

**Paleomagnetiske undersøkingar av dei  
ediacariske Stappogjedde og  
Mortensnes formasjonane,  
Varangerhalvøya, Finnmark**

av

**Katrine Osa**

**Mastergradsoppgåve i geodynamikk**



**Institutt for geovitenskap**

**Universitetet i Bergen**

**Mai 2012**



# Samandrag

Det tilgjengelege paleomagnetiske datagrunnlaget frå Baltica er mangelfullt og knapt i sein neoproterozoisk tid, og gjev eit forvirrande bilete av paleogeografien til Baltica. Dette har ført til teoriar om raske platehastigheitar, sann polvandring og diskusjon rundt globale isdekke i ei "snøballjord". Utfyllande paleomagnetiske undersøkingar kan bidra til å belyse desse problemstillingane.

Mektige sedimentsekvensar på Varangerhalvøya i Finnmark inneheldt eit kontinuerleg geologisk arkiv frå neoproterozoikum som kun i begrensa omfang har vore gjenstand for paleomagnetiske undersøkingar tidlegare. 154 bergartsprøvar frå hovudsakleg leir-slamstein i Stappogjedde formasjonen og diamiktittar frå Mortensnes formasjonen frå ediacara er samla inn under to feltperiodar. I tillegg blei ein lokalitet teke frå slamsteinen i den eldre kryogenske Stanges formasjonen. Desse blei frakta til det paleomagnetiske laboratoriet ved Universitetet i Bergen, målt og undersøkt med omsyn på magnetisk remanensretning og anisotropi av magnetisk susceptibilitet (AMS).

Magnetiseringsintensitetane er forholdsvis høge til å vere sedimentære bergartar og prøvane gjev generelt konsistente retningar med relativt god samling. Prøvane viser ingen sterke indikasjonar på reoppvarming, sekundære prosessar eller deformasjon, men ei sekundær remagnetisering kan ikkje utelukkast på bakgrunn av ein negativ foldtest og at prøvane berre visar ein polaritet. Ei eventuell remagnetisering er foreslått å ha inntruffe kort etter avsetjing av ein deformasjonsepisode under danninga av den timanske fjellkjeda.

Ved samanlikning med tidlegare arbeid av Stappogjedde fm. på Varangerhalvøya gjev denne studien eit betre statistisk grunnlag og ein mykje større konsistens og samling. Nyare og meir følsame magnetometer gjev sannsynlegvis eit meir nøyaktig resultat.

Gitt at Stappogjedde viser primære retningar eller er remagnetisert kort etter avsetjing, plasserer dette Baltica ved svært høge breiddegrader i sein ediacara (ca. 560 Ma) med ein polposisjon på  $73.1^{\circ}\text{N}$  og  $42.3^{\circ}\text{Ø}$  ( $D_p=16.7$ ,  $D_m=16.8$ ) og støttar dermed tidlegare arbeid der resultatane gjev høge breiddegrader.

Målingane av AMS viste ein primær beddingfabric samt teikn på ei seinare tektonisk påverknad frå kaledonsk deformasjon i vest, og moglegvis frå den timanske deformasjonen i aust.



# Føreord

Eg vil først og fremst rette ein stor takk til min hovudrettleiar, Professor Harald J. Walderhaug, for å ha introdusert meg for eit spanande fagfelt, utmerka rettleiing, fruktbare og inspirerande diskusjonar og for si alltid opne dør. Takk til rettleiar Signe Line Røe for lokalkunnskap om Varangerhalvøya.

Professor Reidar Løvlie og forskningsteknikar Martina Suppersberger takkast for teknisk hjelp med måleinstrument og andre faglege tips og innspel ved det paleomagnetiske laboratoriet ved UiB.

Ein spesiell takk går også til medstudent Anett Hovland. Takk for hjelp som feltassistent ved feltarbeid på Varangerhalvøya, for diskusjonar om og hjelp med oppgåva og for elles å vere ein god ven.

Resten av medstudentane ved institutt for geovitenskap fortener ein like stor takk for ei fantastisk studietid, festlege minner og nye venskap.

Til slutt vil eg takke familien min, spesielt mamma og pappa, for alltid å ha trua på det eg gjer og for oppmuntring og støtte. Takk til Øystein, sambuar og kjærast, for alltid gode ord, oppmuntring og tålmod.



# Innhald

1.	Innleiing .....	1
2.	Geologisk og tektonisk rammeverk .....	1
2.1	Global og regional setting .....	1
2.1.1.	Drifthistorie .....	5
2.1.2.	Globale glasiasjonar-snøballjord? .....	7
2.2	Lokal geologi og tektonikk .....	8
2.3	Alderskontroll .....	14
2.4	Prøvetaking .....	15
3.	Paleomagnetisk metode og tidlegare paleomagnetisk arbeid .....	21
3.1	Paleomagnetisk datagrunnlag for Baltica .....	22
3.2	Anormale felt eller sann polvandring i sein prekambrium .....	24
3.3	Tidlegare paleomagnetiske arbeid i Finnmark .....	26
4.	Paleomagnetisk retningsanalyse .....	29
4.1	Metode .....	30
4.2	Resultat frå retningsanalysen .....	33
4.2.1.	Stappogjedde .....	33
4.2.2.	Mortensnes .....	40
4.2.3.	Stangenes .....	44
4.3	Statistikk .....	46
4.3.1.	Stappogjedde .....	47
4.3.2.	Mortensnes .....	49
4.3.3.	Stangenes .....	52
4.3.4.	Statistiske testar: Foldtest og konglomerattest .....	54
5.	Magnetisk mineralogi .....	57
5.1	Bulkmagnetiske eigenskapar .....	58
5.2	IRM-H og hysteresekurver .....	60
5.2.1.	Resultat frå IRM-H og hysteresekurver .....	61
5.3	Termomagnetisk analyse (TMA) .....	71
5.3.1.	Resultat frå TMA .....	72
5.4	Susceptibilitet .....	78

## Innhald

---

6.	Anisotropisk Magnetisk Susceptibilitet .....	81
6.1	Metode .....	82
6.2	Resultat frå AMS .....	83
7.	Diskusjon .....	91
7.1	Evidensar for og imot ei primær remanensretning .....	91
7.2	Alder for ei eventuell remagnetisering .....	97
7.3	Paleogeografisk rekonstruksjon .....	102
7.4	Samanlikning med tidlegare arbeid .....	104
7.5	Implikasjonar for teoriar om nondipolfelt og raske akseskift.....	109
7.6	Implikasjonar for glasiasjonar i ediacara .....	109
7.7	Tektoniske implikasjonar for Baltica og Varanger .....	110
7.8	Vidare arbeid.....	110
8.	Oppsummering og konklusjon.....	111
9.	Referansar .....	113



# 1. Innleiing

Neoproterozoikum er ein viktig periode i jordas historie med oppsprekking av superkontinentet som vert kalla Rodinia, moglege globale glasiasjonar og etterkvart den kambriske eksplosjonen av livsformer.

Paleomagnetiske data frå denne perioden er viktig for å rekonstruere paleogeografi og miljø. Dessverre gjev resultata frå denne tida og då spesielt ediacara, til og med frå dei best studerte kontinenta Laurentia og Baltica eit forvirrande bilete. Dataa indikerer høge platehastigheitar som er godt over dagens plater sin fart. Forslag til forklaringar har vore mange, blant anna kan hurtig forskyving av jordas rotasjonsakse og eit magnetfelt med retning og konfigurasjon som er svært ulikt frå dagens aksiale dipolfelt vere ei forklaring, eller at det rett og slett skuldast eit mangelfullt eller dårleg datagrunnlag. Dei siste åra har følsemda til instrumenta vorte betydeleg betre og målingane meir nøyaktige. Dette masterprosjektet har som mål å prøve å forbetre dei dårlege dataa frå Baltica ved å undersøkje det kontinuerlege geologiske arkivet i dei mektige sedimentsekvensane på Varangerhalvøya i Finnmark som før kun i avgrensa omfang har vore gjenstand for paleomagnetiske undersøkingar. Tidlegare paleomagnetiske studier frå Baltica har fokusert på vulkanske bergartar frå dolerittgangar i Egersundområdet (Egersund og Hunnedalen), karbonatittkompleksa i Fenfeltet i Telemark og på Alnø nær Sundsvall i Sverige. I tillegg er det mål om å gjere ein paleogeografisk rekonstruksjon av Baltica og prøve å bestemme om dei kjende Varanger glasiasjonane kan knytast til eit globalt Snøballjord-scenario, og om nye data framleis tyder på akseksift og raske platehastigheitar.

