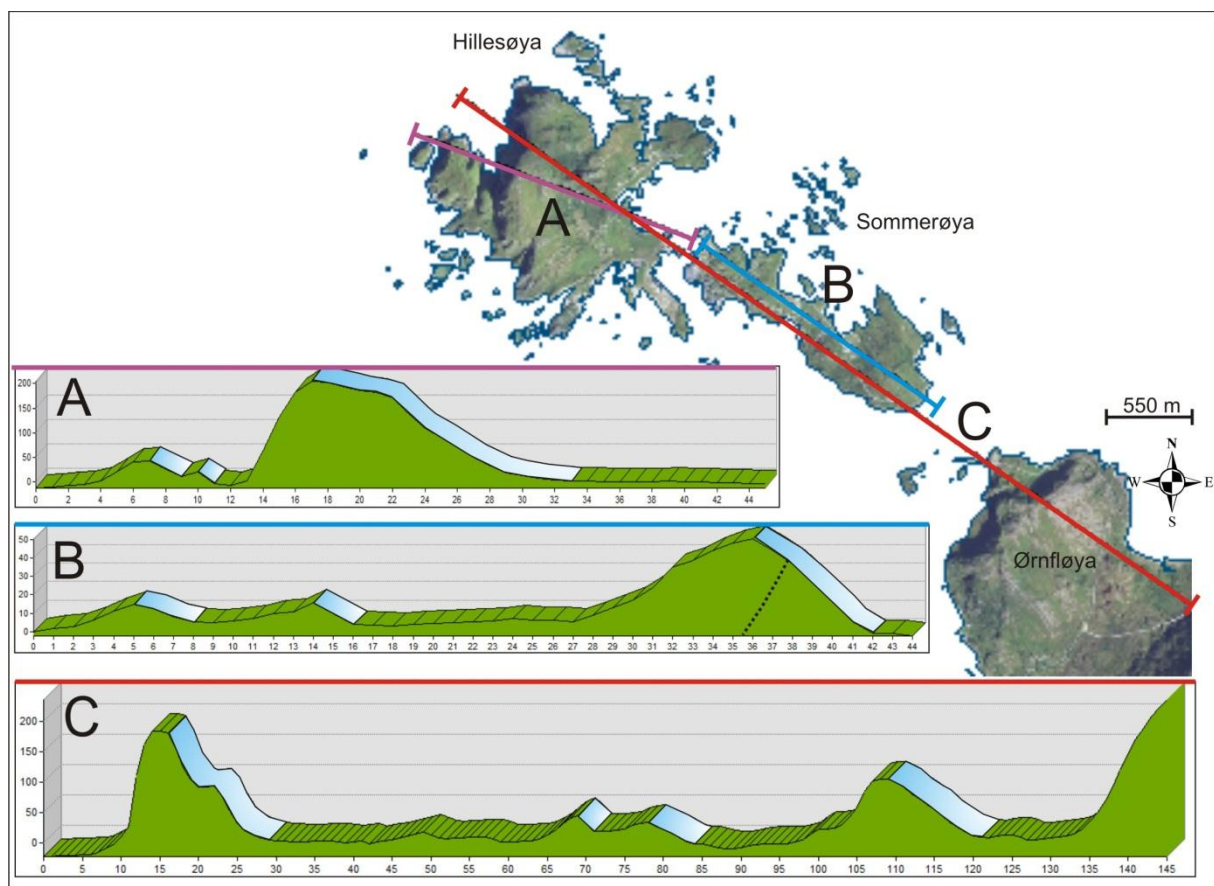
**Figur 2.29.** Digitalt bilde av sprekker ved Ørnfløya som viser at sprekkene (sort) er både foliasjonskuttende og parallelle (stiplet lilla). Foliasjonen (rødt) stryker NV-SØ



**Figur 2.30.** Digitalt bilde som viser tynne foliasjonsbenker av tonalittisk og mafisk gneis (rødt) grenser i sørvest mot tykk tonalittisk benk og kuttes av langstrakte NØ-SV (sorte) og N-S (blå) strykende sprekker. Stereoplottet viser foliasjonskuttende og foliasjons parallelle forkastninger.

#### 2.4.4 Strukturstyrte landskapsformer

Landskapet i feltområdet er kupert med høyder opp mot 211 meter over havet (moh), som skrår slakt mot SØ og faller bratt mot NV. I feltområdet er det observert både lineære skrenter, kløfter og hellende flater. På Hillesøya er høyeste punkt 211 moh som mot SØ slakker ut over om lag en kilometer og faller bratt mot NV opp mot  $90^{\circ}$  (Figur 2.31 A). Hillesøya forkastningssone (Figur 2.27) danner store kløfter som på profilet har høyere fallvinkel mot NV enn mot SØ. Sommarøya er et flatt liggende område og høyeste punkt er på om lag 50 moh (Figur 2.31B). Profil over Sommerøya viser ingen utpreget forskjell på helningsflatene, men det er observert en forkastning som kutter gjennom forhøyningen i SV som faller bratt mot NV. Ørnfløyas høyeste punkt er på om lag 150 moh og skrår slakt mot SØ og bratt mot NV. Et profil over hele dette området viser at det er dominerende bratt fall mot NV og slake skråninger mot SØ (Figur 2.31C) som klart antyder at sprekker og/eller sprø forkastninger har styrt erosjonen av landskapet (Kap 5.2.3).



**Figur 2.31** Flyfoto over Ørnfløya, Sommarøya og Hillesøya med profiler som viser bratt fall mot NV og slakeskråninger mot SØ.

Oppsummert, så utgjør det som er benevt som sprø strukturelementer i studieområdet forkastninger, kataklasitter, sprekker, og tektonisk styrte landskapsformer. Forkastninger

stryker hovedsakelig NØ-SV, steil fall mot NV og SØ og det er observert to lokale variasjoner omtalt som Hillesøya forkastningssone som stryker NNØ-SSV bratt fall mot Ø og V (Figur 2.27) og Storsalen forkastningssone der forkastninger og sprekker endrer strøkretning fra sør til nord henholdsvis NØ-SV til N-S med bratt fall mot NV (Figur 2.24). På forkastningsplan er det observert utfelling av fiberlineasjoner, glidestriper og på noen lokaliteter er det observert kataklasstiske bergarter mellom forkastningsplan. Forkastningene tolkes til å være normalforkastninger med sidelengs bevegelse, både dekstralt og sinistralt. Dominerende sprekkretninger er NØ-SV som kutter foliasjonen og er mest utbredt i den tonalittiske gneisen, foliasjonsparallele sprekker er antatt å være dannet i forbindelse med forvitring av mafisk gneis (Figur 2.29 og Figur 2.30). Landskapet i feltområdet er kupert og flatt liggende som vist på profiler over området og det er påvist at helningsflatene har høyere fallvinkel mot NV enn mot SØ (Figur 2.31).

## 2.5 Deltolkninger av duktile og sprø strukturelementer.

Bergartene i feltområdet tilhører VTGK og er tonalittiske og mafiske, neoarkeiske til paleoproterozoiske gneiser som har gjennomgått neoarkeisk og svekofennisk duktil deformasjon (Bergh, et al. 2010). De neoarkeiske duktile strukturelementene er, til tross for at VTGK befinner seg nært den kaledonske fjellkjeden, forbausende godt bevart i studieområdet (Corfu, et al. 2003).

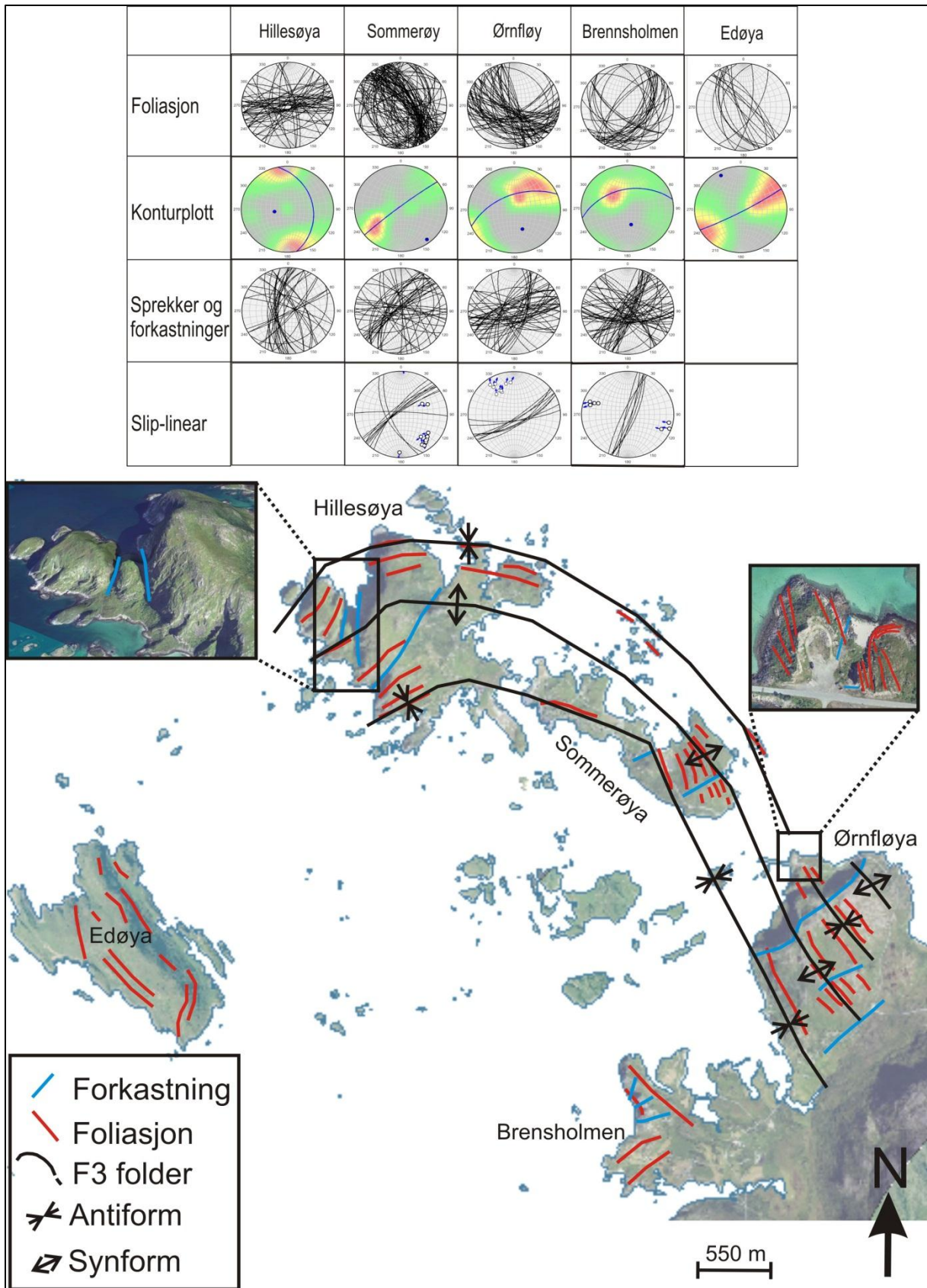
Den dominerende gneisfoliasjonen i området stryker hovedsakelig NV-SØ og faller  $20^{\circ}$  til  $80^{\circ}$  mot NØ og SV, men tre markerte endringer i strøkretningen er observert (Figur 2.32). Den første er over Sommerøya og Hillesøya der foliasjonen endres fra NV-SØ til VSV-ØNØ og faller fra  $40^{\circ}$  til  $90^{\circ}$  mot N og S. Den andre er over Brensholmen der foliasjonene endrer orientering fra NØ-SV fall mot NV og SØ til NV-SØ fall mot NØ og SV. Foliasjonens variasjon i fall og strøkretning er tidligere tolket som et resultat av polyfase folding i forbindelse med svekofennisk deformasjon og hvor foldene er tolket som henholdsvis  $F_2$  og  $F_3$  folder (Kap 2.3.3). Avbøyningen som er observert i Gjelvika tolkes til å være en lokal avbøyning av foliasjonen og kan ses i sammenheng med den buktende foliasjonen i området. En eldre generasjon av intrafoliale folder er observert i gneisfoliasjonen, der foldeflankene er transponert ut i gneisfoliasjonen og de er antatt å være dannet av neoarkeisk deformasjon (Bergh, et al. 2010). I feltområdets nordvestlige del er det observert irregulareteter i foliasjonen som linser (*boudinage*) og flere soner av tynn rep-lignende foliasjon, disse irregulareteter tolkes som lokale variasjoner innad i den neoarkeiske foliasjonen.

Sprø strukturelementer er tolket til å være forkastninger på bakgrunn av opptreden av fiberlineasjoner, gliderstriper og kataklastiske bergarter, og sprekker, som begge er foliasjonskuttende. De viktigste regionale forkastningene er NØ-SV strykende med steilt fall mot NV og SØ. Lokale variasjoner omtalt som Hillesøya forkastningssone og Storsalen forkastningssone bryter med denne dominerende forkastningstrenden, ved at de har N-S til NNØ-SSV strøk og faller bratt mot Ø og V (Figur 2.32). I Storsalen forkastningssone stryker forkastningen NØ-SV til N-S med steil fall  $88^{\circ}$  mot NV. Målinger gjort av glidestriper viser at det her er snakk om normalforkastninger med sidelengs bevegelse både sinestralt og dekstralt. Sprekker er observert både som foliasjonskuttende og foliasjonsparallele. De foliasjonskuttende sprekkene er dominerende i områder der det opptrer tykke benker av tonalittisk gneis og stryker NØ-SV. Foliasjonsparallele sprekker er antatt å være dannet på grunn av forvitring av mafiske gneiser i grensesonen mellom tonalittiske og mafiske gneiser. Dette er også observert andre steder i feltområdet der forvitring av mafiske gneiser danner



søkk i topografien, eksempler på dette er i Gjelvika og på Ørnfløya. Sprø strukturelementer tolkes til å være postkaledonske strukturer dannet i forbindelse med fjellkjedekollaps og tilbakeglidning av kaledonske skyvedekker og mesozoisk rifting (Dorè, et al. 1999).

Det er observert flere mulige strukturstyrte landskapsformer som kløfter, skrenter og flater i feltområdet. Kløfter og skrenter kan sees i sammenheng med NØ-SV og N-S strykende forkastninger (Figur 2.32). Et godt eksempel på dette er på Hillesøya, der Hillesøya forkastningssone danner store kløfter med bratte skrenter. Generelt i hele feltområdet er det slake helningsflater mot SØ og bratte helningsflater mot NV, bortsett fra over Sommerøya. En forkastning kutter hovedryggen på Sommerøya som stryker NØ-SV og faller steilt mot NV. Ut fra denne og andre observasjoner er det antatt at den karakteristiske landskapsformen er styrt av og dannet ved erosjon av sprø strukturelementer. I områdene der steilt stupende  $F_3$  makrofolder er påvist er det kartlagt sprøforkastninger som følger foliasjonen og har ulik orientering fra resten av feltområdet, det vil si i hengselsonen til regionale folder. Ut fra disse observasjonene antas det at sprø forkastninger er stedvis strukturstyrt.



**Figur 2.32.** Flyfoto over studieområdet med stereoplott og foliasjonens tolkninger (rødt) basert på målinger og observasjoner i feltområdet som kuttes av forkastninger og sprekker (blå).  $F_2$  folder er angitt ved synform og antiform (sorte piler) og  $F_3$  fold er angitt med buet linjer (sort). Innfelte bilder av Hillesøya forkastningszone og lokal foliasjonsavbøyning i Gjelvika.

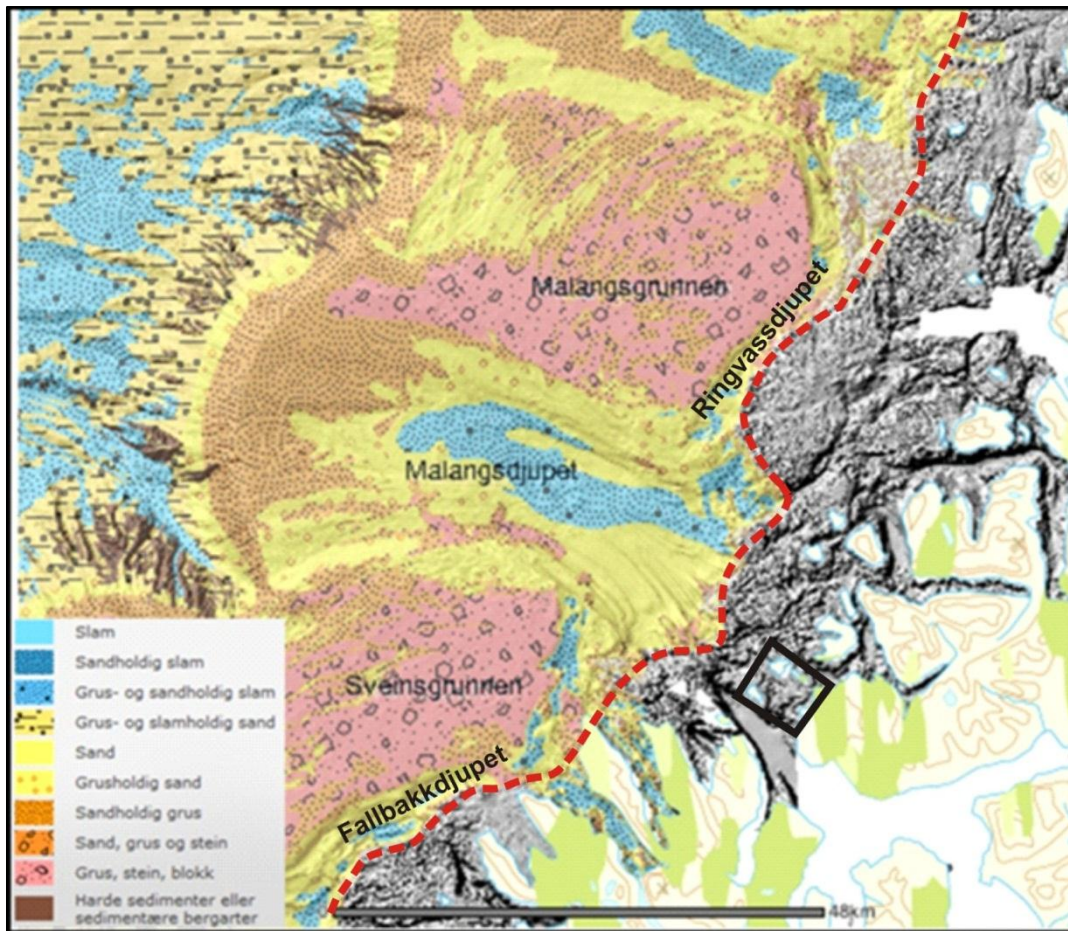
## 3 Beskrivelser av batymetri

### 3.1 Innledning

Studier av havbunnsdata er gjort fra kysten av Kvaløya og Senja, og videre vestover over Malangsgrunnen, Sveinsgrunnen og Malangsdjupet. Det er lagt vekt på strukturelementer for å korrelere mot formelementer og strukturer på land. Tolkningene er gjort ved hjelp av 50 og 5 meters grid, fra MAREANO og NGU (Kap1.5.3). Beskrivelsen av havbunnen er delt i to deler: den grunne delen og dype delen av studieområdet. Havbunnen på den dype delen er tidligere tolket (Rydningen 2010). Tolkninger og beskrivelser for de dype delene i dette kapitlet vil være basert på tidligere arbeider.

#### 3.1.1 Området

Studieområdet for havbunnsanalyser strekker seg fra kysten av Kvaløya og Senja, og ut på sokkelen og deles inn i, dype deler og grunne deler. Grensen mellom disse to faller sammen med overgangen av prekambriske krystallinske bergarter og mesozoiske og kenozoiske sedimenter (Figur 3.1). På kontinentalhyllen er det to grunne banker som er 50- 100 m dype og heter Malangsgrunnen og Sveinsgrunnen. Mellom dem ligger Malangsdjupet som er et glasialt traue som er mellom 150 - 200 meter dypt. De dypere delene av området er dekket av bunnsedimenter med ulik kornstørrelse, og på de grunnere delene av området er grunnfjellet godt blottet (Figur 3.1) På østsiden av de to bankene ligger de to kystparallelle traue, Ringvassdjupet og Fallbakkdjupet (Figur 3.1)



Figur 3.1 Modifisert kart av bunnsedimenter fra MAREANO med påført krystallingrense (rød stiplet linje) som markerer overgangen mellom grunne og dype deler. Innfelt område (i sort), er studieområdet for landundersøkelser.

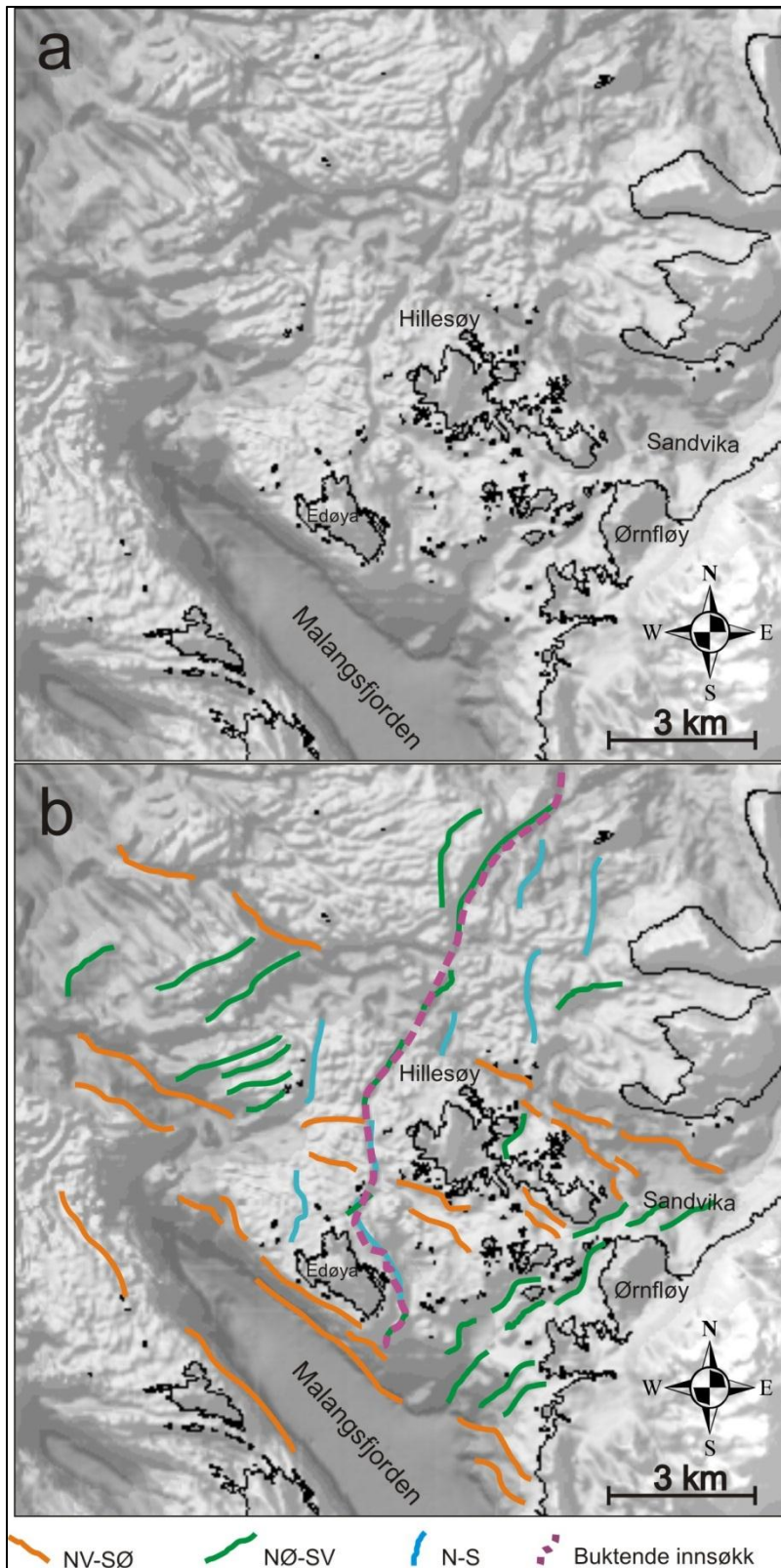
### 3.1.2 Den grunne delen av området.

På den grunne delen av området, i kystnære områder, er det et tydelig mønster i havbunnen som minner om strukturer i berggrunnen på land (se diskusjon 5.3). Dette er krystalline bergarter som framkommer på batymetrien og støttes av at havbunnsedimenter dominerer lenger ut på den dypere delen av området (Figur 3.1). Det er lite overliggende sedimenter i området, noe gjør at strukturene i berggrunnen er godt blottet (Figur 3.1). Videre i dette kapitlet følger en beskrivelse av mønstrene på havbunnen og argumentasjon for at mønsteret er strukturer i berggrunnen.

Relieff kart gir inntrykk av en kaotisk havbunn med forsenkninger og forhøyninger i hovedsakelig tre strøkretninger, NV-SØ, NØ-SV og NNØ-SSV (Figur 3.2a og b). Mest fremtredende er de NV-SØ strykende strukturene som opptrer som dype forsenkninger i berggrunnen, og et godt eksempel på dette ses i Malangsfjorden (Figur 3.2). Flere parallelle forsenkninger er observert nordover i studieområdet. Forsenkningene er varierende i dybde, Malangsfjorden er rundt 400 meter dyp, mellom Edøy og Hillesøy 50 meter og nær Sandvika 150 meter (Figur 3.2 b). På aspektkartet kommer det fram at strukturenes helningsflater faller mot NV og SØ (Figur 3.3).

NØ-SV strykende strukturer varierer fra rette til buktende og ser ut til å terminere mot NV-SØ strykende strukturer (Figur 3.2). NNV-SSØ strykende strukturer bøyer flere plasser av mot NØ-SV og knyttes til de NØ-SV strykende strukturlineamentene (Figur 3.2). Eksempel på dette er observert mellom Hillesøy og Edøy der et langstrakt sammenhengende og buktende innsøkk har skiftende orientering mellom NØ-SV og N-S (lilla stiplet linje, Figur 3.2b).

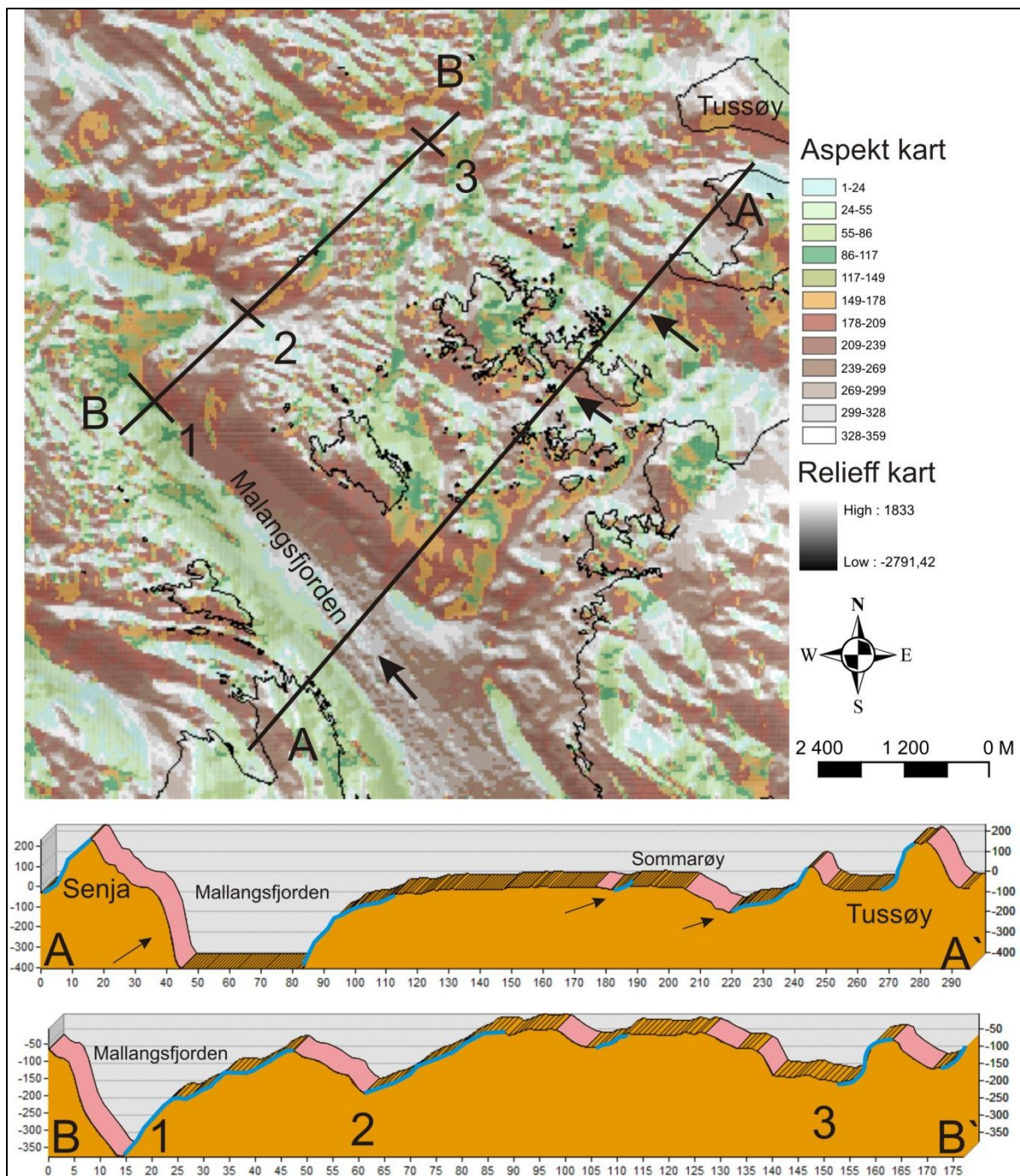




Figur 3.2. Relieff kart over de grunne delene av studieområdet der de ulike struktur trendene er fremhevet.

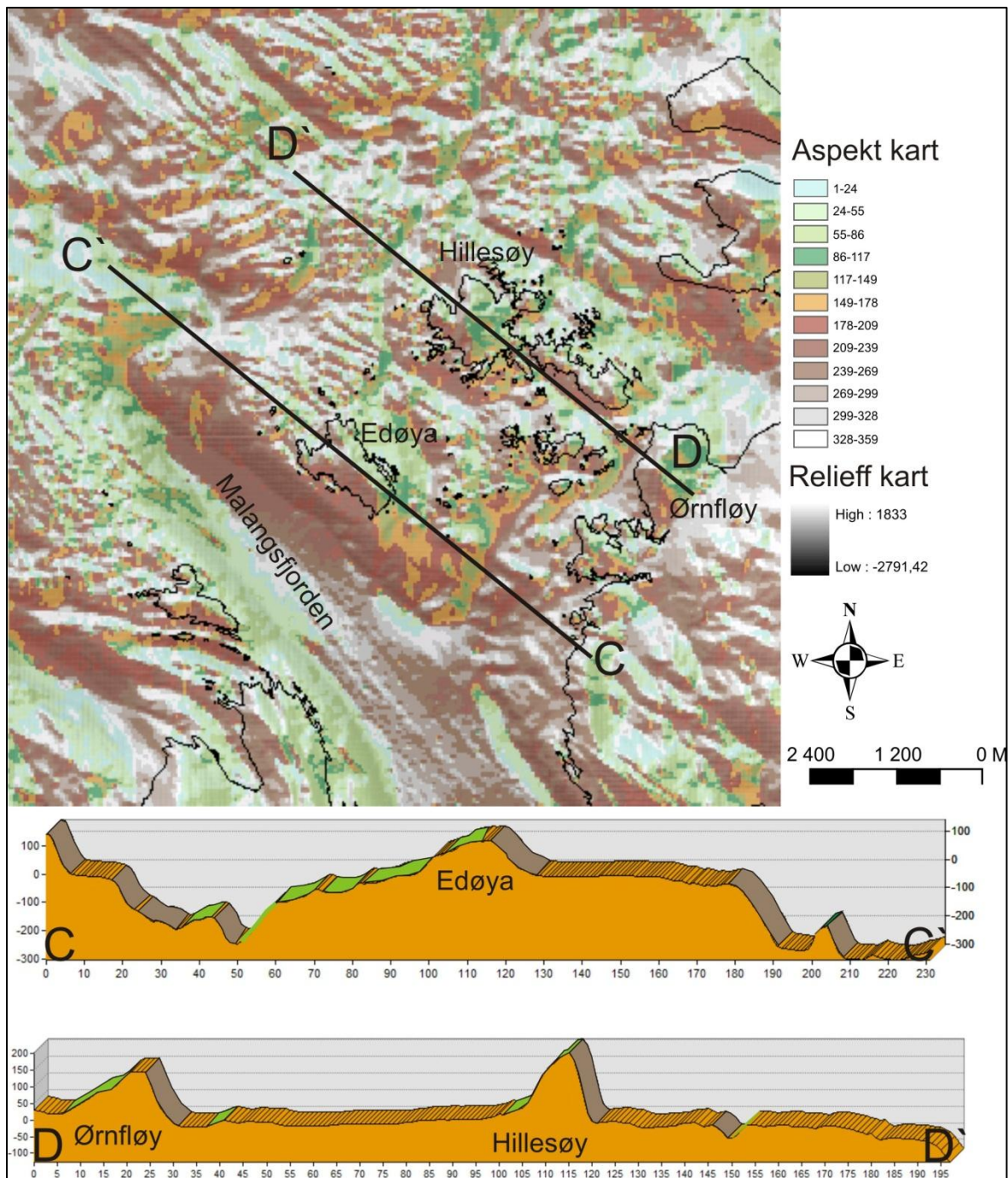


På aspektkartet vises helningsflater til de ulike strukturene over studieområdet (Figur 3.3 ). De NV-SØ strykende strukturer faller hovedsakelig mot NØ og SV (Figur 3.3). På profilene A og B som går fra SV til NØ, fremheves de NV-SØ strykende forsenkningene. Forsenkningene er angitt med piler på profil linje A, og tall på profil linje B, som samsvarer med tilhørende profiler. Sideveggene på forsenkningene faller mot hverandre med omtrent samme vinkel med generelt slakt fall.



Figur 3.3. Aspektkart over relieffkart som viser helningsflater i berggrunnen over studieområdet. Profilene A og B går fra SV til NØ og helningsflater som faller mot NØ er vist som rosa flater. Blått indikerer fall mot SV.

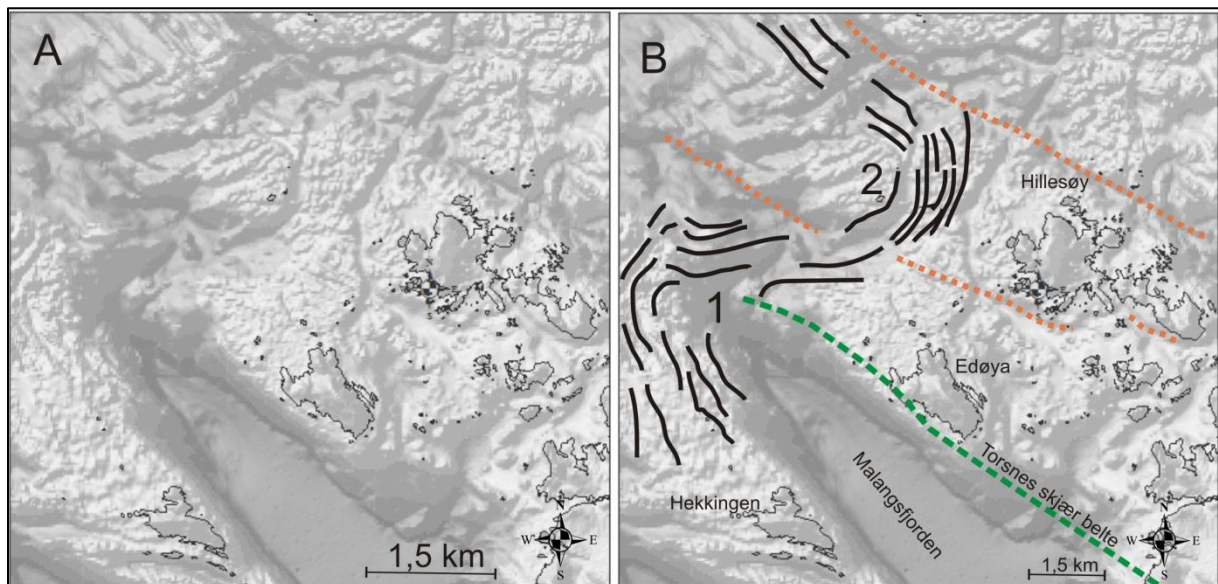
NØ-SV strykende strukturer framheves i tverrsnitt ved profilene C og D som går fra SØ til NV (Figur 3.4). Profil C og D viser at NØ-SV strykende strukturer hovedsakelig faller mot NV og SØ. NV hellende flater er steile mens de SØ hellende er slake og langstrakte (Figur 3.4).



Figur 3.4. Aspektkart over relieffkart som viser helningsflater over studieområdet. Profilene C og D går fra SØ til NV og helningsflater som faller mot NV er vist med brune flater, og fall mot SØ er vist med grønne flater.