Det blei samla inn 154 prøvar frå 14 lokalitetar på sørlege deler av Varangerhalvøya i Finnmark. Majoriteten av prøvane er leir-slamskifer frå Stappogjedde formasjonen og diamiktittar frå Mortensnes formasjonen av ediacarisk alder. Ein lokalitet er i tillegg frå slamskiferen i Stangenes formasjonen av eldre kryogensk alder. Prøvane blei deretter

målt ved det paleomagnetiske laboratoriet ved Universitet i Bergen og analysert med omsyn på å avdekke den primære remanenskomponenten.

Oppgåva er delt inn i 9 kapittel. Kapittel 2 gjev ei innføring i det geologiske og tektoniske rammeverket til studieområdet, samt ei oversikt over prøvetaking, før kapittel 3 beskriv paleomagnetisk metode og tidlegare utførte arbeid i studieområdet. Kapittel 4 presenterer resultata frå demagnetisering og paleomagnetisk retningsanalyse med tilhøyrande statistikk. Kapittel 5 og 6 tek for seg høvesvis den magnetiske mineralogien til bergartane og AMS (Anisotropisk magnetisk susceptibilitet) i prøvane. Til slutt føl ein diskusjon av resultata i kapittel 7 og ei kortfatta oppsummering og konklusjon i kapittel 8 før kapittel 9 gjev referansane brukt i denne oppgåva

## 2. Geologisk og tektonisk rammeverk

Noreg er i dag del av den Eurasiske plata saman med Russland, Asia og Europa som oppnådde store delar av si noverande form gjennom kollisjon mellom Europa og Asia langs Uralfjella i perm, og seinare lukking av Tethyshavet i sør. I eit atskilleg lengre tidsperspektiv vert Noreg definert som ein del av plata Baltica som består av Skandinavia, vestlege delar av Russland og Ukraina, avgrensa av Ural i aust og Tornquist sona i sør. Ei gjennomgang av den globale og regionale settinga vil først verte presentert for deretter å presentere den lokale geologien og tektonikken og ei oversikt over prøvetaking.

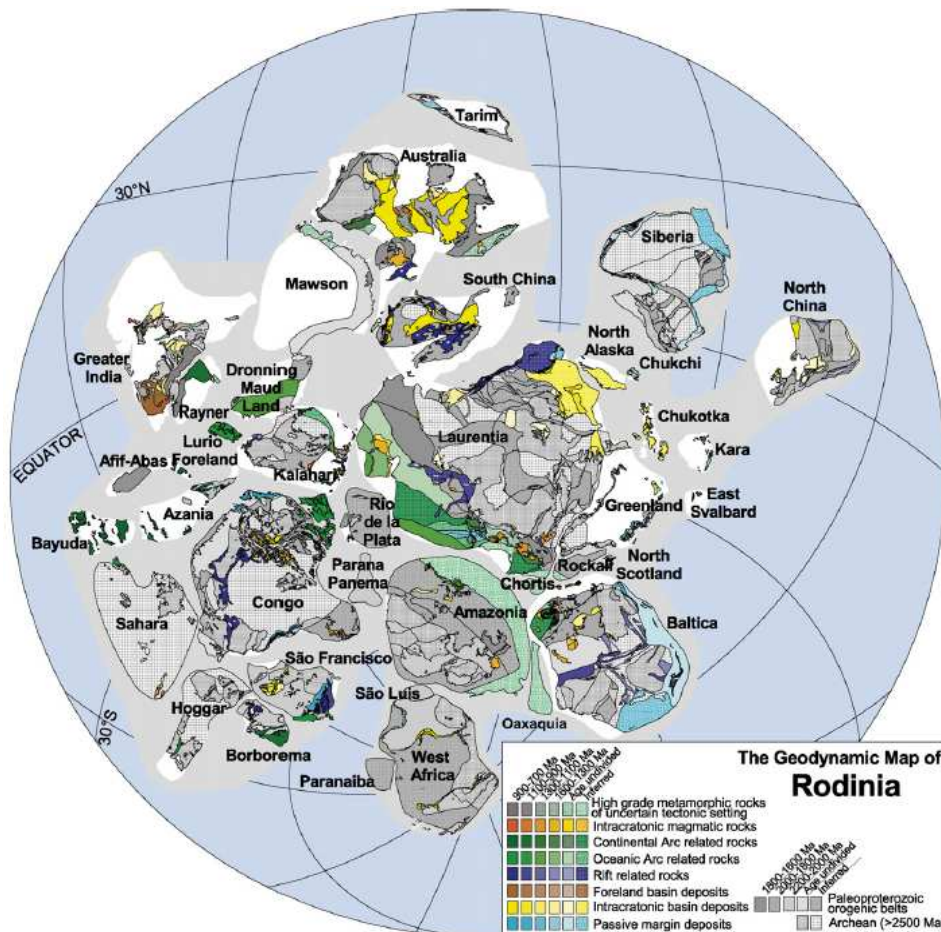
### 2.1 Global og regional setting

Følgjande syntese er henta frå Cocks og Torsvik (2005), Li et al. (2008), Meert og Torsvik (2003), Torsvik og Cocks (2005) og Torsvik et al. (1996) og referansar der i.

Sein mesoproterozoikum og neoproterozoikum er viktige periodar i jordas historie der det er postulert både formasjon og oppsprekking av superkontinentet Rodinia som var etterfølgd av det langvarige mindre superkontinentet Gondwanaland, moglege globale superplumar og raske TPW (sann polvandring) hendingar, repeterte låg-breiddegrads glasiasjonar og til slutt den kambriske eksplosjonen av multicella livsformer og byrjinga på ein platedynamikk og eit klimasystem som liknar dagens. Desse hendingane og linken mellom dei er kontroversielle og omdiskuterte.

Det er stor semje om at nær slutten av prekambrium var dei fleste landmassar på jorda sannsynlegvis samla i eit superkontinent kalla Rodinia, men detaljane rundt formasjon, konfigurasjon og oppsprekking av Rodinia er usikker og vert enno debattert. Rodinia er foreslått danna mellom 1300 Ma og 900 Ma gjennom ei rekkje orogenske hendingar som trinnvis samla Rodinia til eit superkontinent (Dalziel, 1991, Hoffman, 1991, Moores,

1991). Dei fleste modellar framstiller konfigurasjonen til Rodinia som ei utvikling rundt dei metamorfe foldebeltene Grenvillian-Sveconorwegian-Kibaran (~1350-1000 Ma), der Laurentia er kjerna i superkontinentet med Gondwanaland langs dagens vestlege margin og med Amazonia og Baltica langs dagens søraustlege margin (Figur 2.1).



Figur 2.1: Forenkla kart over Rodinia med paleogeografisk plassering av dei ulike elementa for ca. 900 Ma. Frå Li et al. (2008).