Ved studier av havbunnen med høyoppløselig 5 meters grid observeres betydelig flere detaljerte strukturer og mønstre, blant annet lokale bueformer i berggrunnen. En Z-formet avbøyning stryker fra området Hekkingen NV-SØ, over Malangsfjorden er strøket Ø-V og ved Hillesøy en endring av orientering til NV-SØ strøk (Figur 3.5). Formen er sammensatt av mindre parallelle forhøyninger og forsenkninger med varierende tykkelse. Denne formen er trolig makrofolder i berggrunnen, og det observeres i såfall to hengselsoner. Hengselsonen 1 lukkes rundt den nordvestlige delen av det som antas å være traseen til Torsnesbelte (Figur 3.5). Lukningen av fold 1 er tettere enn fold 2, begge framstår som asymmetrisk og akseplanet vertikalt stryker NV-SØ. Mellom fold 1 og 2 er en kuttende og buktende NV-SØ strykende forsenkning som går forbi Hillesøys sørvestlige side. Den nordlige foldeflanken til fold 2 endrer strøk til NV-SØ strøk og går parallelt med de NV-SØ strykende forsenkningene (Figur 3.3 og Figur 3.5).

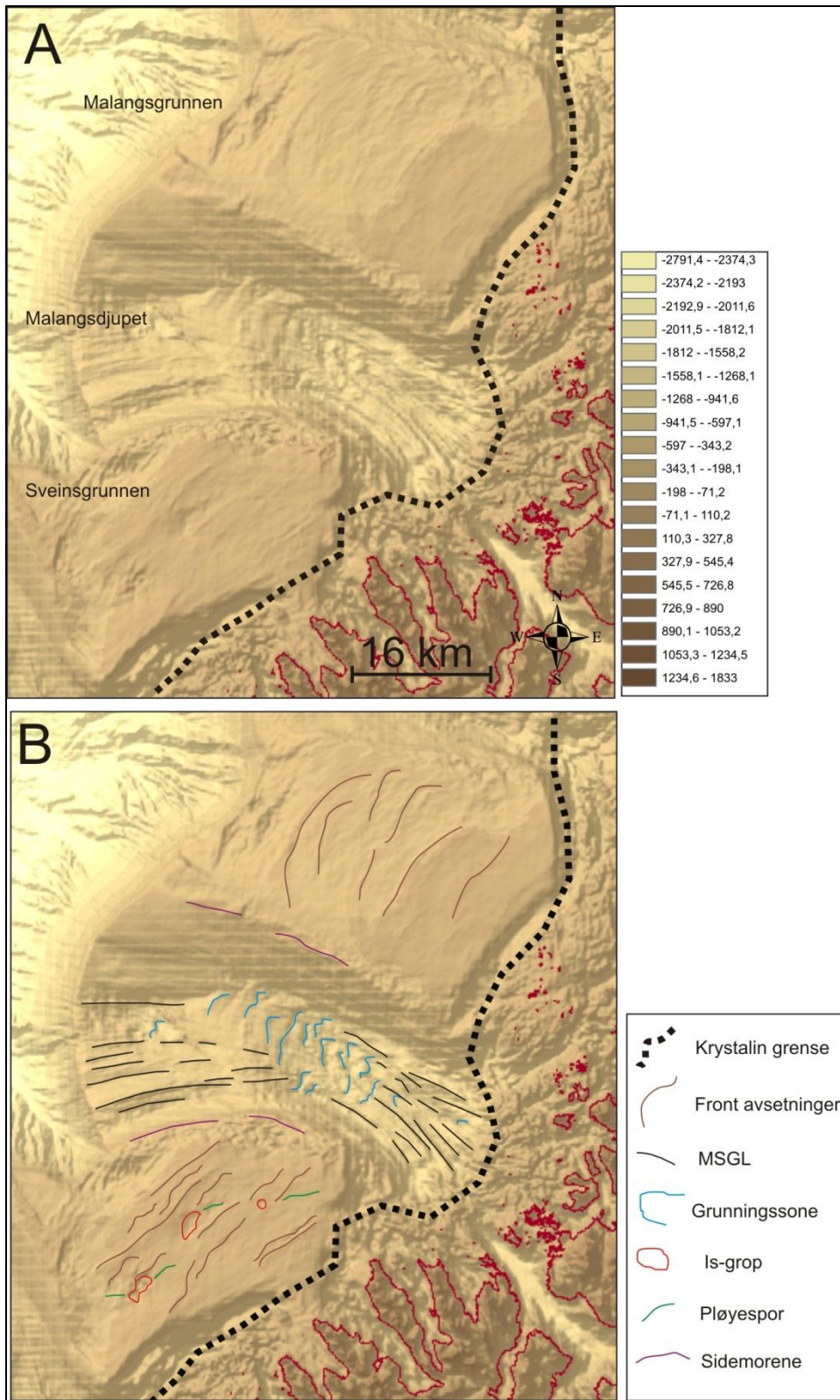


Figur 3.5. Relieffkart, 50 meters grid, med tolkninger basert på skyggerelieff kart med 5 meters grid. NV-SØ strykende forsenkninger er vist med orange stiplet linje. Antatt trase for Torsnesbelte trase vist med grønn stiplet linje. Z-formet avbøyning er vist med sort linje med hengselsonen 1 og 2.

### 3.1.3 Den dype delen av området.

De grunne bankene, Malangsgrunn og Sveinsgrunn har en svak helning mot vest og er dekket av tykke bunnsedimenter av ulik korn størrelse som, sand, grus og blokker. I Malangsdjupet er det finkornet sand og slam i de dypeste delene i øst og sandholdig grus på grunnere deler mot vest (Figur 3.1). Overflaten på bankene er preget av flere forhøyninger og forsenkninger som ligger parallelt med kysten og har en svak bueform mot vest (Figur 3.6A) På Sveinsgrunnen er det observert lange furer som kutter gjennom forhøyningene som stedvis terminerer i større semisirkulære groper (Figur 3.6A). Bankene avgrenses i nord og i sør av trau som ligger på tvers av kystlinjen og det er på overgangen mellom banker og trau observert små forhøyninger (Figur 3.6 A). I Malangsdjupet er overflaten preget av langstrakte lineasjoner som går fra kysten og ut mot eggakanten (Figur 3.6A).

På bakgrunn av at disse strukturene er dannet i sedimenter og skiller seg fra strukturer observert på de grunnere deler, antas det at disse strukturene er dannet som et resultat av isbreer, som gjennom flere perioder i kvartær strekte seg helt ut til eggakanten (Kap 1.4.2.3). De buede formene tolkes til å være frontavsetninger som dannes når isen ligger i ro over lengre tid eller rykker fram (Figur 3.6 B). Furer som kutter gjennom frontavsetningen tolkes til å være pløyespor, som dannes av isfjell kalvet fra fronten av isbreen og pløyer seg vei i sedimentene, drevet av vind og havstrømmer (Figur 3.6 B). Groper i forbindelse med pløyespor tolkes til å være isgroper som dannes av grunnstøtte isfjell (Figur 3.6 B). Langstrakte lineasjoner som observert i Malangsdjupet, tolkes som megaskala glasiale lineasjoner (MSGSL) dannet under hurtigstrømmende is (Kap 1.4.2.3). Mot midten av Malangsdjupet er en bueformet grunningssonekile og buede rygger dannet av oscillerende brefront (Figur 3.6 B). På overgangen mellom isstrømområder og mindre dynamisk is er det observert forhøyninger som stryker parallelt med trauet, disse er tolket til å være sidemorener. Tidligere studier i området og tilstøtende områder bekrefter antagelsen om at formelementene i de dypere delene er dannet under ulike breframstøt og tilbaketrekninger gjennom siste istid (Rydningen 2010). Isens bevegelsesretning er antatt å være fra øst mot vest som indikeres ved retningen av MSGSL og i Malangsdjupet er det indikasjoner på at strømmen bøyer av mot SV.

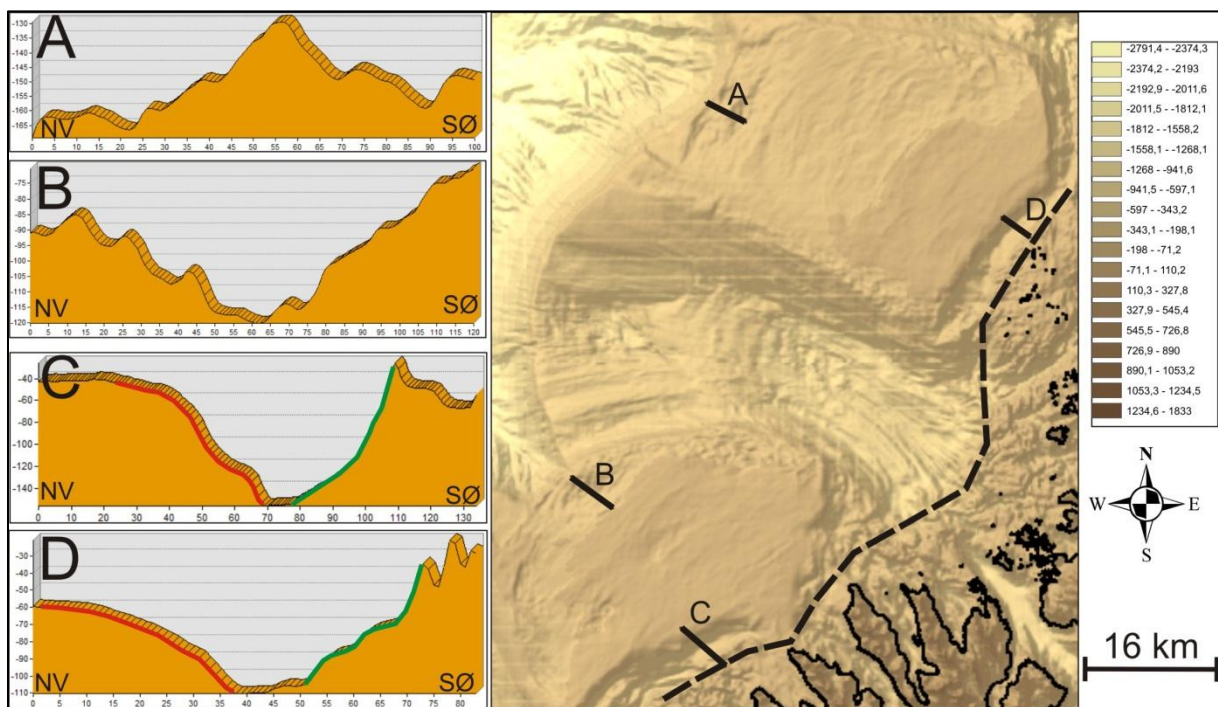


Figur 3.6. Relieffkart over den dype delen, bildene A og B viser det samme området, men bilde B er med tolkninger av glasiiale avsetninger på Malanggrunn, Malangsdjupet og Sveinsgrunn.



På vestsiden av Malangsgrunn og Sveinsgrunn skrår bankene mot dyphavet og overgangen til oseaenisk skorpe. Skråningene er slakt hellende mot vest og i nedre del er det observert irregulære strukturer på skråningene (Fig 3.7 profil A og B). Disse strukturene er forskjellig fra de glasiale formelementer som er observert på bankene og kan skyldes utrasinger av sedimenter på skråningen. Dette er nærmere undersøkt på de seismiske undersøkelsene (Kap 4)

På østsiden av de to bankene ligger Ringvassdjupe og Fallbakkdjupe på grensen til de krystalline bergartene. (Figur 3.7 profil C og D). Ringvassdjupe, østlige del av Malangsgrunnen, stryker NØ-SV og har varierende dybde fra 100 til 150 meter, dypest ned mot Malangsdjupe. Sideveggene som faller mot NV er steile og den vestlige veggen er slak hellende mot SØ. SØ for Sveinsgrunn ligger Fallbakkdjupe som er bueformet og stryker NØ-SV til NNØ-SSV og er dypest mot Andfjorden i sør, rundt 250 meter. Sideveggene faller som i Ringvassdjupe, slakt mot SØ og steilt mot NV. Videre undersøkelser av krystallin grense og sideveggen som faller mot NV blir gjort i de seismiske undersøkelsene.



Figur 3.7. Profilene A og B over mulige utrasinger ned mot eggkanten. Profil C og D over Malangsdjupe og Fallbakkdjupe viser bratt fall mot NV angitt med grønnlinje og slakere fall mot SØ angitt med rød linje. Profilenes beliggenhet er vist på relieffkart over de dype deler av studieområdet.

### 3.2 Deltolkning.

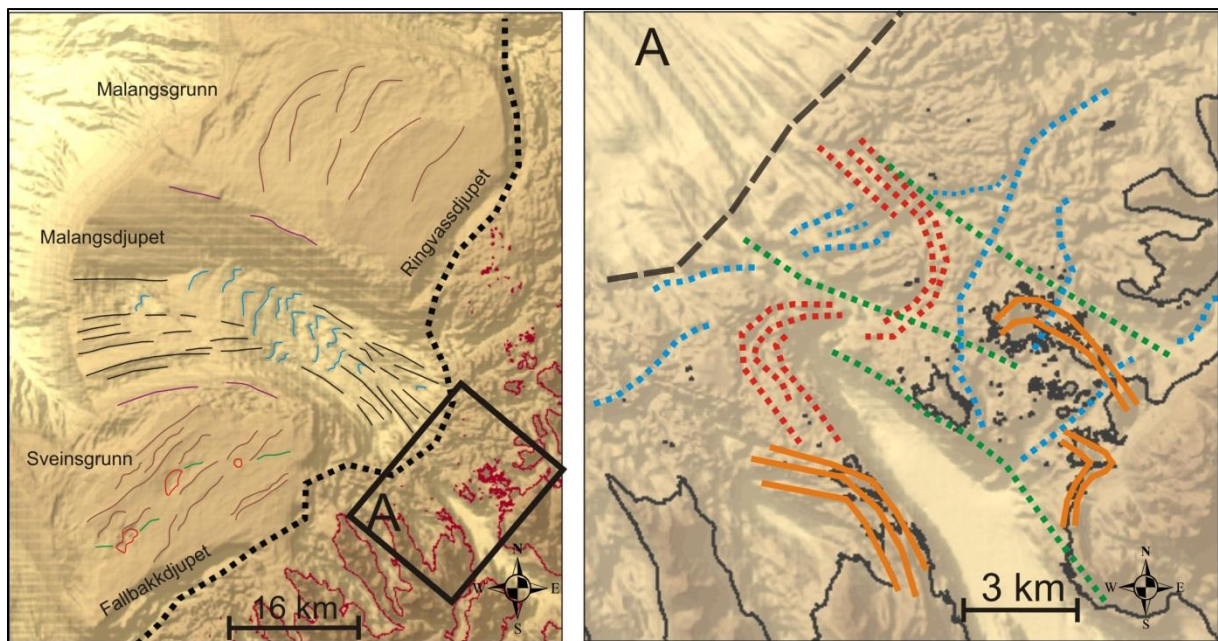
På den grunne delen av studieområdet er de mest framtrede strukturene NV-SØ strykende forsenkninger som varierer i dybde og utstrekning. Profilene som går NØ-SV viser at helningen på sideveggene er tilnærmet lik (Figur 3.3 A og B). Den sørligste forsenkningen, Malangsfjorden, grenser til Torsnesbelte mot nord og Astridalbelte i sør. Denne forsenkningen tolkes med bakgrunn i tidligere studier på land til å ha tilknytning til de duktile skjærsonene (Bergh, et al. 2010). Forsenkninger videre nord over studieområdet har, ut fra profilene, tilnærmet lik helning på sideveggene, og er parallelle til Malangsfjorden. De NV-SØ strykende forsenkningene tolkes med bakgrunn i feltobservasjoner og tidligere studier til å være skjærsoner.

NØ-SV til NNØ-SSV strykende strukturer på havbunnen framkommer på profiler med bratt fall mot NV og slakere fall mot SØ (Figur 3.4 profil C og D). Mellom Hillesøya og Edøya er det kartlagt et langstrakt sammenhengende innsøkk som stryker både NØ-SV og NNØ-SSV (Figur 3.2 og Figur 3.8). Ut fra denne observasjonen antydes det at NØ-SV og NNØ-SSV strykende strukturer linkes sammen. Observasjoner fra feltområdet indikerer at NØ-SV og NNØ-SSV strykende strukturer er sprø strukturer og er tolket ut fra kinematiske indikatorer til å være sprø forkastninger. NØ-SV og NNØ-SSV strykende strukturer tolkes til å være sprø strukturer og kan direkte korreleres til land.

Studier av Z-formet avbøyning i berggrunnen, observert på høyoppløselig 5 meters skyggerelieff, antyder deformasjon av krystalline bergarter. (Figur 3.5 B). Kartlegging av duktile strukturer på land, i feltområdet og Astridal, viser større avbøyninger av foliasjonen, antatt å være regionale folder dannet av Svekofenninsk deformasjon (Kap 2). Basert på landdata tolkes Z-formen til å være den krystalline berggrunnen foldet som følge av svekofenninsk deformasjon (Figur 3.8 A).

På den dype delen av studieområdet er det observert flere formelementer på de grunne bankene som er tolket til å være glasiale avsetninger og Malangsdjupet er tolket til å være dannet av isstrømmer (Figur 3.6 B og Figur 3.8)(Kap 3.1.3). De kystparallelle traueene Ringvassdjupet og Fallbakkdjupet stryker NØ-SV til NNØ-SSV og faller bratt mot NV og slakere mot SØ (Figur 3.7 profil C og D). Basert tidligere tolkninger av NØ-SV til NNØ-SSV strykende strukturer antas det at disse traueene er dannet av selektiv glasial erosjon langs sprøforkastninger (pers med. G.D. Corner 2011), videre undersøkelser vil bli gjort ved hjelp av seismiske data (Kap 4)

De glasiiale avsetningene og antagelsen av isstrømmer, indikerer at isens bevegelser har vært fra øst til vest. Isbreer er dokumentert til å ha nådd helt ut til eggakanten under siste glasiiale maksima i sen Weichsel, og det har i perioder med framrykk, opphold og tilbaketrekning blitt avsatt frontavsetninger (Rydningen 2010). Havbunnen har vært isfri de siste 13000 år BP. Den grunne delen av studieområdet antas å være en del av strandflaten og utviklet som en kombinasjon av haverosjon og breerosjon (Corner 2005). Breerosjon og strandflatedannelse har ført til god blotning av den prekambriske krystalline berggrunnen.