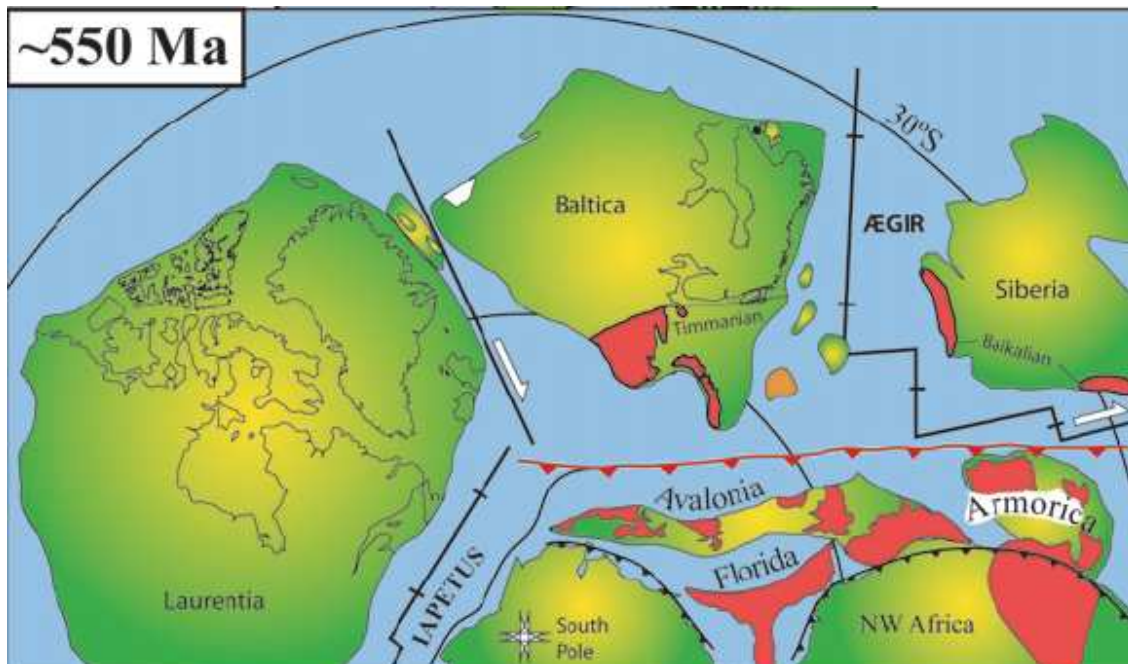
Etter endeleg samling eksisterte Rodinia i ca. 150 millionar år før omfattande rifting mellom 825 Ma og 740 Ma førde til oppsprekking av Rodinia. Kontinental rifting langs den austlege og sørlege margin av Laurentia kan ha starta ca 750 Ma (Su et al., 1994, Fetter og Goldberg, 1995, Aleinikoff et al., 1995), men det er seinare ved 615-570 Ma magmatiske pulser vanlegvis vert tolka til å representere oppsprekkinga og opninga av

Iapetushavet. Mellom Laurentia og Baltica først, deretter mellom Laurentia og Amazonia (Cawood et al., 2001, Cawood og Pisarevsky, 2006).

For denne oppgåva vil oppsprekkinga mellom Baltica og Laurentia og tida etter vere høgst relevant. Dersom desse aldrane er korrekte vil dei paleomagnetiske resultatane frå Baltica frå før 615 Ma representere Rodinia med både Laurentia og Baltica, mens etter vil representere tida etter oppsprekking og Baltica aleine. Om ein ser dette lys av dei studerte formasjonane i denne studien kan ein forsiktig anta at dei paleomagnetiske resultatane frå Mortensnes fm. representerer tida under oppsprekking og Stappogjedde fm. etter oppsprekking, eller eventuelt begge etter oppsprekking.

Under og umiddelbart etter oppsprekking av siste del av Rodinia byrja samlinga av eit nytt, mindre superkontinent kalla Gondwanaland. Ved ca. 540-530 Ma var den endelege samlinga av Gondwanaland ferdig. Derimot opptredde Laurentia, Baltica og Siberia som uavhengige kontinent og var ikkje del av Gondwanaland.

Baltica blei eit sjølvstendig kontinent ved opninga av Iapetushavet mellom Baltica og Laurentia. Akkurat når er usikkert, men det er foreslått ein endeleg separasjon mellom 570 og 550 Ma nær slutten på prekambrium. Baltica og Siberia var separert av Ægirhavet. Figur 2.2 viser ein postulert tektonisk situasjon rett etter opninga av Iapetus havet mellom Baltica og Laurentia. Gjennom midtre- til sein-edicara (560-550 Ma) skifta dagens nordlege del av den nordvestlege marginen til Baltica frå å vere eit tektonisk ekstensjonsregime til ein aktiv margin, og førte til danninga av den Timanske fjellkjeda ved akkresjon av ulike mikrokontinentale blokker til Baltica.



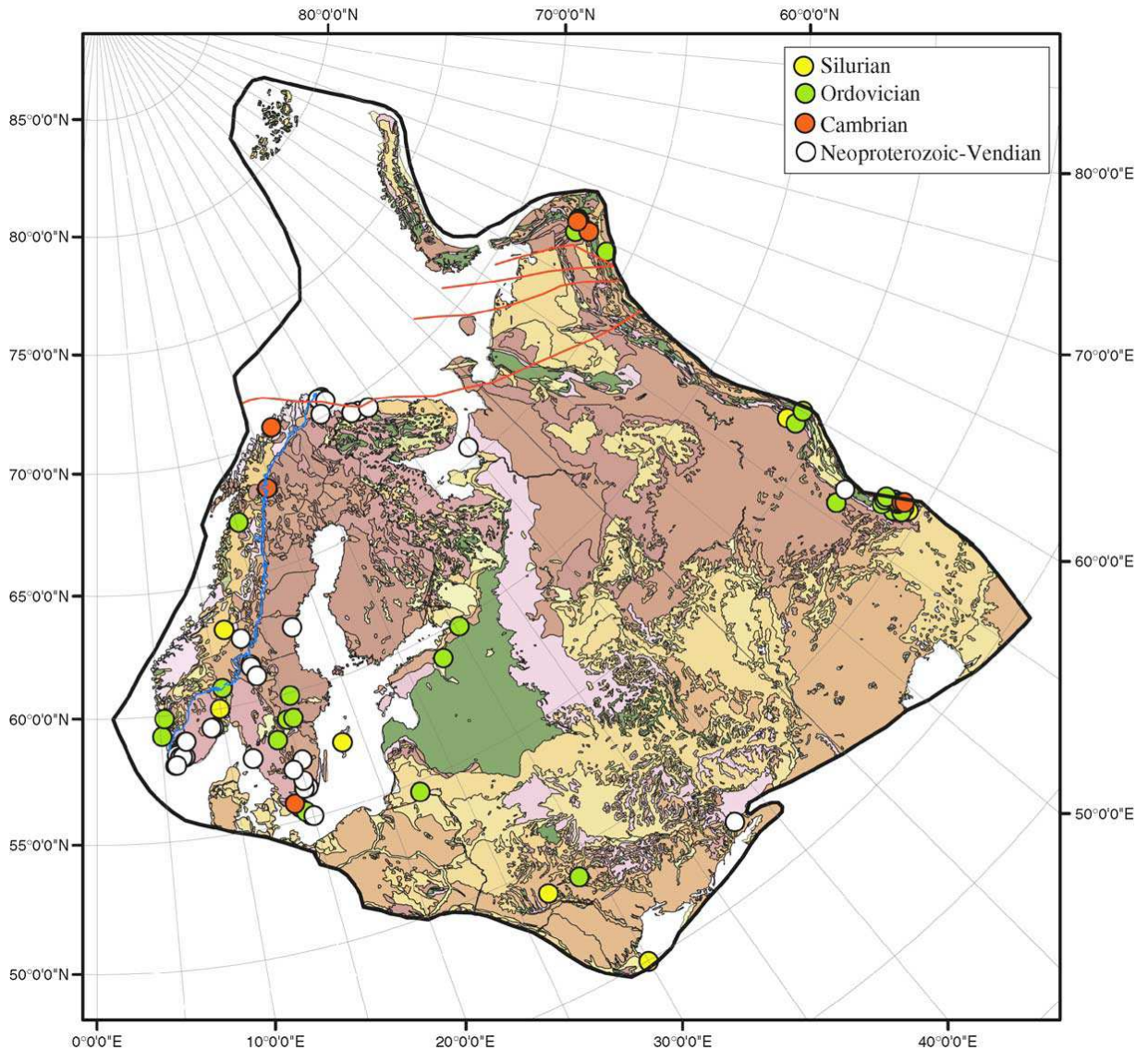
**Figur 2.2:** Paleogeografisk rekonstruksjon av Baltica og omkringliggende kontinent i sein ediacara ca. 550 Ma. Dei raude områda er regionar som viser evidens for Timansk (Baikal), Avalonsk og Cadomiansk deformasjon, akkresjon og vulkanisme. Frå Torsvik og Cocks (2005).