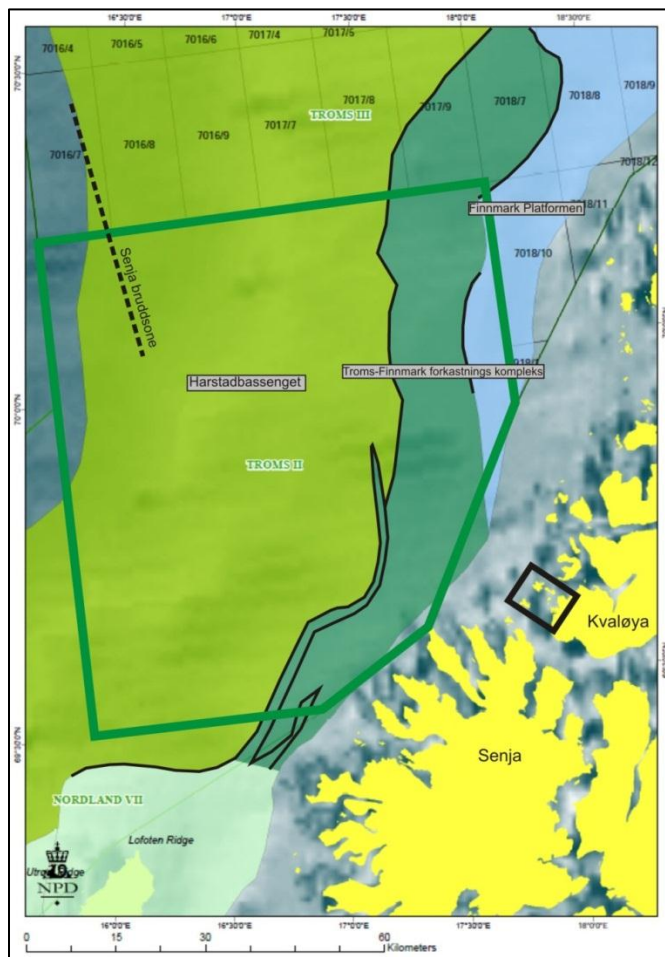


Figur 3.8. Oversikt av de tolkede strukturer og formelementer basert på relieffkart. Formelementer på den dype delen se Fig. 3.6. Forstørrelse av innfelt område viser strukturene på de grunne delene, blå: sprøstrukturer, rød: duktile strukturer på havbunnen, orange: duktile strukturer på land, grønn: skjæresoner, sort: krystalingrense.

## 4 Seismiske tolkninger

### 4.1 Innledning

Området Troms II ligger vest av Senja og Kvaløya og grenser i nord til Troms III og i sør til Nordland VII. Vestlige deler av Troms II faller sammen med overgangen til havbunnskorpe (Figur 4.1). I de sentrale og vestlige deler ligger Harstadbassenget. Troms-Finnmarksforkastnings-komplekset (TFFK) avgrenser Harstadbassenget i øst og markerer grensen til den sørligste delen av Finnmarks plattformen (Gabrielsen, et al. 1990) samt overgangen fra grunnfjell til sedimenter. Senja bruddsone stryker NV-SØ og markerer grensen mellom den sørvestlige transforme barentshavmarginen. En forlengelse av bruddsonen antas å kutte inn på kontinental skorpen (OD 2010).

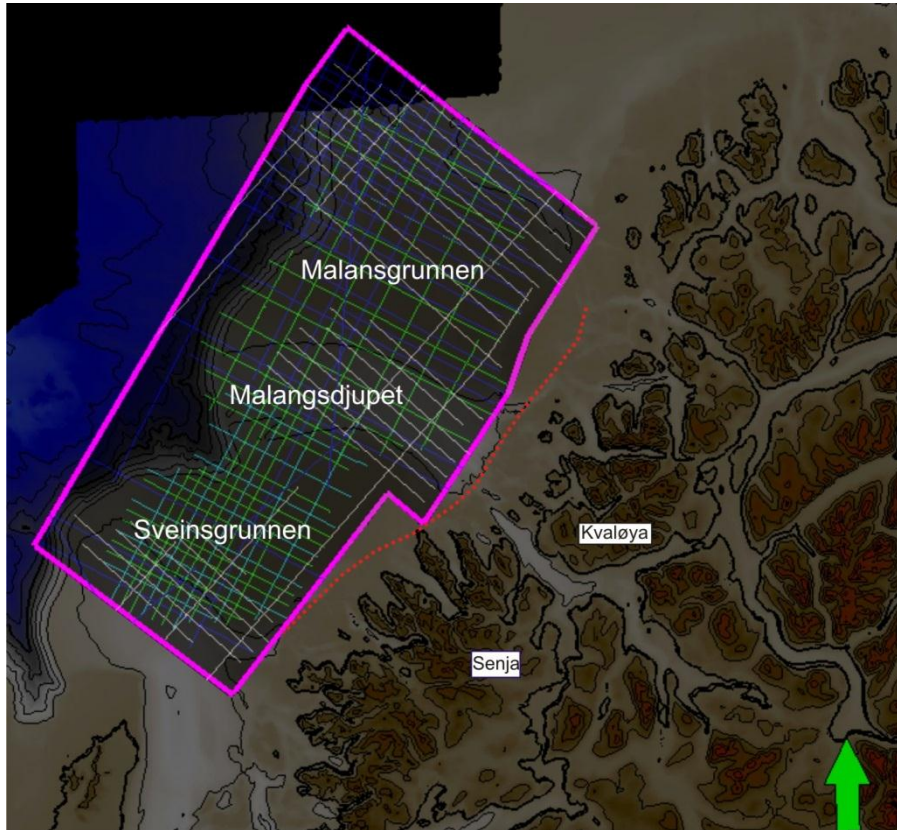


**Figur 4.1.** Områder på sokkelen utenfor Senja og Kvaløya, feltområdet er innfelt, kart hentet fra OD.no



#### 4.1.1 Området for seismiske tolkninger.

Det er gjort et utvalg av linjer fra de fire undersøkelsene gitt i kapittel 1.5.4 og 2D linjene som er tolket dekker Malangsgrunnen, Sveinsgrunnen og Malangsdjupet (Figur 4.2). Området er avgrenset av et polygon for å grille horisonten “Base” (Figur 4.2).

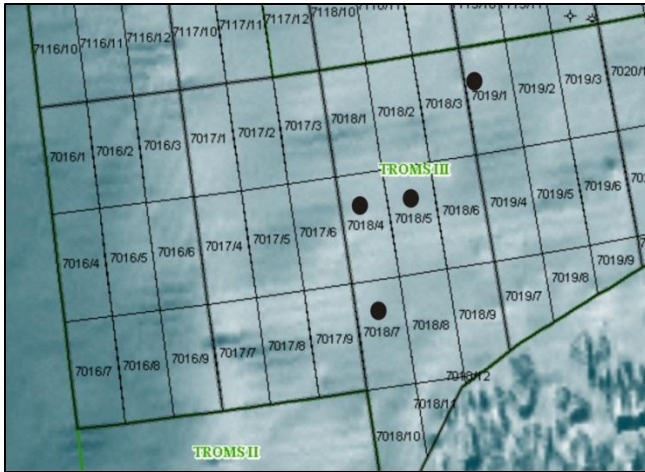


Figur 4.2 Egendefinert polygon (lilla) og linjer fra de fire ulike undersøkelsene.

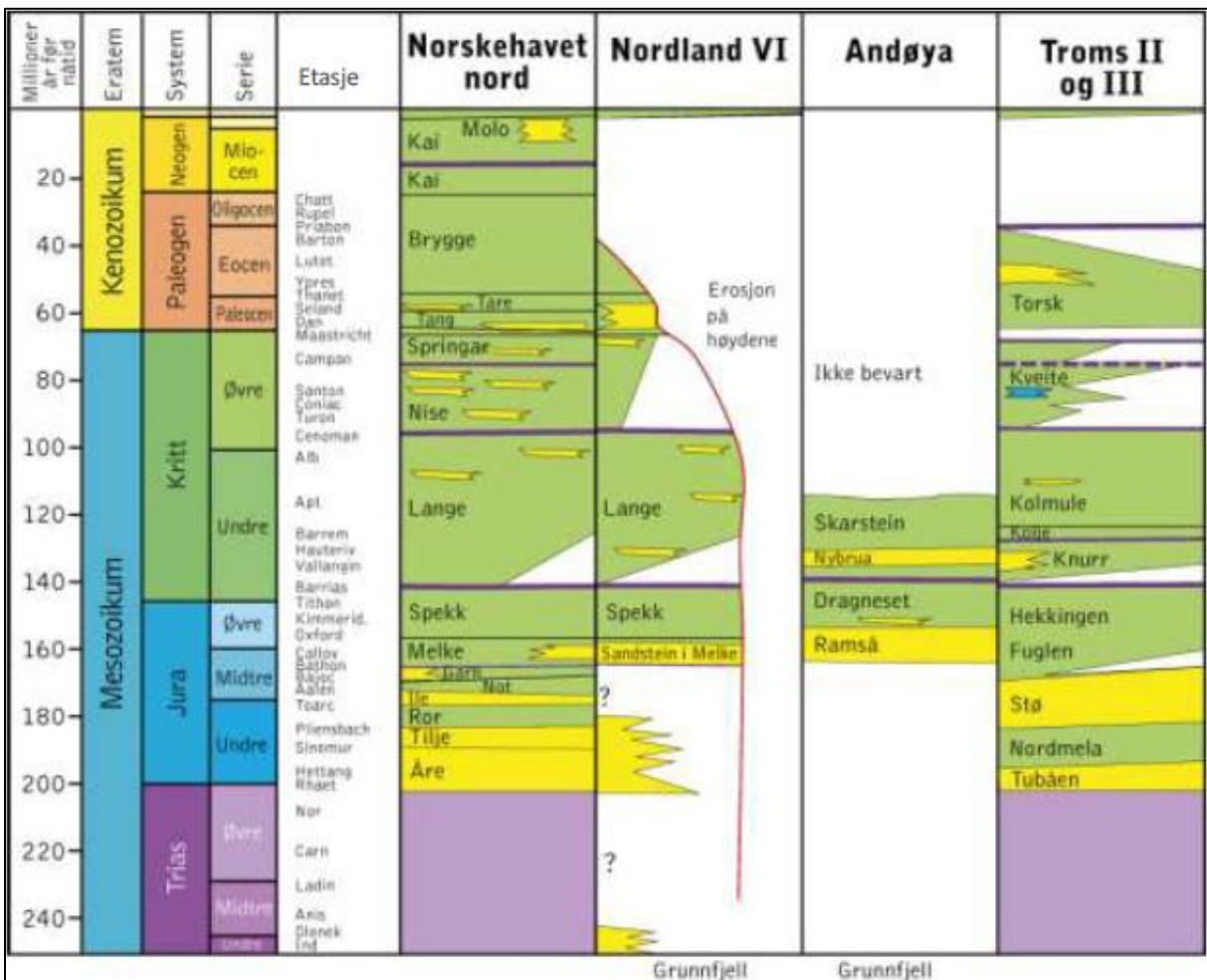
#### 4.1.2 Stratigrafi

Den stratigrafiske tolkningen er basert på grunne boringer i områder rundt Troms II, de nærmeste er fra Troms III område 7019/1 og 7018/4, 7018/5 samt 7018/7 (Figur 4.3). Troms II og III har gjennomgått flere tektoniske faser siden kaledonsk fjellkjedekollaps i devon (Gabrielsen, et al.1990, Dorè, et al. 1999). Harstadbassenget utviklet seg hovedsakelig i sen jura-tidlig kritt og ble reaktivert og stedvis invertert i sen kritt (Gabrielsen, et al.1990) De eldste lagene som er tolket på seismikken er av Jura alder, men det er antatt å være både senpaleozoiske og triasiske avsetninger i områder øst for Senja bruddsone i Troms II (OD 2010). Kritt avsetningen i Troms II og III er dominerende leirstein, sandstein og noe kalkstein (Figur 4.4).





Figur 4.3 Oversikt av grunne borer i Troms III, brønnene ligger nordøst av Troms II, 7019 og 7018.



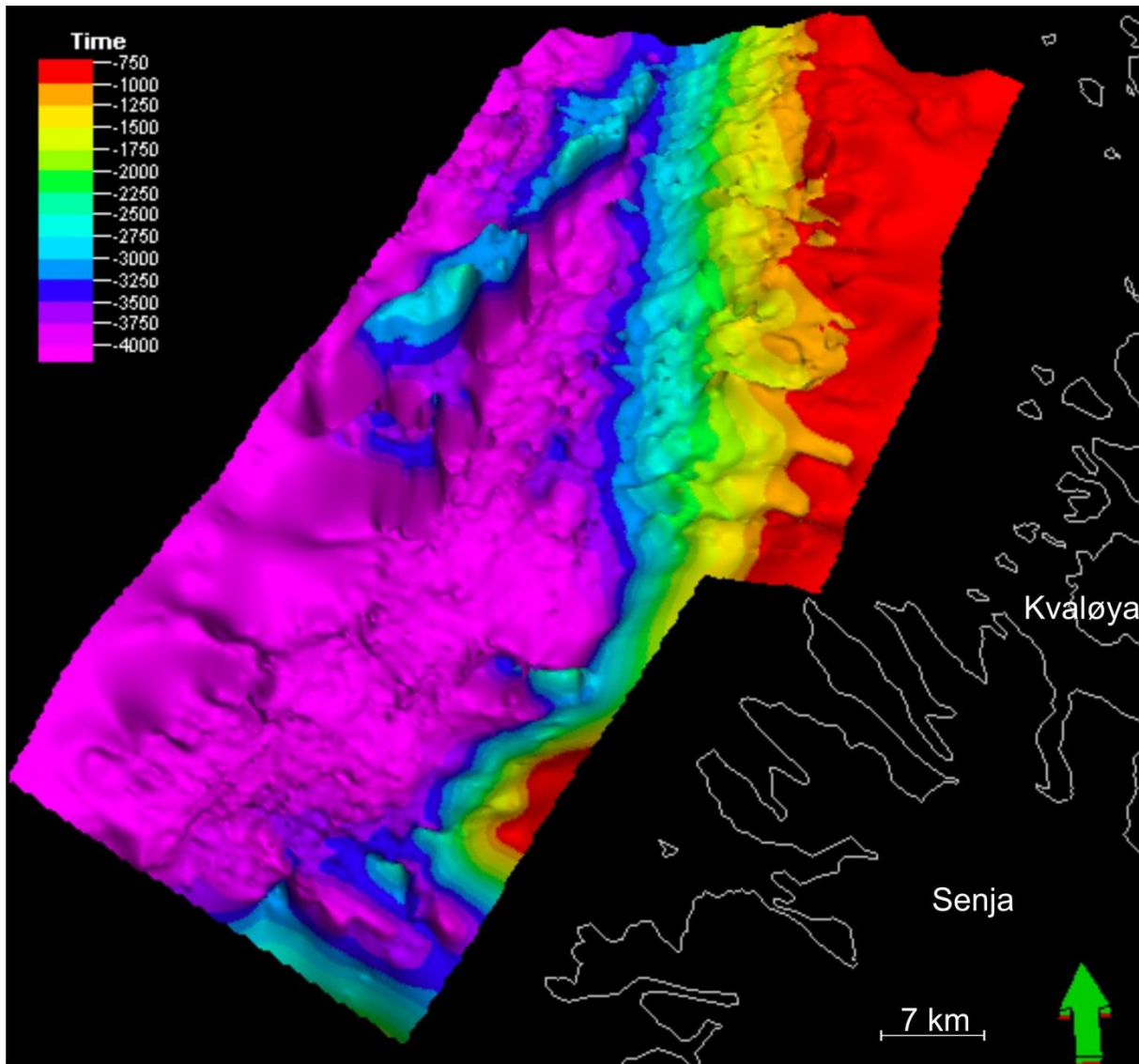
Figur 4.4. Stratigrafiske oversikt for norskehavet. Gult: sandstein. Grønt: leirstein. Blått kalkstein. Lilla streker: tektoniske hendelser med erosjon på strukturelle høyder. Lys lilla: triasavsetninger.

## 4.2 Pre-glasiale strukturelementer

De seismiske linjene tolkes med hovedvekt på Base reflektoren (Kap 4.2.1) og forkastninger som trunkerer denne. Tolkninger er gjort på linjer som går langs av området (NØ-SV) og linjer som går på tvers (Ø-V og NV-SØ). Noen av de seismiske linjene går over krystallinsk grense i øst og det er derfor mulig å studere grunnfjellet på overgangen til sedimentære lagpakker (Figur 4.2).