Baltica eksisterte som ein uavhengig, sjølvstendig landmasse frå då den skildest frå Laurentia (570–550 Ma) til kollisjonen med Avalonia i sein Ordovicium ca. 443 Ma. I løpet av denne tida roterte Baltica meir enn 120° som førte til at dagens austlege del av Baltica (Ural) var vendt mot nordaustlege Laurentia i sein prekambrium (Figur 2.2). Ved inngangen til kambrium ved 542 Ma opplever verda ein eksplosjon av livsformer med multicella liv.

Figur 2.3 viser den interne geografien til Baltica slik den kan ha sett ut etter akkresjon av dei timanske mikrokontinenta ca 550 Ma. Den interne geografien til Baltica var stort sett lik gjennom kambrium og ordovicium fram til silur då Laurentia kolliderte med Baltica og den Kaledonske fjellkjeda vart danna.

Baltica besto av tre områder gjennom Prekambrium: Volgo-Uralia, Samatia og Fennoskandia der Noreg låg på den Fennoskandiske delen av plata. Fennoskandia vert igjen delt inn i to deler: eit nordaustleg arkeisk domene og eit sørvestleg proterozoisk

domene med bergartar høvesvis datert frå 3.5-2.7 Ga og 2.5-1.7 Ga (Bogdanova et al., 2001).

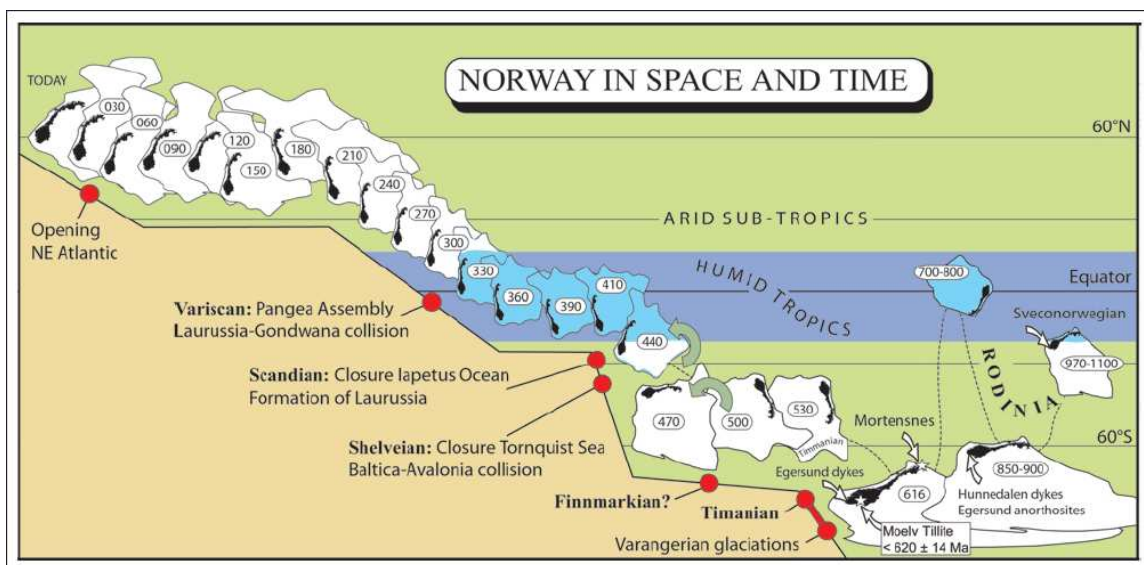


**Figur 2.3:** Baltica med plassering og geologi som i dag. Dei raude linjene i nord representerer akkresjonen av dei mikrokontinentale blokker under den timanske orogenesen. Paleomagnetiske undersøkingar er markert av dei farga sirklane. Merk kvite sirklar for undersøkingar frå neoproterozoikum. Frå Cocks og Torsvik (2005).

### 2.1.1. Drifthistorie

Frå dei tilgjengelege paleomagnetiske dataa kan det konstruerast ein drifthistorie for Baltica. Figur 2.4 viser den generelle drifthistoria til Noreg dei siste 600 Ma og er

assosiert med store rotasjonar, drifting i nordleg retning, med unntak av korte periodar med sørleg drift. Den vitnar om ein historie frå sørlege arktiske breiddegrader, nordover gjennom ekvatorielle og sub tropiske klima til dagens posisjon på den nordlege halvkula med eit temperert til arktisk klima. I perioden mellom sein proterozoikum til i dag har området som no representerer Noreg først danna den austlege marginen til Rodinia, frå ca. 550 Ma den vestlege marginen til Baltica, så midtre delar av Laurussia/Euramerika for til slutt å ende nordvest på Eurasia der Noreg ligg i dag.



**Figur 2.4:** Viser drifthistoria til Baltica frå neoproterozoikum til i dag basert på paleomagnetiske resultat. Ved 750 Ma er Baltica ved paleoekvator som ein del av Rodinia, men forflytta seg til ei plassering nær sørpolen ved 600-615 Ma basert på paleomagnetiske data frå Egersund gangene (Walderhaug et al., 2007). Deretter nordleg drift til låge breiddegrader ved 425 Ma og den kaledonske fjellkjedefoldinga, før forsetjing til dagens nordlege plassering. I tillegg er drifthistoria assosiert med store rotasjonar av Baltica. Figur frå Torsvik og Cocks (2005).

Torsvik et al. (1996) hevdar at Laurentia og Baltica for tidsintervallet 760 til ca. 600 Ma sannsynlegvis hadde ein felles drifthistorie mens dei roterte med klokka og dreiv sørover frå ein ekvatoriell posisjon under opninga av Proto-Stillehavet mellom Laurentia og Aust Gondwana (første gongs oppsprekking av Rodinia). På veg mot sørpolen, blei Baltica og Laurentia dekkja av is under Varanger glasiasjonane, som alternativt kan vere eit uttrykk for store globale glasiasjonar og ein eventuell snøballjordteori (Kirschvink, 1992, Hoffman et al., 1998). Rundt 600 Ma starta som sagt Baltica og Laurentia å skiljast frå kvarande for å danne Iapetushavet gjennom asymmetrisk rifting og relative rotasjonar



opp til 180°. Drifthistoria til Noreg kan konstruerast med relativt stor konfidens frå kambrium og er veldefinert for tidleg ordovicium på grunn av truverdige paleomagnetiske data (Torsvik og Rehnstrom, 2003) og tilgangen på fossil (Torsvik et al., 1996). Torsvik og Rehnstrom (2001) argumenterer for at Baltica låg ved sørlege breiddegrader (30-60 S) gjennom ediacara og kambrium, var geografisk invertert og at dagens nordlege Baltica var snudd mot den NV kysten til Gondwana som dekkja sørpolen.

### **2.1.2. Globale glasiasjonar-snøballjord?**

Sein neoproterozoiske (ca 750, 635 og 570 Ma) glasiale avsetjingar kan observerast på dei fleste kontinent (Evans, 2000). Paleomagnetiske data har indikert at desse vart danna då kontinenta var ved låge breiddegrader. For å forklare dette er store globale glasiasjonar og ei "Snøballjord" hypotese foreslått av (Kirschvink, 1992, Hoffman et al., 1998) som referert i Hoffman og Schrag (2002). Denne går ut på at den sedimentære lagrekkja har så mange likheitstrekk, blant anna overliggjande dolomittlag ("cap carbonates"), at den berre kan forklarast med ein serie av globale glasiasjonar som når havnivå også ved ekvator. Ideane om ei fullstendig isdekkja jord er kontroversielle og ein alternativ teori om ei "slushballjord" (Hyde et al., 2000, Kerr, 2010) kan vere ei meir plausibel forklaring. Dette forslaget går ut på at i staden for ei fullstendig isdekkja jord er jorda enno prega av store glasiasjonar, men truleg ikkje i like stor grad globale og at det kan ha vore opne hav ved ekvator. Også andre hypotesar er foreslått for å forklare dei globale glasiasjonane, blant anna "the high obliquity" hypotesen av Williams (1975) som inneber at jorda roterte rundt ein svært skråstilt akse (>54°). Dette kan ha gjort temperaturane lågare ved ekvator enn ved polane og opnar på den måten for moglegheita for glasiasjonar ved ekvator.