### 4.2.1 Reflektorer

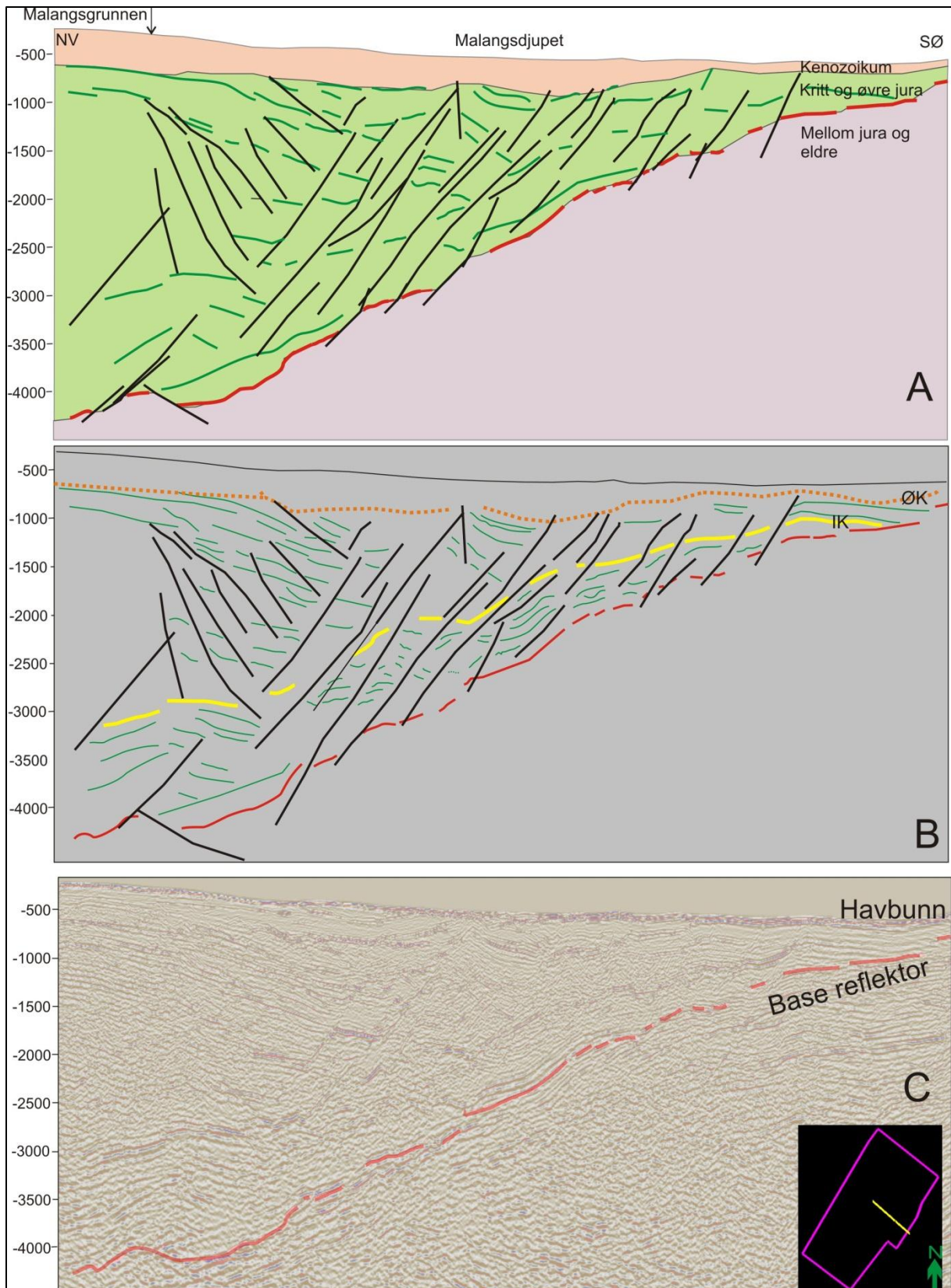
Basereflektoren er tolket fra overgangen mellom krystalline bergarter og de sedimentære lagpakkene. Toppen av grunnfjellet er ikke identifisert i de dypere delene av Harstadbassenget, men horisont Base er den dypeste sammenhengende reflektoren (Figur 4.5). Reflektoren skråer jevnt ned mot vest og sørvest, og i nordlige og midtre deler av området trunkerer det skråstilte laget og forflyttes om lag 1,5 s TWT opp, før den igjen skråer mot vest (Figur 4.5). Denne hevningen av reflektoren kan følges til midten av området (Figur 4.5). Sør i områder har Base reflektoren en brattere helning før den flater ut mot dypet. Sammenlignet med tidligere tolkninger gjort i Troms II (OD 2010) kan Basereflektoren korreleres med Jura avsetninger, trolig toppen av midtre Jura sandstein, Stø formasjonen (Figur 4.4).



Figur 4.5 3D modellering av Base reflektor. Tidsskala er angitt i ms.

Over Basereflektoren ligger det mektige sedimentære lagpakker avsatt i øvre jura, kritt og kenozoikum (Figur 4.6A). Enhetene er sterkt forkastet og skråstilt som gjør det vanskelig å tolke horisonter. På seismisk linje HGST-N121 er det i tillegg til Basereflektoren observert to kraftige delvis sammenhengende reflektorer som antas å være overgangen mellom kritt og kenozoikum (ØKI), og en intra kritt reflektor (IK) (Figur 4.6B). Overgangen mellom kritt og kenozoikum er tolket langs en kraftig relativt flattliggende reflektor, og er korrelert mot tidligere studier av området og antas å være øvre kritt inkonformitet (ØKI). ØKI fra området lenger sør (Nordland VII) er definert som en vinkeldiskordans og er korrelert med øvre kritt inkonformitet i Troms II (OD 2010). Intra kritt reflektoren (IK) er en skråstilt reflektor som tydelig trunkeres av yngre forkastninger. Det er også observert usammenhengende reflektorer i krittlagpakken som er skråstilte og faller mot forkastningsplanet (Figur 4.6 B)



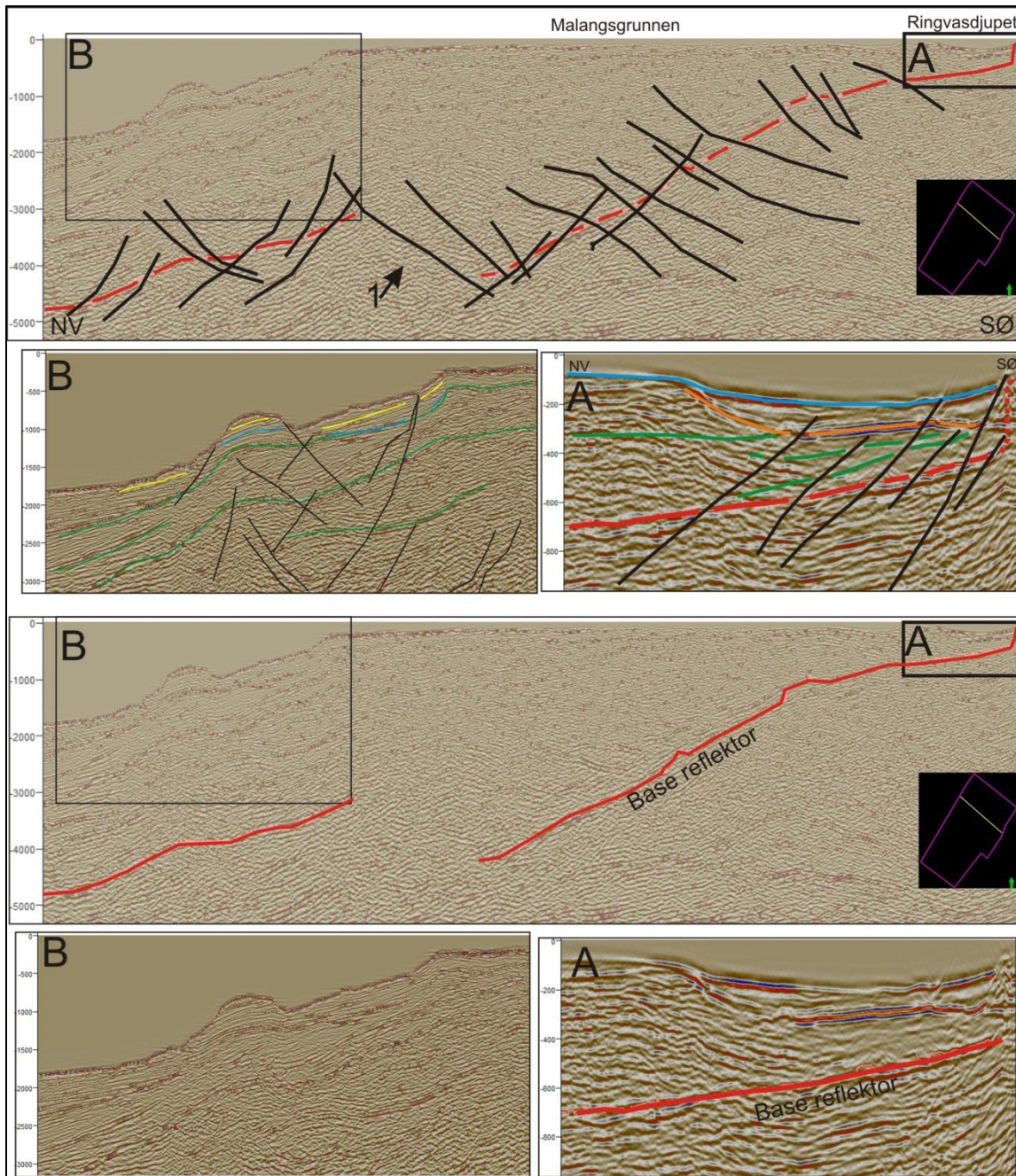


**Figur 4.6** NV-SØ strykende seismiske linje (HGST-N121) over Malangsdjupet og inn på Malangsgrunnen, overgangen markert med sort pil i figur A. Forkastninger (sort) kutter gjennom massive krittavsetninger (grønt felt på figur A) og forkaster intra kritt avsetninger (grønne linjer figur A og B). Delvis sammenhengende IK reflektor (gul på figur B) er sterkt forkastet. Over Krittavsetningen ligger kenozoiske (rosa felt figur A). Base reflektor (rød på figur A, B og C) representerer midtjura.



#### 4.2.2 Forkastninger som trunkerer Base reflektor.

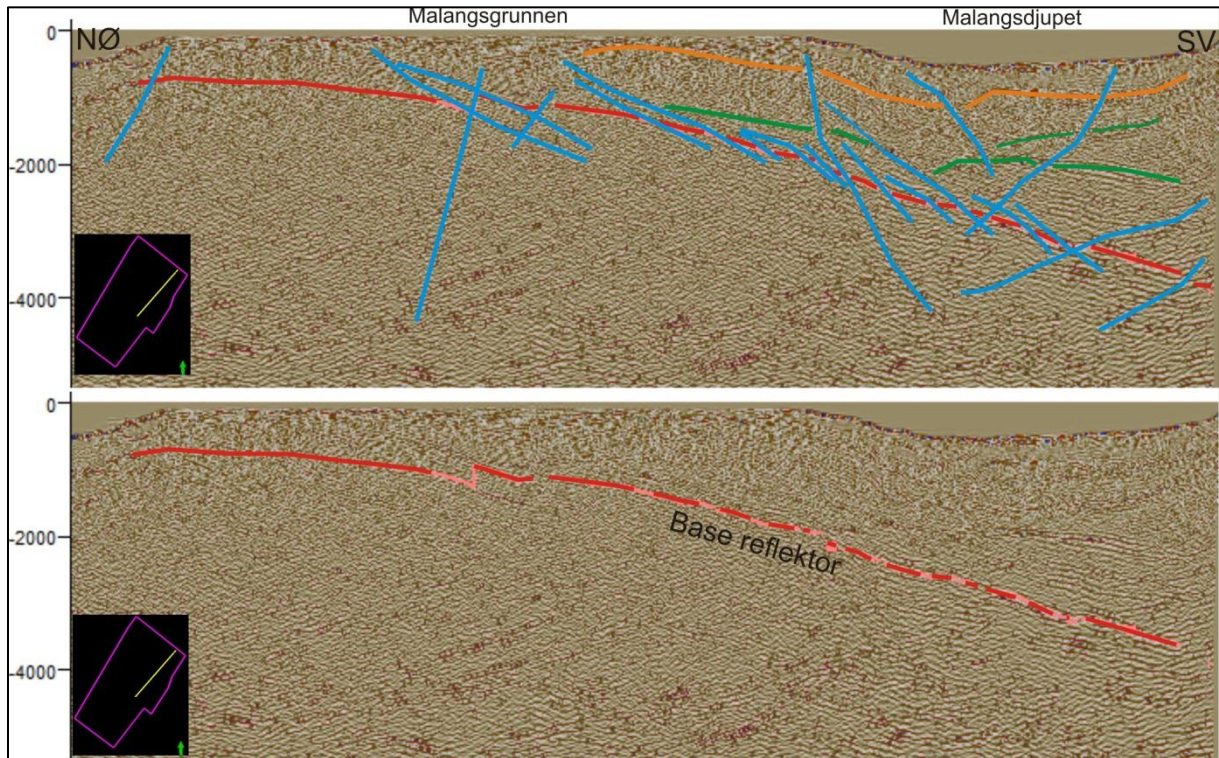
Flere forkastninger er identifisert på de seismiske linjene som kutter Base reflektoren, og det er gjennomgående to trender, NØ-SV til NNØ-SSV og NV-SØ til NNV-SSØ. Forkastninger framkommer på seismikken som kraftige refleksjoner eller diffuse områder som trunkerer reflektorene. De strekker seg over lengre områder, er høyvinklet og rette. Noen forkastninger trunkerer Base reflektoren og ser ut til å flate ut mot SØ. Den første gruppen NØ-SV strykende forkastninger er konjugerte og faller både mot NV og SØ og er dominerende forkastninger i området (Figur 4.7). Forkastningen trunkerer og forskyver Basereflektoren og de overliggende lagene. Mest fremtredende forkastning faller mot SØ og forskyver Basereflektoren kraftig mot NV, denne forskyvningen ses igjen på 3D modelleringen (Figur 4.5, Figur 4.71). Vinkelen på forkastningsplanet er varierende mot dypet. I sørøstlige deler trunkeres Basereflektoren av flere NV fallende forkastninger og sedimentene over Basereflektoren ser ut å være forskjøvet av forkastningene (Figur 4.7A). På batymetriske data ble det på Malanggrunn observert irregulære strukturer (se kap.3.1.3). Studier av disse områdene på seismiske linjer indikerer at disse strukturene er dannet som følge av intrakritt forkastninger og utglidning på skråningen (Figur 4.7 B)



**Figur 4.7.** NV-SØ strykende seismisk linje (HGST-N116), over Malangsgrunnen, med forkastninger (sort) som stryker NØ-SV og faller mot SØ OG NV og trunkerer Base reflektor (rød). Innfelt område A viser overgangen fra krystallingrense til Base reflektoren (rød) og forkastninger (sort) som forkaster krittavsetninger (grønn) og mulig kenozoiske avsetninger (orange). Innfelt område B er et utsnitt av skråningen på nordvestlige side av Malangsgrunnen, der forkastninger (sort) kutter gjennom antatte kritt (grønn) og kenozoiske avsetninger (gul og blå).



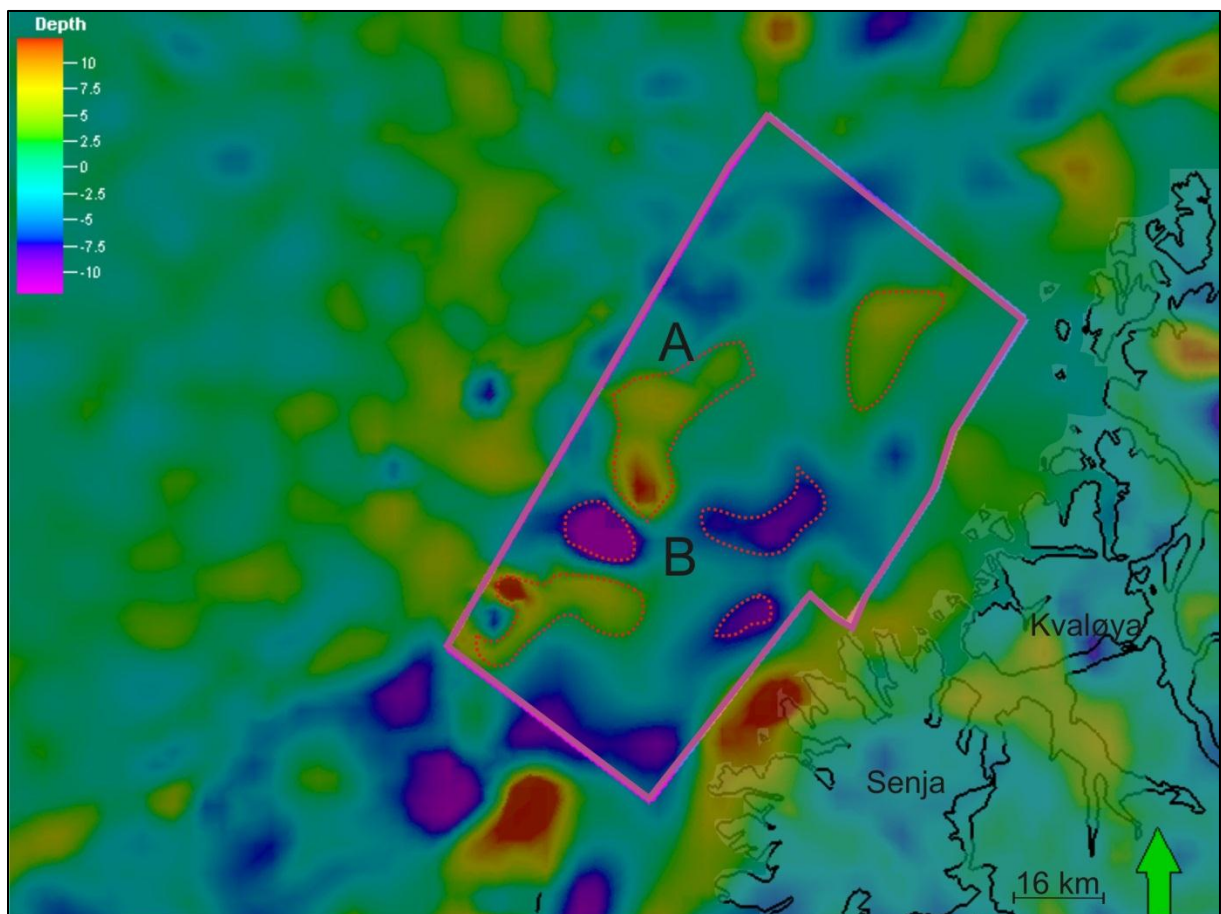
Den andre gruppen forkastninger stryker NV-SØ og faller mot både NØ og SV og trunkerer Basereflektoren med lavere vinkel enn den første gruppen (Figur 4.8). Forkastningene er listriske og i noen områder vanskelig å følge i kritt avsetningene.



**Figur 4.8** NØ-SV strykende seismisk linje (HGST-N210) over Malangsgrunn og Malangsdjupet, med forkastninger (blå) som stryker NV-SØ og trunkerer Basereflektoren (rød) og overliggende kritt (grønn) og kenozoiske (orange) avsetninger.

### 4.3 Gravimetri

Studier av gravimetrisk data fra NGU gir utslag i form av negative og positive anomalier i området. Som tidligere nevnt er negativ gravimetri-anomali indikasjon på lette masser og positiv anomali indikasjon på tyngre masser (Kap 1.5.5). Feltområdet består av neoarkeisk og paleoproterozoisk grunnfjell (Kap.2.2) og framkommer på gravimetri data som positive anomalier (Figur 4.9). Flere framtrepende områder med positive (A) og negative (B) verdier observeres på sokkelen. Sett i sammenheng med Base reflektoren (Figur 4.5) kan noen av områdene korreleres (Kap 4.4).

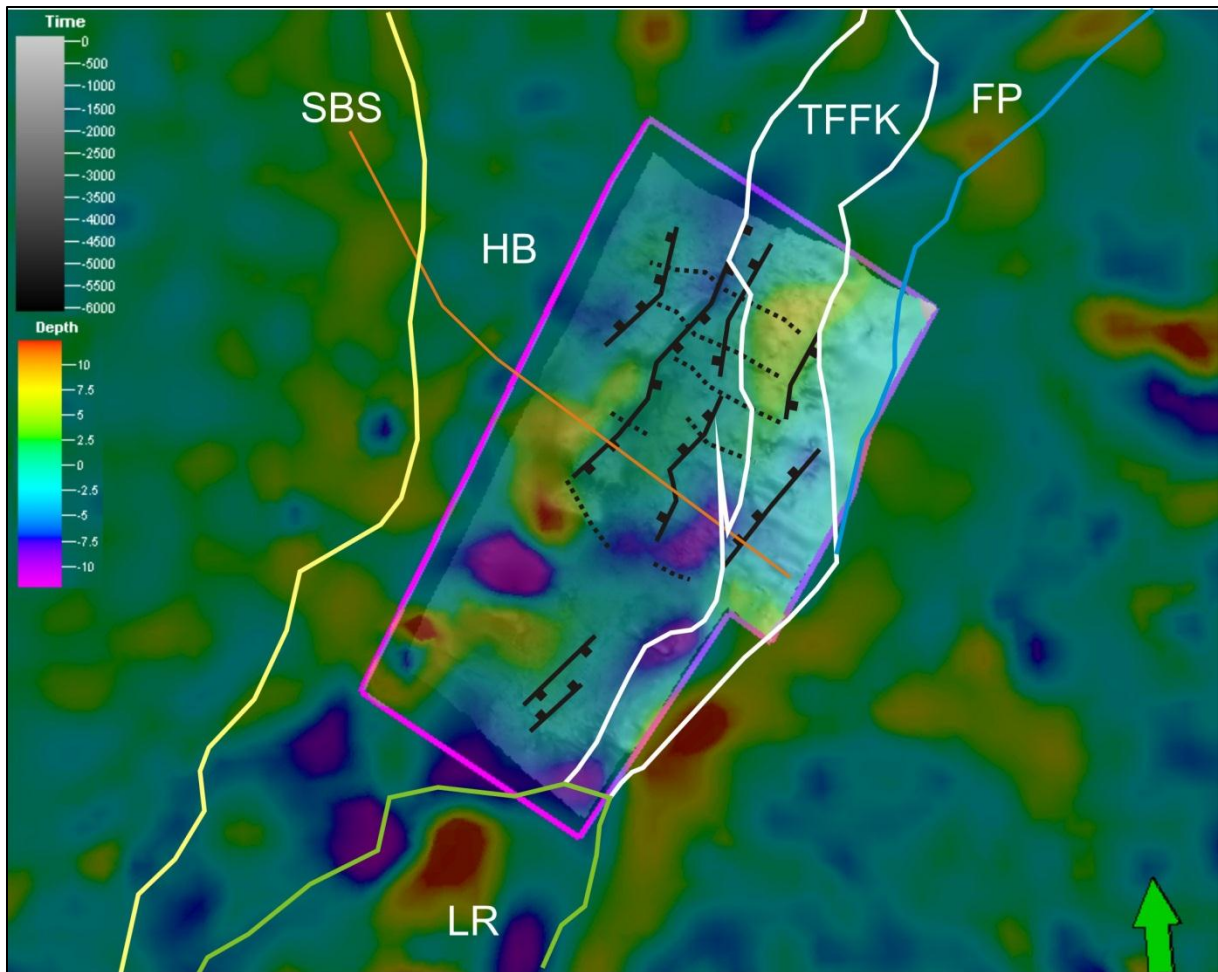


**Figur 4.9.** Område oversikt framstilt med gravimetri data med framtrepende positive (A) og negative (B) områder.



#### 4.4 Deltolkning

De seismiske data er preget av dårlig oppløsning og er prosessert med ulike formål, noe som gjør det vanskelig å korrelere mellom de fire ulike undersøkelsene som her er brukt. Basereflektoren er antatt å være midt jura reflektor men kan også stedvis være en eldre reflektor. Innsynkning og bassengdannelse i midt jura førte til at både grunnfjell og jura avsetninger som lå over, ble forkastet og skråstilt (Figur 4.5). Det er derfor antatt at reflektoren fra midtjura er påvirket av de samme tektoniske hendelsene og strukturelementene som observeres langs denne vil være tilnærmet lik til dem som finnes i grunnfjellet under jura avsetningene. Pågående innsynkning gjennom kritt danner forkastninger som igjen danner skråstilte lag kritt avsetninger (Figur 4.6). De NØ-SV strykende forkastningene som trunkerer Basereflektoren er dannet som følge av begynnende rifting. Videre rifting kan ha forårsaket reaktivering av eldre forkastninger og dannelse av nye forkastninger som trunkerer krittavsetningene (Figur 4.8). Forkastningene som trunkerer Basereflektoren og stryker NØ-SV til NNØ-SSV ses i sammenheng med Troms-Finmarks forkastningskompleks (TFFK) som er parallell med store deler av kysten i Troms og Finmark (Figur 4.10) NV-SØ strykende forkastninger kan sees i sammenheng med en forlengelse av Senjabruddsonen (OD 2010), som er antatt å være reaktivering av eldre svakhetsoner (Figur 4.10). Gravimetrisk data indikerer områder med høyere tetthet og sett i sammenheng med Basereflektoren kan forhøyningen utenfor Malanggrunnen antas å være reell.



**Figur 4.10.** 3D framstilling av området for de seismiske tolkningene (lilla) og gravimetri data. NØ-SV strykende forkastninger (sort) på tvers av NV-SØ (stiplet sort) forkastninger. SBS: Senja brudd sone (Orange), HB: Harstad bassenget, TFFK: Troms-Finmark forkastnings kompleks, FP: Finmarks plattformen, LR: Lofot ryggen.

## 5 Diskusjon

### 5.1 Innledning

Deltolkningen fra kapittel 2, 3 og 4 vil i dette kapittelet bli diskutert med bakgrunn i problemstillinger og tidligere arbeider omtalt i kapittel 1. Målsetningen med studiet har vært å kartlegge og beskrive strukturer i berggrunnen på land i ytre deler av Kvaløya og Senja i Troms. Som omfatter både duktile (prekambriske) og sprø (mesozoiske) strukturer, samt vurdere geomorfologiske landformer (sen-kenozoiske) i lys av strukturene i berggrunnen (Kap. 2). I tillegg har havbunnsdata (MAREANO) på overgangen fra land til sokkel blitt brukt til å identifisere strukturer som kan være en del av berggrunnen (Kap.3). Tolkninger av de innhentete data fra felt sesongen sommer 2010, og havbunnsdata er gjort ved hjelp av GIS og 3D digitale elevasjons modeller (DEM). Seismiske data (Petrobank) fra den dype delen av sokkelen i området Troms II er analysert (Kap 4) for å se om forkastninger i de mesozoiske bergartene kan korreleres med noen av strukturene på land og havbunnen.

I diskusjonen vil jeg framheve mulig korrelasjon og geomorfologiske formelementer og tektoniske strukturer mellom landområdene og sokkelen for gi en mulig helhetlig tektonisk modell. Dette vil kunne øke forståelsen av prosessene som ligger til grunn for dannelsen av blant annet tektonisk styret landskapsformer av kenozoisk alder langs kontinentalmarginen.

## 5.2 Strukturer i berggrunnen på land.

Diskusjon av strukturer på land vil bli gjort med bakgrunn i deltolkninger gjort i kapittel 2 (Kap 2.5) og tidligere arbeider fra gjort i VTGK med spesielt vektlegging på tilstøtende områder som Torsnes og Astridal.

### 5.2.1 Prekambriske duktile strukturer.

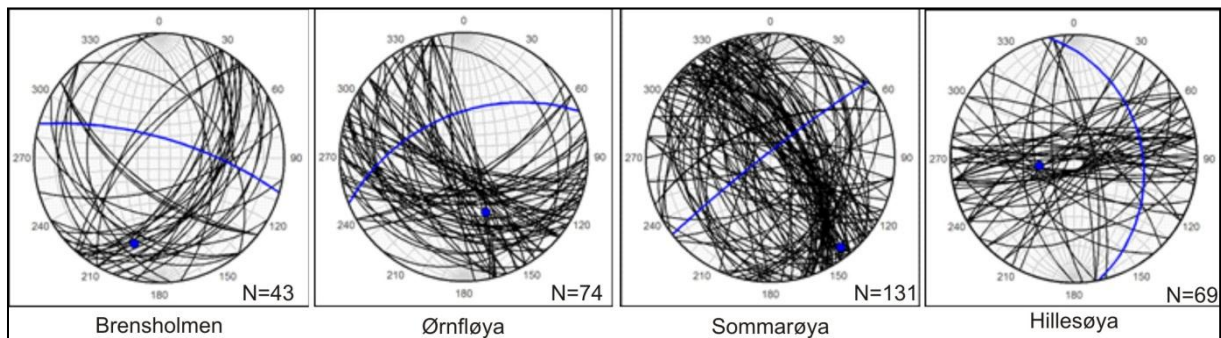
Bergartene i feltområdet tilhører Vest-Troms gneisregion (Zwaan 1992) som er av neoarkeisk til paleoproterozoisk alder og består av tonalittisk gneis og magmatiske intrusiver (Kattfjordkomplekset), samt metasuprakrustale bergarter (Torsnesbeltet) som har gjennomgått svekofennisk deformasjon (Bergh, et al. 2010). Regionen er lite påvirket av kaledonsk deformasjon (Corfu, et al. 2003) og er derfor ideelt for studier av prekambriske strukturer.

Gneisfoliasjonen i området er fremtredenen i terrenget og har hovedstrøkretning NV-SØ og et dominerende steilt fall (Kap 2 Figur 2.32) som også er hovedtrenden i VTGK (Bergh, et al. 2010). Den først flatt liggende foliasjonen ble reorientert som følge av neoarkeisk NØ-SV skorpesammentrekking og det ble dannet tette intrafoliale folder (Bergh, et al. 2010). Intrafoliale folder er observert i feltområdet med tydelige foldehengsler og oppstykket foldeflanker som er transponert ut i hovedgneisfoliasjonen (Figur 2.16 og 2.17). Foldeaksene stryker NV-SØ og er parallell med foliasjonen. Lignende folder er definert i Mjelde-Skorelvvatn formasjonen (Figur 1.2), der foliasjonen er parallell til akseplanet av intrafoliale folder (Armitage & Bergh 2005). Tidlig svekofennisk NØ-SV skorpesammentrekking deformerte de intrafoliale foldene. Foldeflankene ble transponert og har medvirket til dannelsen av hovedgneisfoliasjonen (Bergh, et al. 2010). NØ-SV rettet skorpesammentrekking i midtre deler av den svekofenniske deformasjonen dannet  $F_2$  folder.  $F_2$  folder i feltområdet er tidligere tolket på bakgrunn i variasjoner i foliasjons fall og framstår som opprette, subhorisontale folder med horisontal foldeakse og vertikalt akseplan som stryker NV-SØ (Kap 2.5). Foliasjonen ser ut til å ligge i  $F_2$  folder over hele feltområdet der foliasjonen har steilt fall på flankene og tilnærmet horisontalt fall i hengselsonen. Lignende makrofoldering er påvist flere steder i VTGK som for eksempel i Gråtindmigmatitten (Armitage & Bergh 2005) og i metasuprakrustalene på Torsnes, hvor suprakrustalbergartene er foldet i en regional synform, benevnt  $F_2$  (Bergh, et al. 2010). Endring av foliasjonens strøk er tidligere tolket som regionale  $F_3$  folder, og det er lokalisert to slike avbøyninger i feltområdet (Figur 2.20). I Astridal er foliasjons avbøyningen over Hekkingen tolket som  $F_3$  fold (Figur 1.4) (Pedersen 1997 og Bergh, et al. 2010). Også i Skorelvvatn formasjonene er foliasjonen foldet



til en subvertikal åpen makrofold mot Bakkejorddioritten og omtalt som  $F_3$  fold (Armitage & Bergh, et al 2005). Regionale  $F_3$  folder er dannet som følge av sen svekofennisk deformasjon og foldene har vertikal foldeakse og akseplan som stryker NØ-SV.

De regionale  $F_3$  foldene refolder  $F_2$  folder, noe som underbygges av stereoplott der foldeaksen til  $F_2$  folder roteres fra NV-SØ til Ø-V strøk(Figur 5.1).



Figur 5.1 Foliasjonsmålinger fra lokalitetene i feltområdet framstilt i stereoplott, der det blå punktet representerer foldeaksen til  $F_2$  folder.

De ulike gneissegmentene i VTGK (Figur 1.2) avgrenses av duktile skjærsoner med parallelle kontakter til metasuprakrustale bergarter som på Torsnes og Astridalen, stryker NV-SØ i et anastomoserende mønster (Bergh, et al.2010). Avsetningskontakten nordøst i Torsnesbeltet er mellom neoarkeisk tonalittisk gneis og paleoproterozoisk metakonglomerat (Figur 1.4), deretter følger flere hundre meter med amfibolittiske skifre. I nordvest er grensen definert som konglomerat med granitoid klaster som ligger over foldet granitoid gneis (Berg, et al. 2010). På vestsiden av Edøya er det observert en avsetningskontakt (Figur 2.12), der den tonalittiske gneisen ligger parallelt med en to til fire meter bred sone av konglomerat og videre mot vest er det observert kryssjikt i meta-psamitter (Figur 2.13). Med bakgrunn i studier gjort av Torsnesbeltet kan det fastslås at avsetningskontakten på Edøya er den nordøstlige kontakten til Torsnesbelte. I Astridal er det uavklart om de metasuprakrustale bergartene er avsatt oppå granitoid gneis fordi grensen mellom de to er tektonisk modifisert. Gneisen er enten skjøvet over eller forskjøvet til parallellitet med de metasuprakrustale bergartene (Bergh, et al. 2010).

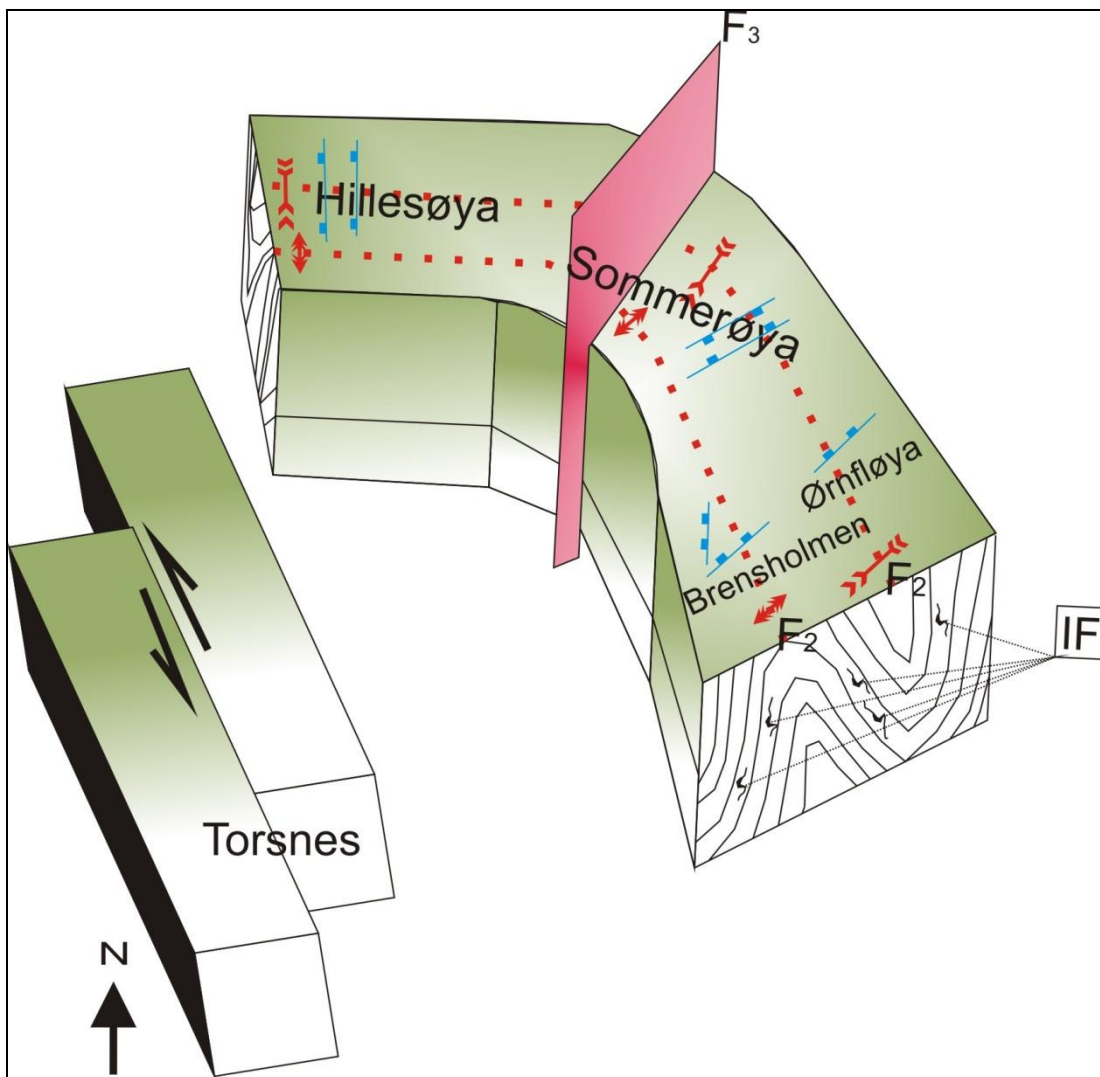
### 5.2.2 Post-Kaledonske sprø forkastninger og sprekker.

Sprø forkastninger defineres på land som langstrakte lineamenter, forsenkninger i terrenget og markerte skrenter (Kap 2.4.1). I blotninger indikerer tilstedeværelsen av utfelte fiberlineasjoner, glidestriper og kataklastiske bergarter, samt relativ forskyvning av bergartene, at det er reelle forkastninger. Mangel på forskyvning og forkastningsbevegelser på gjennomgående bruddplan, indikerer sprekker (Kap 2.4.3) De sprø strukturene stryker gjennomsnittlig NØ-SV og NNØ-SSV og faller vekselvis mot NV og SØ.

Forkastningene i feltområdet kan følges i strøkretning fra titalls meter opp til flere hundre meter. Forkastningene med strøk NØ-SV og NNØ-SSV faller hovedsakelig mot NV og til dels mot SØ og målingen indikerer steile forkastningsplan fra  $60^{\circ}$  til  $88^{\circ}$ . Målinger av glidestriper på forkastningsplanet indikerer både sinistrale og dekstrale skrå bevegelser. Basert på disse observasjonene kan de NØ-SV strykende forkastningen tolkes som utstrakte normalforkastninger med komponenter av sidelengs bevegelser sinistral og dekstral. Forkastningene er de mest dominerende strukturene i feltområdet og kutter den prekambriske foliasjonen, noe som indikerer en yngre alder, i tillegg er det relativt svak påvirkning av kaledonsk fjelkjededannelse (Bergh, et al. 2010), noe som indikerer at forkastningene også er yngre enn den kaledonskfjellkjede dannelsen.