Tilgjengelege data gjev bevis for at det eksisterte minst tre store sein-neoproteroziske glasiasjonar: den ca. 720 Ma Sturtian glasiasjonen, ca. 630 Ma Marionan og ca. 580 Gaskier glasiasjonen (Halverson et al., 2005). Av desse er Sturtian og Marionan antatt å vere snøballepisodar, mens Gaskier er antatt å vere mindre enn dei to føregåande (Bingen et al., 2005).

Frå Baltica inneheldt den neoproterozoiske lagrekkja diamiktittar frå Varangerhalvøya i Finnmark: Smalfjord formasjonen og Mortensnes formasjonen som seinare i kapitlet vert plassert i ein stratigrafisk samanheng. Den eldste av dei (Smalfjord fm.) representerer ein referansehorisont for dei kjende såkalla Varanger glasiasonane (Hoffman og Schrag, 2002). I tillegg er også ein diamiktitt frå Hedmark gruppa i SØ Noreg, Moelv tillitten, antatt å vere ein glisial avsetjing av neoproterozoisk alder datert til å vere yngre enn  $620 \pm 14$  Ma (Bingen et al., 2005). Smalfjord formasjonen er lokalt overlaga eit tynt dolomittlag, mens Mortensnes og Moelv manglar dette. På bakgrunn av sekvenstratigrafi, er Moelv tillitten korrelert med Mortensnes fm. (t.d. Evans, 2000).

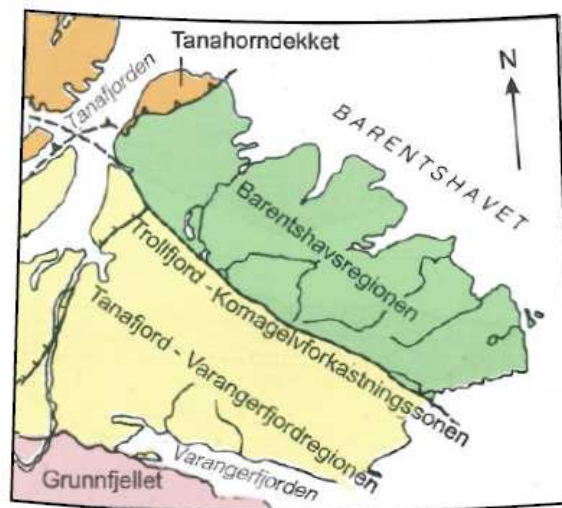
Om det er aksept for at Marinoan glasiasonen er datert til  $636 \pm 1$  Ma (Hoffman et al. 2004) er det usannsynleg at det kan korrelerast mellom Moelv tillitten, Mortensnes fm. og glasiase avsetjingar frå Marinoan. Derimot er det kjemisk-stratigrafiske evidens for post-Marinoan neoproterozoiske glasiase avsetjingar på fleire kontinent som generelt manglar eller viser eit dårleg utvikla overliggjande dolomittlag i likskap med Mortensnes fm. og Moelv tillitten. Litologiske og geokronologiske data gjev grunn til at det derfor kan korrelerast mellom Moelv, Mortensnes og andre antatt post-Marinoan glasiase avsetjingar, og reflektere ein glasiase ved ca. 580 Ma (Bingen et al., 2005).

### **2.2 Lokal geologi og tektonikk**

Studieområdet for denne oppgåva er Varangerhalvøya i Finnmark lokalisert i den nordaustlegaste delen av Noreg. Geologien og den geologiske utviklinga på Varangerhalvøya er etter kvart godt kjent og kjem frå detaljerte undersøkingar av stratigrafi, sedimentologi og tektonikk. Desse undersøkingane, utført av ei rekkje geologar, er oppsummert i Siedlecka og Roberts (1992) og Siedlecka et al. (1998) og er utgangspunktet for følgjande framstilling av den lokale geologien og tektonikken på Varangerhalvøya.

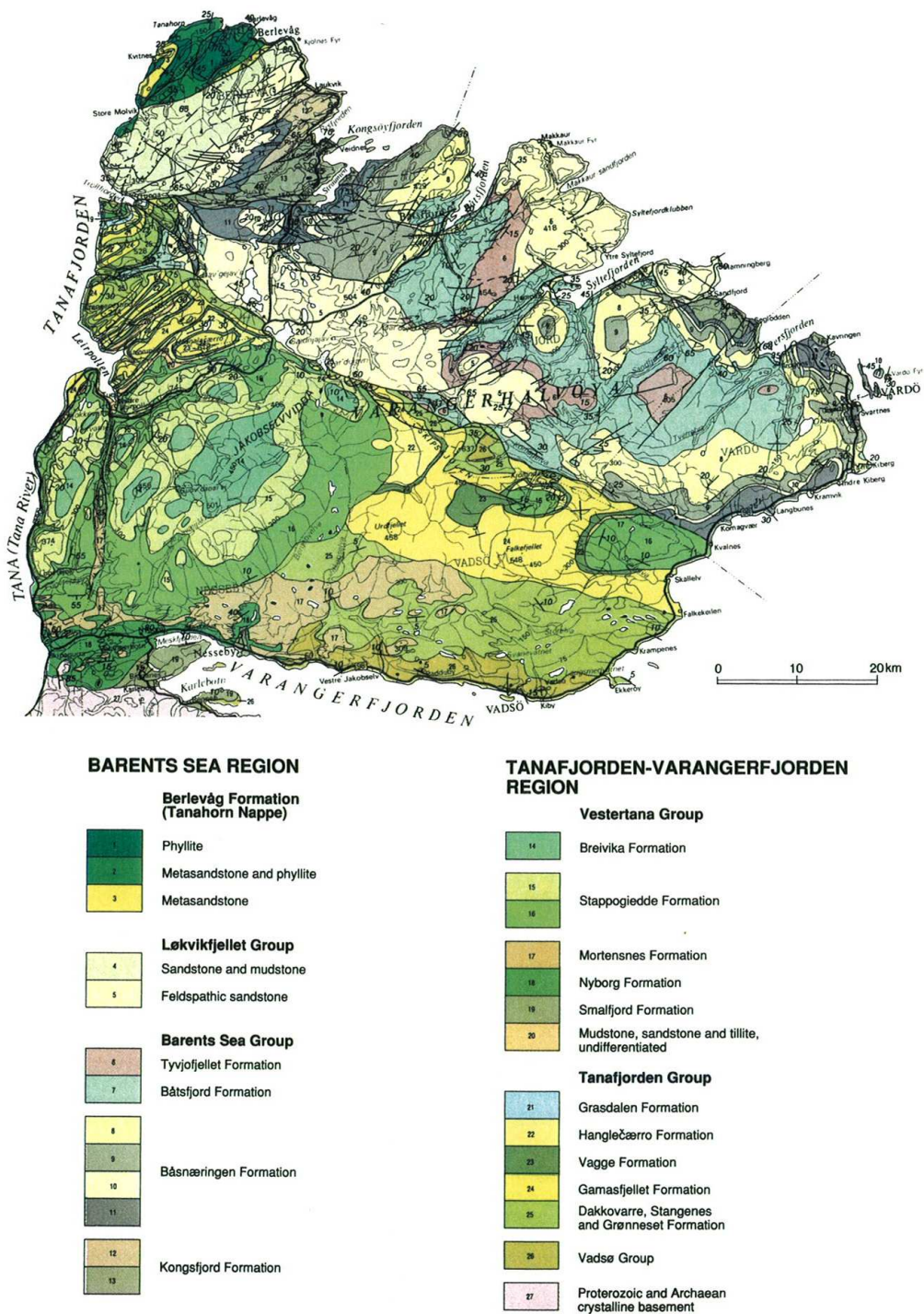
Berggrunnsgeologien på Varangerhalvøya består nesten utelukkande av sedimentære bergartar frå sein prekambrium med lagdelt sandstein og skifer og noko konglomerat. Dette ligg direkte på prekambrisk krystallinsk grunnfjell med aldrar på 1800-1750 Ma og kan observerast sør for Varangerhalvøya.

Trollfjord-Komagelv forkastningssona (TKFZ) er ein viktig og framtrèdande struktur som deler halvøya i to geologisk ulike område: ein sørleg Tanafjord-Varangerfjord Region (TVR) og ein nordleg Barentshav Region (BSR) (Figur 2.5 og Figur 2.6). På begge sider av forkastningssona er alderen til dei sedimentære sekvensane omtrent den same, men har store forskjellar når det gjeld tjukkelse og litologi.



**Figur 2.5:** Geologiske hovedeiningar på Varangerhalvøya og omegn. TVR i gult og BSR i grønt. Grunnfjell i rosa og det kaledonske dekket i oransje i NV. Frå Siedlecka et al. (1998).

## Kapittel 2 - Geologisk og tektonisk rammeverk



Figur 2.6: Bergrunnskart over Varangerhalvøya. Frå Siedlecka og Roberts (1992).

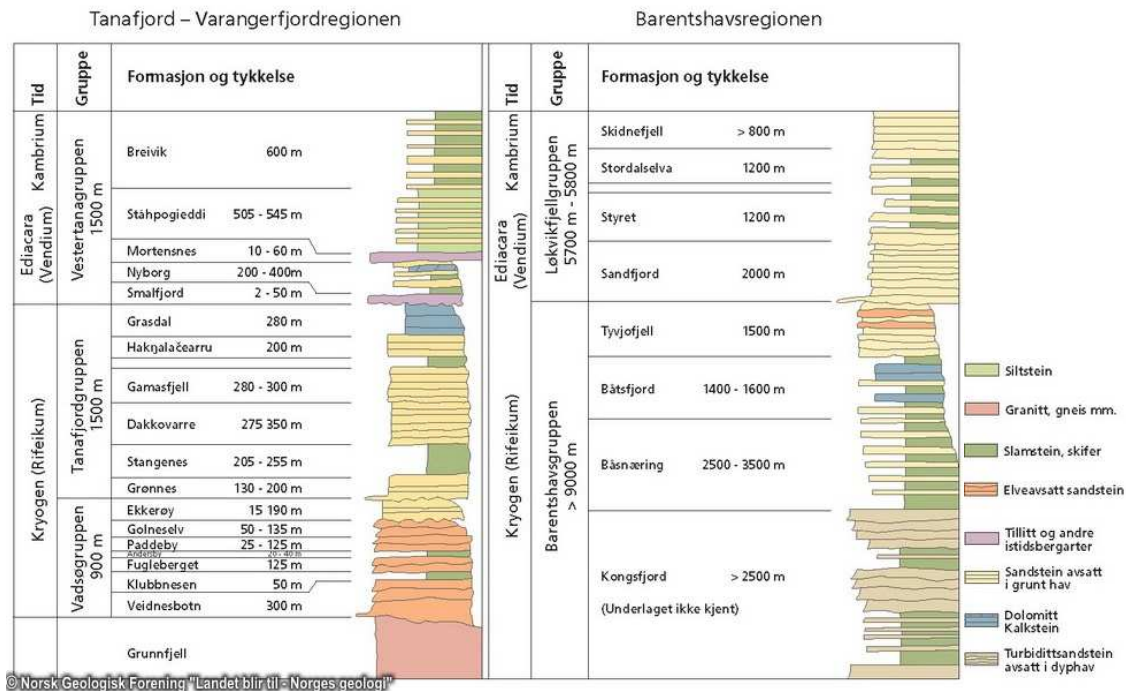
TVR sør for TKFZ består av antatt autoktone sediment frå sein kryogen og ediacara og består av Vadsøgruppa, Tanafjordgruppa og Vestertanagrappa (Figur 2.6 og Figur 2.7). Den eldste Vadsøgruppa ligg direkte på det krystallinske grunnfjellet, elles er TVR karakterisert ved fleire inkonformitetar. Til saman er ein ca. 4000 m tjukk sekvens av hovudsakleg sandstein og skifer avsett på kontinentalhylla langs den nordaustlege kysten av Baltica, dominert av eit kystmarint, fluvialt og grunnmarint avsetjingsmiljø. Unntaka er to diamiktittbærande formasjonar (Smalfjord fm. og Mortensnes fm.) i nedste del av den ediacariske Vestertanagrappa antatt å vere av glasialt opphav (Edwards, 1984). Ei alternativ, og kontroversiell, tolking er at desse i staden for å vere glasiale avsetjingar heller er avsett av subakvatiske debris/gravitasjonsstrømmar (Arnaud og Eyles, 2002).

Den nordlege BSR består av alloktone sediment som inneheldt Barentshavgruppa og Løkvikfjellgruppa av sein kryogen eller ediacarisk alder (Figur 2.6 og Figur 2.7). Dei er til saman over 15 000 m tjukke og er avsett i eit djupt basseng som gradvis vart fylt igjen og består av tjukke turbidittsekvensar i den eldste Barentshavgruppa til grunnmarine avsetjingar i den yngre Løvikfjellgruppa. Det er ingen spor etter tillittbærande formasjonar i BSR. Lagrekkja i BSR er antatt å flytta ein ukjend avstand mot søraust langs TKFZ som ein høgrelaterale strike-slip rørsle. Underlaget for lagrekkja er også ukjend.

Laga sør for TKFZ er lite deformerte og tilnærma flate lagdelte lag, mens laga på nordsida har vore utsett for deformasjon og metamorfose i større grad med foldar, mindre forkastningar og danning av kløv og skifrigheit, og nokre plassar vertikal tilt av laga i motsetnad til dei flatliggjande i sør.

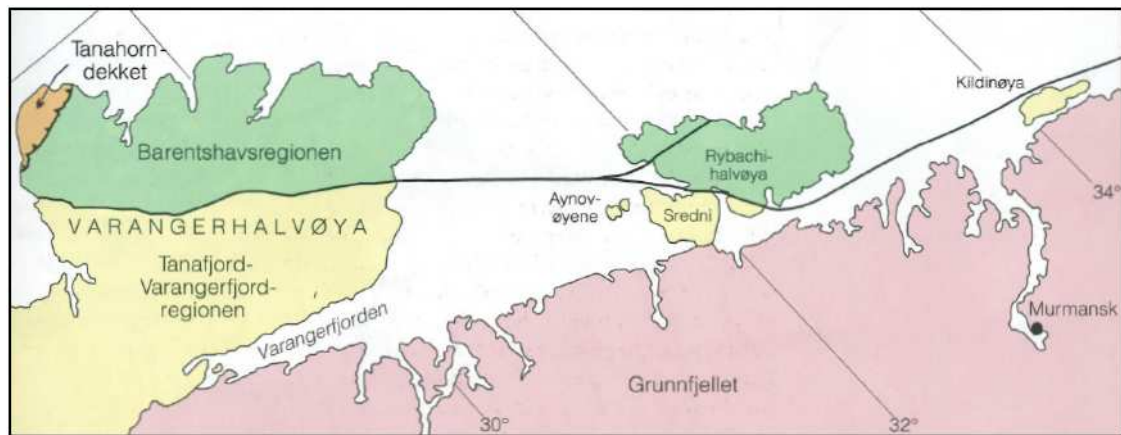
I vest og nordvest av halvøya er den kaledonske front markert ved skyvegrensene for Kalakkdekket, Lakesefjorddekket og Gaissadekket (Figur 2.6 og Figur 2.7). Sporene etter denne deformasjonen døyr gradvis ut mot aust.

## Kapittel 2 - Geologisk og tektonisk rammeverk



**Figur 2.7** Forenkla stratigrafi av TVR sør for, og BSR nord for TKFZ. Frå Ramberg et al. (2007) basert på stratigrafi i Siedlecka og Roberts (1992).