Tidligere kartlagte post-kaledonske forkastninger (Kap 1.4.2.1) i VTGK stryker NØ-SV som Straumbukta-Vanna forkastningskompleks (SVK), Solbergfjord forkastning (SBK), Stronglandseide forkastning (SF) som alle er relatert til Vestfjord-Vanna forkastningskomplekset (VVFK) (Olesen, et al.1997) og den en senere kartlagte Rekvika forkastningen (RF) antas å falle innunder det samme komplekset. VVFK viser sinistral-slip til *dip-slip* bevegelse innledet i perm (Roberts, et al. 2005). De består av høyvinklede semi-duktilt til kataklastiske forkastninger som er av sen jura- tidlig kritt alder (Olesen, et al.1997) og har vært reaktivert flere ganger fra tertiær til nylig (Gabrielsen, et al. 2002). Komplekset utgjør stedvis grensen mellom den prekambriske berggrunnen i vest og kaledonske skyvedekker i øst med vertikalforflytning langs SVK på opp mot 2500 meter ned mot SØ (Zwaan 1998). Langs SBK er det påvist vertikalforflytning på om lag 1000 meter ned mot SSØ (Olesen, et al.1997). NØ-SV og NNØ-SSV strykende forkastninger som er kartlagt fra Lofoten-Vesterålen marginen (LVM) i sør til Finnmarksplattformen i nord er sett i sammenheng med mesozoisk rifting (Gabrielsen, et al. 2002, Roberts, et al 2005, Bergh, et al. 2007, Eig 2008a, Hansen 2009a). Resultater fra tidligere studier på LVM antyder VNV-ØSØ rift retning fra trias til tidlig kritt som resulterte i NNØ-SSV strykende, høyresteppende

normalforkastninger sammenkoblet av NØ-SV strykende forkastninger (Hansen 2009a). I Finnmark er det for de NØ-SV strykende forkastningene antydnet en mesozoisk reaktivering av forkastninger påbegynt i sen paleozoisk (Roberts, et al. 2005). Sprø forkastninger og sprekker i felt området antas med bakgrunn i tidligere studier å være dannet enten ved sen/post-kaledonsk ekstensjon og / eller senere paleozoisk, mesozoisk rifting knyttet til åpningen av Norske- Grønlandshavet.



Figur 5.2. 3D sammenstilling av de ulike strukturene i feltområdet. Intrafoliale folder (IF) med foldeflanker som er transponert ut i hovedgneisfoliasjonen.  $F_2$  folder er definert som variasjon av foliasjonsfallet og refoldes av en regional  $F_3$  fold med NØ-SV strykende foldeakse.  $F_3$  folder er definert som endringer i foliasjonens strøkretning. NØ-SV til NNØ-SSV strykende forkastninger (Blå) kutter foliasjonen. Feltområdet flankeres i sørvest av Torsnesbelte.

### 5.2.3 Landskap og geomorfologi

I feltområdet er landskapet både kupert og flattliggende. Helningsflater skråer slakt mot SØ og faller bratt mot NV (Figur 2.31). Landskapet står i sterk kontrast til landskapet i kystområdene ytre Senja og nærliggende områder på Kvaløya som er høy-alpint med bratte fjellsider og dype daler. Felles for feltområdet og de omliggende områdene er at de er gjennomskåret av lineære skrenter, kløfter og helningsflater.

Flybilder over feltområdet viser at flere av øyene i feltområdet har en karakteristiske utforming og følger strøket til foliasjonen. På flybildet er Sommarøyas tydelige bueform et eksempel på dette. I sør er øyen orientert mot nord og over midten av øyen bøyer den av mot NV og følger foliasjonens strøk. Sett i sammenheng med tidligere nevnte  $F_3$  folder er det en tydelig avbøyning av Sommerøya inn mot hengselsonen (Figur 2.8). Øst for Sommarøya ligger det lange rekker med mindre øyer der rekkene er parallell med foliasjonen. Edøya har en tilnærmet sigmoiddal form og følger foliasjonen. Denne utformingen er også synlig ved Astridalen hvor den nordøstlige halvøyen og øyene nordover bøyes mot NV (Figur 1.4). Ved å sammenligne orientering og retning for de bratt fallende og slakt hellende flatene, er det tilsynelatende god korrelasjon mellom landskapsformene og strukturer i berggrunnen (Kap 2.4.4). Forkastninger i feltområdet stryker NØ-SV til NNØ-SSV som er den samme orienteringen på skrenter og kløfter (Figur 2.31). Skråningen som utgjør forkastningsplan faller bratt mot NV og skråninger som faller inn mot forkastningsplan er slake og skrånstilte mot SØ. I de flattliggende områdene er det observert løsmasser som er både marine strandavsetninger og hav- og fjordavsetninger.



### 5.3 Strukturer på havbunnen

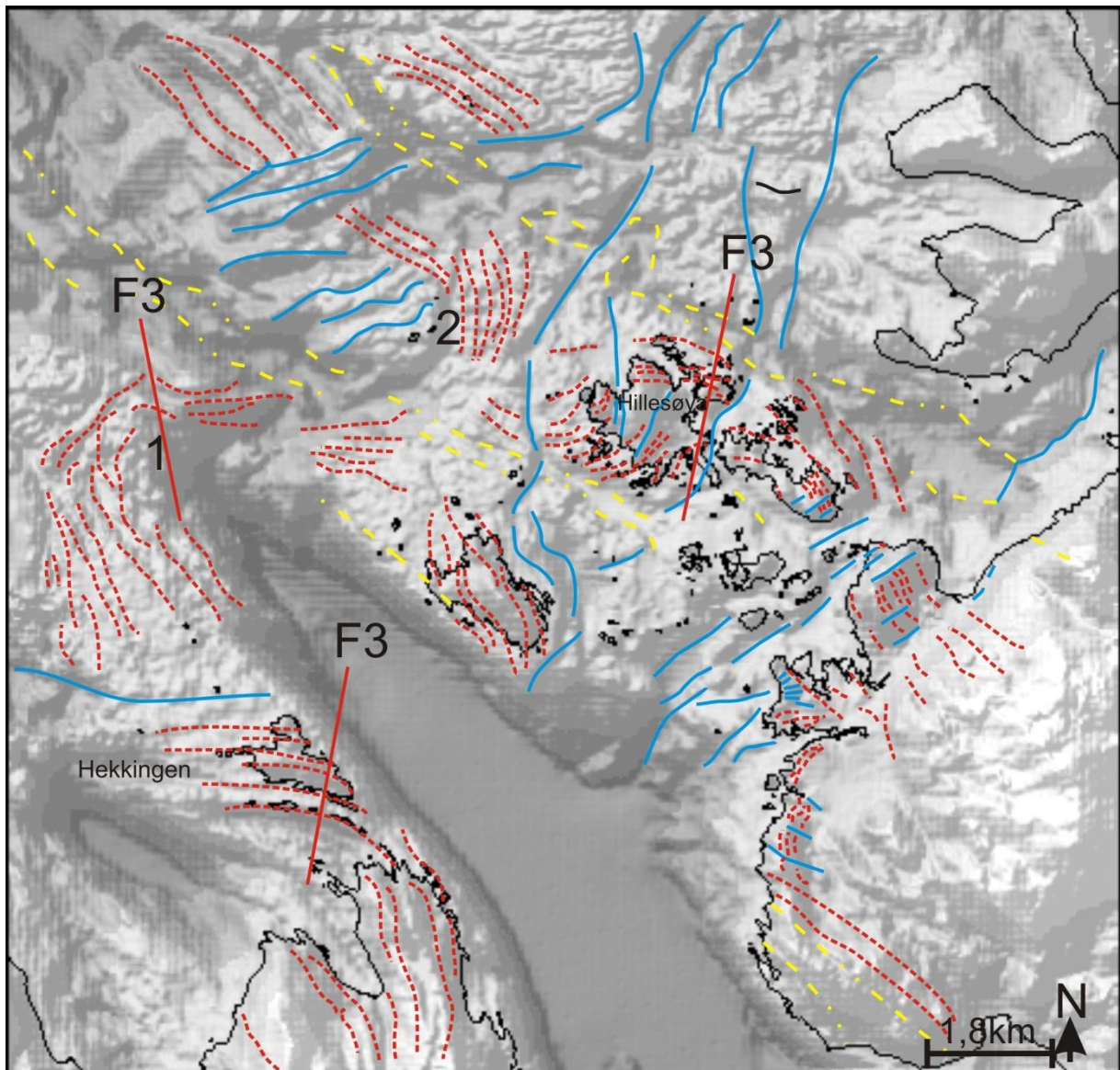
I beskrivelsen av batymetri ble sokkelen delt inn i den grunne delen og den dype delen adskilt ved en markert skrent som tolkes til å være grensen mellom den krystalline prekambriske berggrunnen og de mesozoiske og kenozoiske sedimentære bergartene (Rydningen 2010, OD 2010) På de grunne kystnære områdene kan det observeres et tydelig mønster av både irregulære og regulære lineamenter i de krystalline bergartene. Den dypere delen av sokkelen har derimot et betydelig roligere relieff og tolkes av den grunn til å være dekket av sedimenter overlatt av glasiale avsetninger og formelementer (Kap 3)

Den grunne delen preges av forhøyninger og forsenkninger i tre strøk retninger, NV-SØ, NØ-SV og N-S. De NV-SØ strykende forsinkingene er de mest fremtredende og har helningsflater som faller mot hverandre med omtrent samme fall, slakt mot NØ og SV (Figur 3.3). Den sørligste forsinkingen ligger i Malangsfjorden og flankeres i nord av metasuprakrustale bergarter i Torsnesbeltet og i sør av Astridalbeltet (Bergh, et al.2010). andre forsinkinger som er kartlagt er også parallelle med Torsnes- og Astidalbeltene, og det antas derfor at forsinkingen er styrt av duktile skjærsoner og dør ut mot land.

Strukturer på havbunnen kan tolkes som duktile og relateres til berggrunnen, som regionale foldemønstre (Figur 5.3) Slike mønstre er godt dokumentert på land (Kap 2) hvor gneis foliasjonen er foldet av opptil tre ulike sett med folder ( $F_1$ - $F_3$ ) (Bergh, et al. 2010). Duktile strukturer på land er tolket til å være folder som ved variasjon i fall danner  $F_2$  folder og endring i strøk danner  $F_3$  folder. Det er bare duktile strukturer på land som har en slik avbøyning. På Havbunnen kan det observeres avbøyninger av det som trolig er foliasjon. En større z-form (Figur 5.3) kan med utgangspunkt i foliasjonene avbøyning tolkes til å være en  $F_3$  fold som vist som hengsel sone 1, og  $F_2$  folder rundt hengsel sone 2 med bakgrunn i  $F_2$  folder som stryker over Sommerøya.  $F_3$  folder på land er vist over Hillesøya og Hekkingen og rundt hengsel 1.

NØ-SV strykende strukturer på den grunne sokkelen har ulikt fall på helningsflatene, steil mot NV og slak mot SØ (Figur 3.4). Et påfallende trekk er at N-S strykende strukturer terminerer mot eller går sammen med NNØ-SSV strykende strukturer, noe som antyder at de gjenspeiler forkastnings systemer som er kartlagt på sokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen (Hanssen 2009a). Strukturene på havbunnen som antydes å være sprø mesozoiske/kenozoiske forkastninger og sprekker har hovedsakelig strøketretninger NØ-SV og NNØ-SSV. Strukturer

på land er definert som sprø forkastninger som strekker seg flere ti talls meter i strøk retning, og kan sammenlignes med strukturene på havbunnen.



Figur 5.3 Sammenheng mellom havbunnstrukturer og landstrukturer der foliasjonen (rød) stryker NV-SØ og endrer orientering over Hillesøya, Hekkingen og hengsel 1. Antatte duktile skjærsoner (gul). Sprø forkastninger (blå) stryker NØ-SV. F3 akseplan stryker NØ-SV.

Glasiale avsetninger er i hovedsak lokalisert på overflaten i de dypere delene av studieområdet (Figur 3.6). Området består av de to grunne bankene Malangsrunden og Sveinsgrunden, som er adskilt av trauret Malangsdjupet. Basert på tidligere studier og undersøkelser som er gjort av formelementene i de kenozoiske sedimentene er disse tolket til å være isbre avsetninger dannet under siste istid (Rydningen 2010). Malangsdjupet er tolket til å være dannet av isstrømmer og det er i trauret observert MSGL som går parallelt med trauret. Disse indikerer at isens bevegelses retning har vært fra øst mot vest. MSGL er observert i om

lag 20 traue fra Norskehavet til Svalbard og er tolket som tidligere trasser for isstrømmer (Ottesen, et al. 2005). De kystparallelle traueene Ringvassdjupet og Fallbakkdjupet stryker NØ-SV til NNØ-SSV der den sørøstlige sideveggen definerer krystallingrense og traueene er antatt dannet av selektiv glasial erosjon (Corner pers.med. 2011). De grunnere delene av studieområdet er det ikke kartlagt glasiale avsetninger men den gode blotning av den prekambriske berggrunnen skyldes breerosjon og strandflate dannelse. Langs svakhetssoner som eksisterte før istidene har isen fått godt tak i og grav seg ned langs (Dahl & Sveian 2004). Et eksempel på dette er den dype forsenkningen i Malangsfjorden som stryker NV-SØ og som er tidligere tolket til å være styrt av duktile prekambriske skjærsoner.

#### 5.4 Seismiske data og gravimetri

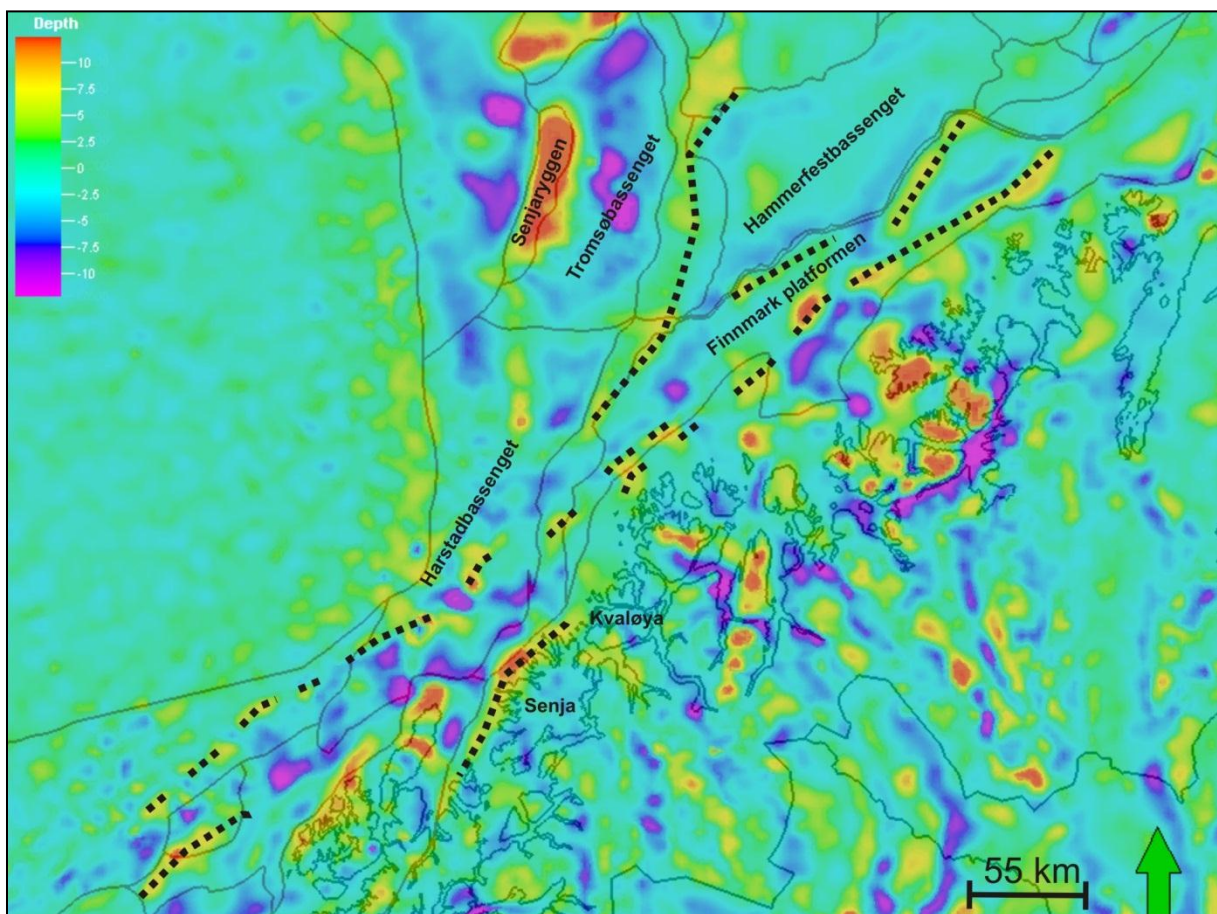
Tolkninger av seismiske data i området Troms II er gjort på et utvalg av linjer (Fig 4.2) fra fire ulike datasett hentet fra Petrobank (Kap 1.5.4). Troms II dekker over midtre deler av Harstadbassenget og den sørlige delen av Finnmarks plattformen. Horisonten Base er tolket fra overgangen av krystalline bergarter og langs den dypeste sammenhengende reflektoren. Over Basereflektoren er det massive pakker med sterkt forkastede mesozoisk avsetninger som overlatt av kenozoiske avsetninger.

Forkastninger som trunkerer Basereflektoren er dominerende NØ-SV til NNØ-SSV strykende og faller henholdsvis mot NV og SØ, og tolkes til å være dannet i minst to perioder. Den tidligste av perioden er relatert til innsynkning og bassengdannelse i midt jura til tidlig kritt og en senere forkastnings periode i kritt skråstiller de avsatte sedimentlagene. Langs kysten av Troms og Finnmark ligger Troms-Finnmarks forkastning kompleks (TFFK) som er antatt å være en eldre svakhetsone som er blitt reaktivert gjennom flere episoder fra perm til eocene (Gabrielsen, et al. 1990) Forkastningskomplekset representerer et strukturelt skille mellom Finnmarksplattformen og Harstadbassenget i området Troms II og stryker NNØ-SSV til NØ-SV. TFFK er en listrisk normal forkastning antatt å være en eldre svakhetsone (Gabrielsen, et al. 1990). Reaktivering av TFFK er antatt å ha vært gjennom flere perioder fram til eocene. Forkastningen som stryker NØ-SV er med bakgrunn i dette tolket til å være en del av TFFK. NV-SØ strykende forkastninger faller mot NØ og SV og trunkere basereflektoren med tilsynelatende laver vinkel enn NØ-SV strykende forkastninger. Senjabruddsone er NNV-SSØ strykende transform forkastning som er antatt å følge en eldre proterozoisk svakhetsone og er utviklet gjennom Oligocen-Miocene (Olesen, et al. 1997, OD 2010). Den er knyttet til havbunnskorpe og en forlengelse inn på kontinental skorpe deler Harstadbassenget i to (OD



2010). De NV-SØ strykende forkastningene sees i sammenheng med forlengelsen av Senjabruddzone (OD 2010).

Basereflektoren skrår jevnt ned mot vest og sørvest, men vest av Malangsgrunnen er det en kraftig heving av reflektoren før den igjen skrår mot vest (Figur 4.3). Den kartlagte hevingen av Basereflektoren har en vertikal forflytning oppover på om lag 1,5 s TWT og stryker NNØ-SSV. På østsiden er det kartlagt en forkastning som stryker NØ-SV og er parallell med hevingen og faller mot SØ (Figur 4.10). På Lofoten-Vesterålen marginen (LVM) er det kartlagt en rekke forkastninger som stryker NØ-SV til NNØ-SSV langs forhøyninger av grunnfjellet (Hansen 2009b). Disse grunnfjells forhøyninger er mulig og lokaliserer på gravimetrisk data som langstrakte NØ-SV strykende positive anomalier (Figur 5.4). I den nordlige delen av Harstadbassenget er det observert en gruppe muligens roterte forkastningsblokker ved bruk av GravMag data (Olesen, et al. 1997). På bakgrunn av seismiske tolkninger i tilstøtende områder og gravimetrisk data tolkes forhøyningen til å være en reell heving av basereflektoren og muligens roterte forkastningsblokker.



Figur 5.4. Gravimetrisk kart med positive verdier vist som røde til gule felt og negative verdier er vist med blå til lilla felt. Langstrakte NØ-SV strykende positive anomalier er uthevet med sorte stiplede linjer.



## 5.5 Land sokkel korrelasjon.

Tidligere i diskusjonen er de ulike studieområdene diskutert med bakgrunn i tidligere studier og egne observasjoner både i felt og studier av data, seismikk og batymetri. I dette avsnittet vil duktile, sprø strukturelementer og landskap bli satt sammen for å kunne gi en helhetlig korrelasjon mellom land og sokkelen i vestlige del av Kvaløya.

I store deler av studieområdet er de duktile strukturene kuttet av sprø strukturer med unntak over Hillesøya, der foliasjonen endrer orientering og forkastninger er subparallele til foliasjonen (Figur 2.27). Sprø strukturer på land stryker NØ-SV til NNØ-SSV og faller bratt mot NV og slakt mot SØ, og disse strukturer kan lokaliseres på havbunnen og direkte korreleres med strukturer på land. På Seismiske tolkninger er det dominerende NØ-SV strykene forkastninger med lokale avbøyninger mot NNØ-SSV.

Duktile strukturer er korrelerbare på land og batymetri, men ut på den dype delen av sokkelen er dette vanskelig, fordi grunnfjellsreflektoren ikke er lokalisert og fordi området er sterkt forkastet og skråstilt (Kap 4). På den grunne delen av sokkelen observeres folder lik dem man finner på land og  $F_2$  og  $F_3$  foldemønstre kan også antydes på havbunnen. Det samme gjelder mer rettlinjete NV-SØ strykende lineamenter som sammenfaller med NV-SØ strykende duktile skjærsoner i metasuprakrustale bergarter på land. NV-SØ strykende sprø forkastninger som er tolket fra seismiske data kan dermed tolkes til å være delvis styrt av denne prekambriske hovedtrenden, det vil si duktile skjærsoner, gneis foliasjonen og metasuprakrustale bergarter. Denne hovedtrenden faller også sammen med retningen for Senjabruddsonen, som betyr at forkastninger med denne orienteringen i seismikken sannsynligvis er regionale sideforkastninger utviklet langs den transforme Barentshavmarginen i kenozoisk tid (Gabrielsen, et al. 1990).

Mange av de observerte landskapsformene i feltområdet er tydelig strukturstyrte (Kap 3) og de bratte skrentene er korrelerbare med sprø forkastninger, mens slake hellende skrenter som skrår inn mot forkastningsplanet kan representere overflaten til en rotert forkastningsblokk. Denne samme asymmetriske formen ser vi på batymetrien (Figur 3.4) hvor det kan antydes horst strukturer eller roterte forkastningsblokker og på seismikken er det lokalisert en mulig rotert forkastningsblokk. Øygruppen Lofoten og Vesterålen definerer en NØ-SV til ØNØ-VSV høyalpin lineær fjellkjede med en asymmetriskform der bratte skrenter faller mot NV og slake skrenter faller mot SØ (Osmundsen, et al. 2010). Fjellkjeden er en hevet del av grunnfjellet eller en horst som mot vest er flankert av inn fylte kritt bassenger og ekstensjons

forkastninger. Den mest framtreddende forkastningen er Vest Lofoten Grense Forkastningen (WTBF) med en vertikal forskyvning på  $> 6$  km ned mot NV (Osmundsen, et al. 2010).

## 5.6 Regional sammenheng.

Av særlig regional interesse knytter det seg muligheten for å korreler sprø forkastninger fra studieområdet med sprø forkastninger mot nordøst (Finnmark) og øst i Troms. I feltområdet stryker hovedforkastningene NØ-SV til NNØ-SSV og antas å være en del av VVFK. VVFK forkastningskompleks ansees som normalforkastning med dekstral-slip til *dip-slip* og stedvis danner den grensen mellom prekambriske og kaledonske bergarter fra Vestfjorden i sør til Vannøy i nord. Forkastningen er initiert i perm (Roberts, et al.2005) og reaktivert flere ganger i mesozoikum (Olesen, et al. 1997). Til tross for mangel på nøyaktige alders dateringer langs Langfjord-Vargsund forkastningen i Finnmark er det foreslått at også disse forkastningene er initiert i devon-karbon eller perm-karbon og er blitt reaktivert i mesozoikum (Roberts, et al. 2005). Det er derfor foreslått av VVFK strekker seg nordøst over inn i Finnmark via flere forgreinede forkastninger som Langfjorden-forkastningen og enda lenger mot nordøst som Vargsund-forkastningen (Roberts, et al. 2005).

NØ-SV til NNØ-SSV sprøstrukturer på vest sidene av krystallin grense som er lokalisert på de seismiske tolkningene antas å falle innunder TFFK. TFFK inkluderer individuelle forkastninger som stryker NNV-SSØ, NØ-SV og ØNØ-VSV og er karakterisert av flere episoder av forkastningsaktivitet og framstår som listriske normal forkastninger (Gabrielsen, et al. 1990). Komplekset er antatt å følge en eldre svakhetsone og kan i den nordøstlige delen følges inn i en preperm sekvens. Men forkastnings aktivitet kan ha forekommet samtidig med initiering av Vargsund-forkastningen i devon-karbon (Roberts, et al. 2005).

Forkastningskomplekset termineres av en VNV-ØSØ strykende forkastning som antas å være en *offshore* forlengelse av Trollfjord-Komagelv forkastningssone (TKFS) (Gabrielsen, et al. 1990). TKFS stryker NV-SØ og har en lang utviklings historie og er antatt å blitt initiert som en ekstensjons struktur i proterozoikum og senere invertert etter fulgt av strike-slip og dip-slip reaktivering i paliozoikum og mezozoikum (Gabrielsen, et al. 2002)

VVFK og TFFK stryker NØ-SV til NNØ-SSV og termineres i nord av Trollfjord-Komagelv forkastningssone. VVFK faller sammen med Vargsund-forkastningen og TFFK er antatt å være initiert samtidig som Vargsund-forkastningen i devon-karbon. Med andre ord VVFK og

TFFK antas å være beslektet med definerer forkastningskomplekser som er lokalisert henholdsvis på land og på sokkelen.

NV-SØ strykende strukturer i området antas å være styrt av prekambriske duktile skjærsoner som Torsnes- og Astridalbeltet og NV-SØ strykende forkastninger lokalisert på seismiske data kan tolkes til å være delvis styrt av den prekambriske hovedtrenden. Senjabruddsoner er antatt å følge en eldre proterozoisk svakhetsone og faller sammen med den prekambriske hovedtrenden, som betyr at NV-SØ strykende forkastninger på seismikken sannsynligvis er regionale sideforkastninger utviklet langs den transforme Barentshavmarginen i kenozoisk tid.

## 6 Konklusjon

Berggrunnen i kystområdene på nordøstlige Senja og Kvaløya i Troms tilhører Vest-Troms gneis region og består av neoarkeiske og paleoproterozoiske tonalittisk gneis og mafiske intrusiver (Kattfjordkomplekset), samt metasuprakrustale og metavulkanske bergarter (Torsnes- og Astridalbelte) med dominerende steil foliasjon som stryker NV-SØ (Bergh, et al. 2010). På Senja viser disse bergartene et utpreget linseformet mønster av duktile skjærsoner og regionale folder. På Kvaløya er det påvist lignende strukturer og en regional  $F_3$  foldestruktur som avbøyer den steiltstående foliasjonen fra NV-SØ til VNV-ØSØ strøk over Hillesøya. Fallet til foliasjonen varierer med posisjonen til kartlagte  $F_2$  folder til å være vertikalt på flankene og tilnærmet horisontalt i hengselsonene. Foldingen av de prekambriske bergartene er ansett som et resultat av polyfase folding i forbindelse med svekofennisk deformasjon. Utformingen av øyer og øygrupper er preget av foliasjons avbøyningen og kan observeres både i feltområdet på Kvaløya og ved Astridal på Senja.

Mesozoiske sprø forkastninger og sprekker stryker NØ-SV til NNØ-SSV og er hovedsakelig foliasjons kuttende. Lokalt opptrer sprøforkastninger subparallelt til den prekambriske foliasjonen det vil si i hengselsonen til regionale  $F_3$  folder. Dette underbygger at lokaliseringen av sprø forkastninger delvis har vært strukturstyrt. Forkastningene er på bakgrunn av kinematiske indikatorer tolket til å være normalforkastninger med komponenter av både sinistrale og dekstrale sidelengs bevegelser. Landskapsformene er preget av skråninger som utgjør forkastningsplanet og faller bratt mot NV og skråninger som faller inn mot forkastningsplanet er slake og skråstilte faller mot SØ. Undersøkelser av batymetri viser at mønsteret med anastomoserende duktile strukturer og sprø forkastninger og sprekker kan direkte korreleres på den grunne delen av studieområdet der det prekambriske grunnfjellet er godt blottet som følge av glasial erosjon og strandflate dannelsen. På den dypere delen av studieområdet er grunnfjellet overlatt av massive mesozoiske sediment pakker og de kenozoiske avsetningen er preget av glasiale avsetninger.

Undersøkelser av seismiske data viser en dominerende forkastnings trend NØ-SV som er relatert til TFFK. En tilsvarende NØ-SV strykende forkastning sone på land danner stedvis grensen mellom kaledonske skyvedekker og prekambrisk grunnfjell. De er begge



antatt å være eldre svakhetsoner som er reaktivert i flere perioder i mesozoikum. Studiet viser at de sprø strukturene som er kartlagt i feltområdet er av mesozoisk alder men kan ha vært initiert allerede i perm. De NV-SØ strykende strukturene er på land definert som duktile skjærsoner, som kan følges på de grunnere delene av batymetrien og er styrt av den prekambriske hovedtrenden. Det antas derfor at de NV-SØ strykende forkastningen i de dypere delene også er strukturstyrte og faller sammen med retningen for Senjabruddsone.

## 7 Referanser

- Antonsdøttir, Vaka. 2006. Structural and kinematic analysis of the post- Caledonian Rekvika Fault Zone, Kvaløya, Troms. Mastergradsoppgave i geologi, Universitetet i Tromsø.
- Andreassen, K., Laberg, J.S., Vorren, T.O. 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, v.97, s. 151-169
- Armitage, P.E.B. & Bergh, S.G. 2005. Structural developments of the Mjelde-Skorelvvatn zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrium West Troms Basement Complex, North Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin 85*, s. 105-119
- Bellec, V.K., Dolan, M.F.J., Bøe, T.T., Rise, L., Buhl-Mortensen, L., & Buhl-Mortensen, P. 2009. Sediment distribution and seabed processes in the Troms II area – offshore North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 89 s. 29-40
- Braathen, A. & Gabrielsen, R.H. 2000. Bruddsoner i fjell –oppbygning og definisjoner. *Gråsteinen 7*.
- Bergh, S.G., Eig, K., Kløvjan, O.S., Henninsen, O., Olesen, O., & Hansen, J-A., 2007. The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology 87*, s.29-58
- Bergh, S.G., Kullerud, K., Armitage, P. E.B., Zwaan, K.B., Corfu, F., Ravna, E.J.K., & Myhre, P.I 2010. Neoproterozoic and Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 90, s. 1-28
- Corfu, F., Armitage, P.E.B., Kullerud, K. & Bergh, S.G. 2003. Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Norges geologiske undersøkelse. Bulletin 441*, 61-72.
- Corner, G.D. 2005. Kap 12. Atlantic coast and fjords. I: Seppälä, M (forf.). *The physical Geography of Fennoscandia*, Oxford Regional Environments Series, Oxford University Press, s. 203-228
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J. 1996. *Structural Geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Doré, A.G. 1991. The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, s. 441-492.
- Doré, A.G., Lundin, E.R., Fichler, C., & Olesen, O. 1997. Patterns of basement structure and reactivation along the NE Atlantic margin. *Journal of the Geological Society of London*, 154, s. 85-92

- Doré, A.G., Lundin, E.R., Jensen, L.N., Birkeland, Ø., Eliassen, P.E., Fichler, C. 1999. Principle tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. I: Fleet, A.J., & Boldy, S.A.R (red.). Petroleum Geology of Northwest Europe. Geological Society, London. Proceedings of the 5th Conference, p 41-61.
- Dahl, R. & Sveian, H. (forf) 2004. Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms. Norges Geologiske undersøkelse, s.
- Eig, K., Bergh, S.G., Henningsen, T., Kløvjan, O.S., Olesen, O. 2008a. Kinematics and relative timing of brittle faults fractures in Lofoten, North Norway: Constraints on the structural development of the Lofoten margin. I: Eig, K. Kinematics, dynamics and development mechanisms of heterogeneous shear fracture patterns within a transtensional stress field: Examples from Moskenes in Lofoten, North Norway. Upublisert Ph.D-artikkel, Universitetet i Tromsø.
- Eig, K., Henningsen, T., Olesen, O., Bergh, S.G. & Hansen J-A. 2008b. Crustal scale inherited Late Caledonian and Devonian structures as a framework for Mesozoic to Cenozoic development of the Lofoten-Vesterålen margin, North Norway. I: Eig, K. Kinematics, dynamics and development mechanisms of heterogeneous shear fracture patterns within a transtensional stress field: Examples from Moskenes in Lofoten, North Norway. Upublisert Ph.D-artikkel, Universitetet i Tromsø.
- Gabrielsen, R. H., Færseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., & Riis, F. 1990. Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region : NPD- bulletin, v. 6, s.1-33.
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. 2002. Tectonic lineaments of Norway. Norwegian Journal of Geology 82, s. 153-174
- Hansen, J-A., Bergh, S.G., Henningsen, T. 2009a. Mesozoic rifting and basin evolution on the Lofoten and Vesterålen Margin, North-Norway: time constraints and regional implications. I: Hansen, J-A. Onshore and offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen margin: Mesozoic and Early Cenozoic structural evolution and morphological implications. Upublisert Ph.D-artikkel, Universitetet i Tromsø.
- Hansen, J-A., Bergh, S.G., Olesen, O., Henningsen, T. 2009b. Onshore and offshore fault correlation on the Lofoten and Vesterålen margin – architecture, evolution and basement control. I: Hansen, J-A. onshore and offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen margin: Mesozoic and Early Cenozoic structural evolution and morphological implications. Upublisert Ph.D-artikkel, Universitetet i Tromsø.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., Haldorsen, S. 1997. Kvartær geologi, Kap. 12. Tertiær og tidlig kvartær, s. 161.
- Kløvjan, O.S. 1988. Tektonikk i den sørlige del av Troms 2. Cand. Scient oppgave. Universitetet i Tromsø, 227s.
- Laberg, J-S., Andreassen, K., Knies, J., Vorren, T.O., & Winsborrow, M. 2010. Late Pliocene development of the Barents Sea Ice Sheet. Geology, Februar 2010; v. 38; no.2, s.107-110.
- NGU. 2011. Norges geologiske undersøkelse. [www.ngu.no](http://www.ngu.no)

- Olesen, O., Torsvik, T.H, Tveten, E., Zwaan, K.B., Løseth, H & Henningsen T. 1997. Basement structures of the continental margin in Lofoten-Loppahavet area, northern Norway: constrains from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 77, s. 15-30.
- O`Leary, D.W., Friedman, J.D. & Pohn, H.A. 1976. Lineaments, linear, lineation: Some proposed new names and standards. *Geological Society of America Bulletin* 87, p. 1463-1469
- Oljedirektoratet (OD). 2010. Geofaglig vurdering av petroleumssressursene i havområdene utenfor Lofoten, Vesterålen og Senja. S. 1-74
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., & Rise, L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°O – 80°O N): *Geological Society of the America Bulletin*, v. 177, s. 1033-1050
- Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Hendriks, B., Bergh, S.G., Hansen, J-A., Dehls, J., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Anda, E., Fredin, O. & Davidsen, B. 2010. Fault-controlled alpine landscapes in Norway. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 167, s.1-16
- Pedersen, B.R.S. 1997. Strukturell analyse av en prekambrisk, duktilt deformert meta-suprakrustalsone (Astridal-skjærsone?) på NØ-Senja, Troms. Hovedfagsoppgave i geologi, Universitetet i Tromsø.
- Roberts, D. & Lippard, S.J. 2005. Inferred Mesozoic faulting in Finnmark: current status and offshore links. *Norges geologiske undersøkelse. Bulletin* 443, s. 55-60
- Rydningen, T. A. 2010. Sen kenozoiske sedimantasjonsmiljø på kontinentalmarginen utenfor Troms. Mastergradsoppgave i geologi. Universitetet i Tromsø, 143 s.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*. V.133, s.191-213.
- ST. Statens kartverk. 1998. Kartblad 1434 III, Hekkingen.
- Vorren, T. O. & Manglerud, J. 2006. Kap 15. Istider kommer og går. I: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (forf.), *Landet blir til*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, s. 478-532
- Zwaan, K.B. 1992. Database for alle geologiske opplysninger om den prekambriske geologien på Kvaløya, Troms fylke. NGU rapport 92.104
- Zwaan, K.B. 1992b. Database for alle geologiske opplysninger om forkastninger og skjærsoner som opptrer på kartblad 1:250 000 Tromsø. NGU rapport 92.107
- Zwaan, K.B., Fareth, E. & Grogang, P.W. 1998. Geologiske kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M: 1:250000. *Norges geologiske undersøkelser*.