TKFZ har ein NV-SØ retning, er ca. 75 km lang og er 1 til 5 km vid. Det er foreslått at den allereie i Arkeikum var ei svakheitssone (Herrevold et al., 2009). Gjennom midt og sein proterozoikum fungerte den som ein normalforkastning med ein passiv margin sedimentasjon. Seinare har den vore reaktivert i både kontraksjons-, lateral- og ekstensjonsregime. Vanlegvis er den referert som ein høgrelaterale sidelengsforkastning (Roberts og Siedlecka, 2002). TKFZ forsett søraustover inn i Russland langs den nordlege kystlinja av Kolahalvøya gjennom Rybachi og Sredni halvøyene og vidare inn i Timan fjella som den Sentrale Timan Forkastninga (Figur 2.8). Mot nordvest strekkjer den seg nord for Magerøya og opphøyrer utanfor Hammerfest Det er gjort få studiar direkte på denne forkastningssona, og det er derfor mange usikre moment rundt denne. Til dømes kor stor lang forflyttinga har vore langs forkastninga.



**Figur 2.8:** TKFZ forsett frå Varangerhalvøya austover til NV Russland. Frå Siedlecka et al. (1998).

Ei teori om at den Timanske fjellkjeda i NV Russland forsett vestover til Varangerhalvøya var lenge oversett, men seinare arbeid viser at timanske strukturar sannsynlegvis forsett til dei austlegaste delane av Varangerhalvøya. Spesielt i BSR er det observert foldeaksar og tilhøyrande kløv med ein NV-SØ orientering. Denne fasen av orogensk deformasjon og metamorfose skjedde sannsynlegvis ca. 600-570 Ma (Roberts og Siedlecka, 2002). Desse strukturane og deformasjonen er, i motsetnad til kaldedonsk deformasjon, sterkast austover på Varangerhalvøya.

Metadoleritt og doleritt ganger har intrudert både TVR og BSR. Dei opptre relativt sjeldan i TVR, mens dei innanfor BSR derimot opptre hyppig. Aldrane til gangbergartane er diskutert. Av interesse for denne studien er gangen ved Komagnes som frå tidlegare geokronologiske og paleomagnetiske arbeid har resultert i varierende aldrar; enten devonsk (Beckinsale et al., 1976) eller sein ediacara (Torsvik et al., 1995b), men ein sein devon alder er bekrefta av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datering (Guisse og Roberts, 2002).

I denne studien er Stangenes, Stappogjedde og Mortensnes formasjonane i Tanafjordgruppa og Vestertanagrappa i TVR undersøkt (Figur 2.7). Den eldste av dei, Stangenes formasjonen (205-255 m tjukk) i Tanafjordgruppa er ein lagpakke av grå, grønlege til fiolette slamskifre som er avsett på kontinentalsokkelen i kryogen. Mellom Tanafjordgruppa og Vestertanagrappa er det ein inkonformitet med ukjend hiatus. Den

første formasjonen i Vestertanagrappa er Smalfjord som er ein massiv, usortert diamiktitt tolka til å vere forsteina morenemateriale frå ein istidsperiode, eller som tidlegare sagt ei alternativ tolking om ein debrisstrøm. Denne er overlagra av sandsteinar, skifer og dolomitt som høyrer til Nyborgformasjonen (200-400 m tjukk). Store delar består av ei veksling mellom gråbrun sandstein og raudbrun skifer av satt i eit grunnmarint miljø. Deretter følgjer Mortensnesformasjonen (10-60 m) som ligg inkonformt over Nyborg fm. Dette er ei mykje lik lagpakke som Smalfjord, men den er meir einsformig og med lite variasjon i tjukkelse. Det er dermed spor etter to istider i sein prekambrium på Varangerhalvøya. Desse er svært godt bevarte og er vorte verdskjende og perioden kallast derfor Varangeristidene. Over denne ligg Stappogjeddeformasjonen som består av blågrøn eller raud til fiolett farga leir- til slamskifer (505- 545 m tjukk).

### 2.3 Alderskontroll

Det er relativt god alderskontroll for Stappogjedde og Mortensnes fm. Den overliggjande Breivik fm. er ved hjelp av fossilfunn frå Ediacara faunaen (*Platysolenites antiquissimus*) antatt å representere starten på kambrium (og den kambriske eksplosjon av livsformar) ved 542 Ma og daterer derfor biostratigrafisk Breivik fm til å vere 542 Ma. Som sagt tidlegare kan på bakgrunn av sekvensstratigrafiske prinsipp Mortensnes fm. korrelerast med Moelv tillitten i Hedmark gr. og kan betraktast å representere den ca. 580 Ma Gaskier glasiasjonen (Bingen et al., 2005, Halverson et al., 2005). Moelv tillitten er datert til å ha ein maksimumsalder på  $620 \pm 14$  Ma frå U/Pb datering av detritale zirconer (Bingen et al., 2005) og definerer altså ein maksimumsalder for Mortensnes fm. og Moelvtillitten om ein aksepterar korrelasjonen mellom Moelv og Mortensnes som same glasiale hending. I tillegg har Gorokhov et al. (2001) anslått tidspunktet for avsetjing av diamiktittane i Finnmark (Smalfjord og Mortensnes fm. ) å vere mellom 630 og 560 Ma ved Rb-Sr dateringar av illitt frå leirstein som omfamnar dei glasiale avsetjingane. Dette motseier heller ikkje alderen til den overliggjande Breivik fm. på 542 Ma. Stappogjedde fm. og Mortensnes fm. kan då plassert ein plass mellom 620 Ma og 542 Ma, og då Stappogjedde frå 560- 542 Ma frå tidspunktet for diamiktittane mellom 630 og 560 Ma, og Mortensnes frå ca. 630 og 560 Ma.



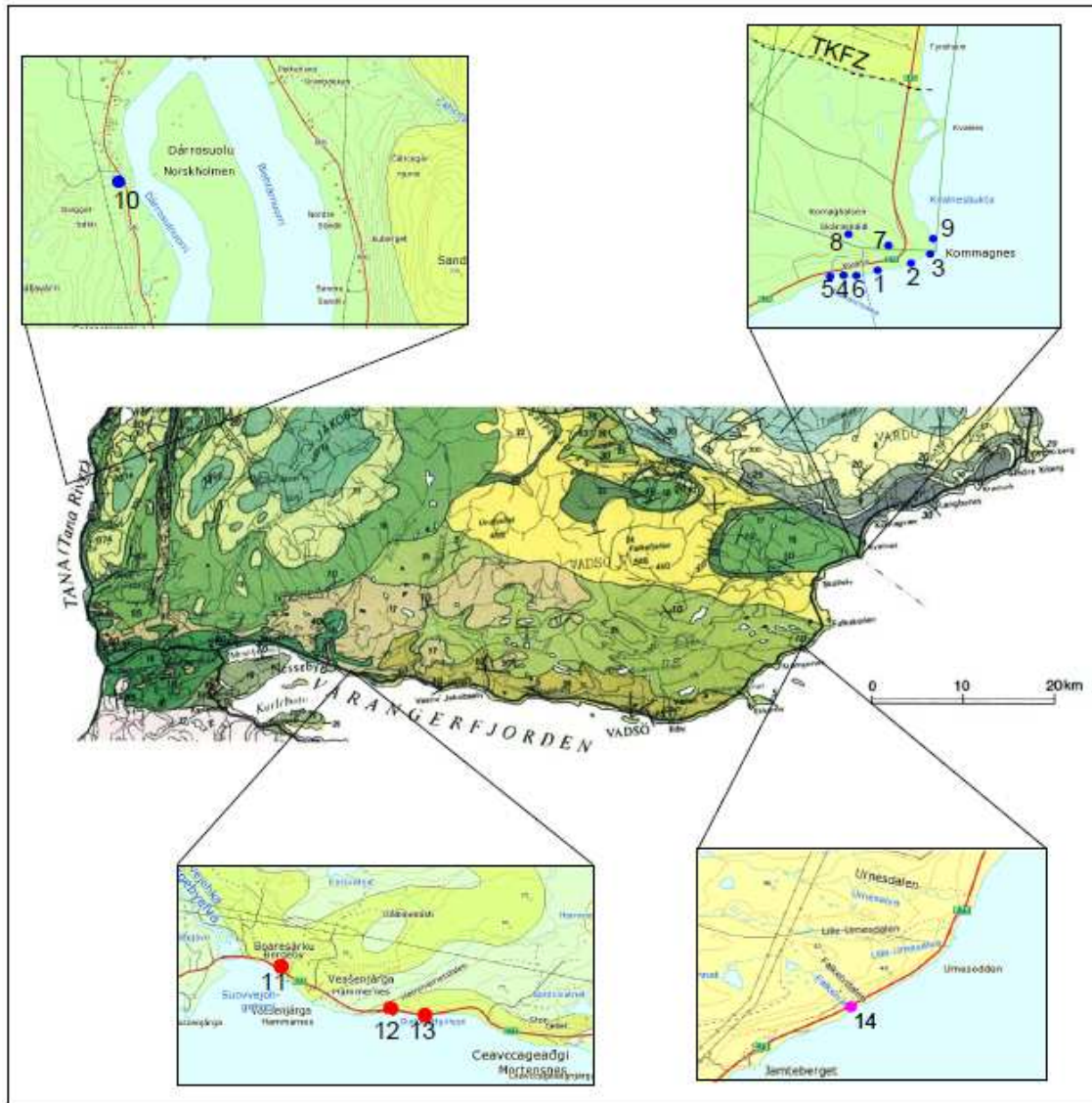
Ved å tenkje på alderen på 560 Ma for tidleg diagenese for Stappogjedde fm. kan dette i ein meir regional kontekst relaterast til den allereie nemnde ediacariske Timanske deformasjonen som er sett til ca. 580-560 Ma (Gorokhov et al., 2001). Sedimentasjonen og subsidensregime til Stappogjedde fm. kan derfor moglegvis vere nært knytta til tilføringa av terrigent material til eit forlandsbasseng derivert frå erosjonen av den Timanske fjellkjeda i nordaust.

Når det gjeld Stangenes fm. har Gorokhov et al. (2001) frå Rb-Sr datering at minimum Rb-Sr aldrane for tidleg begravingsdiagenese er ca. 650 Ma for Stangenes fm.

I tillegg er det i relasjon til denne studien gjort forsøk på zircon datering av Mortensnes fm. utført av Jiri Slama, men resultatet gav maksimumsaldrar på 1000 Ma og har derfor liten verdi som alderskontroll.

## **2.4 Prøvetaking**

I denne studien blei det samla inn 154 prøvar frå 14 lokalitetar frå Varangerhalvøya i Finnmark over to periodar sommaren 2010 og 2011. Storparten av dette materialet, 10 lokalitetar med 114 prøvar er frå Stappogjedde formasjonen (Figur 2.9 og Figur 2.10), tre lokalitetar med 33 prøvar frå Mortensnes formasjonen (Figur 2.9 og Figur 2.10) og ein lokalitet med sju prøvar frå Stangenes formasjonen. I tillegg er fire ekstra prøvar frå Mortensnes formasjonen teke med i statistikken og gjort paleomagnetisk retningsanalyse på. Desse er frå handstykker tidligare innsamla frå to av lokalitetane i denne studien (lokalitet 11 og lokalitet 12) av Harald Walderhaug, og blei demagnetisert av Benjamin Emmel.



Figur 2.9: Oversiktsbilde av lokasjon for prøvetaking. Stappogjedde i blått, Mortensnes i raudt og lokaliteten i Stangenes i rosa. Kart frå NGU.

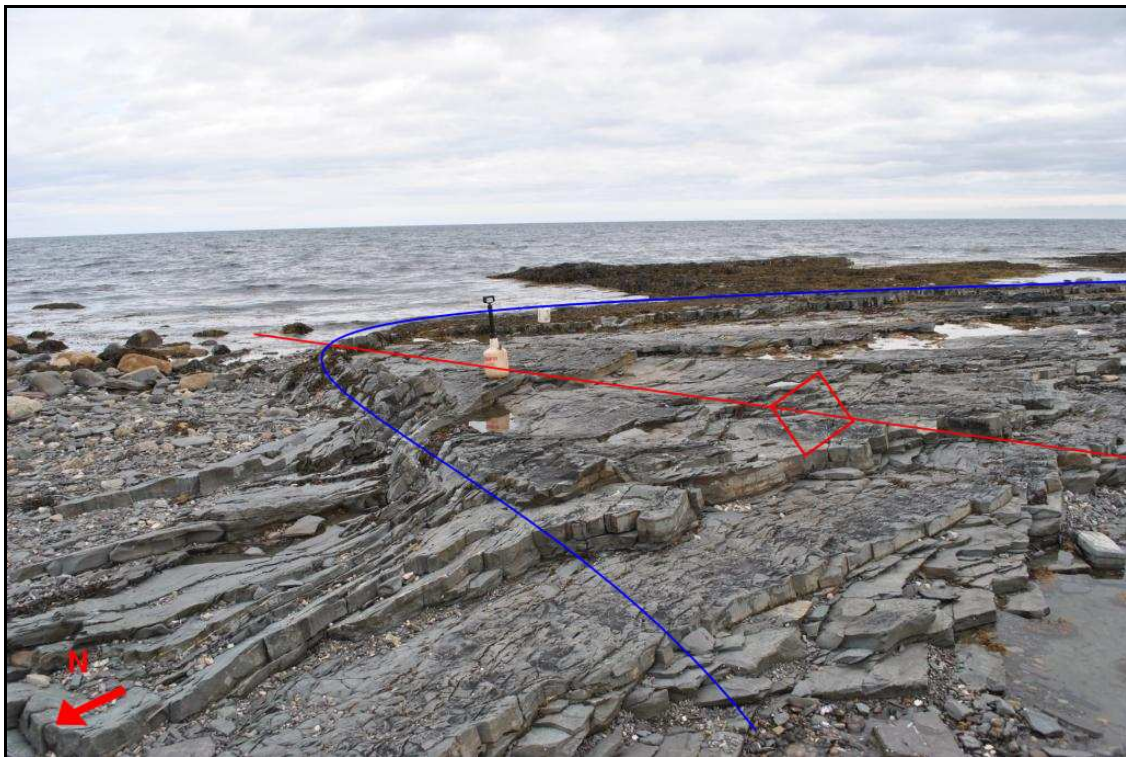


**Figur 2.10:** Venstre: bilete av slam-leir skiferen i Stappogjedde fm. Merk borehol for skala. Høgre: nærbilete av diamiktitten i Mortensnes fm. Merk penn for skala.

Som skildra tidlegare i kapittelet er sedimenta nord for TKFZ jamt over meir folda og deformerte enn sedimenta sør for forkastninga, i tillegg til at dei inneheldt fleire dolerittgangar. Fordi tektonisk aktivitet i området gjev større sannsyn for at bergartane har vore utsett for remagnetisering, og fordi forkastninga i seg sjølv gjev moglegheit for at det nordlege området har ei sjølvstendig rørsle og rotasjon relativt til det stabile Baltica (t.d. Kjøde, 1980) er alle prøvane tekne sør for TKFZ. Dei fleste prøvane er også tekne lengst mot aust på halvøya med tanke på mogleg påverknad frå kaledonsk deformasjon i vest. Unntaket er lokalitet 10 som er teke i Tanadalen vest for Varangerhalvøya for å mogleg støtte opp under val av plassering for resten av lokalitetane, og for å sjå om resultatet er avvikande frå resten av resultata. Ein dolerittgang intruderer Stappogjedde fm. ved Komagnes i nærleik av lokalitetane i denne studien. På grunn av fare for danning av ei sekundær magnetisering frå gangar er ikkje lokalitetane teke for nær gangen. Det hadde vore naturleg å gjere ein kontakttest på ein slik gang, men fordi sedimenta rundt gangen var sprø og oppsprukke og fordi tidlegare paleomagnetiske undersøkingar gjort på gangane (Knutsen, 1995) gav eit dårleg resultat, og at den er datert til å vere av sein devonsk alder (Guise og Roberts, 2002), vart ikkje dette gjort.

Majoriteten av prøvane frå Stappogjedde fm. er teke ved Komagneset i Lillevatn leddet som er det eldste leddet i Stappogjedde fm. Dette fordi det er den blotninga av Stappogjedde formasjonen som ligg lengst aust og fordi andre blotningar av denne

formasjonen ligg ulendt til, det vil seie langt frå bilveg og vatn til kjøling av bor. Lokalitet 10 er som sagt unntaket. Den er henta frå Tanadalen, 20 km nord for Tana bru på vestsida av Tanaelva. Bergartane her viser teikn til å vere noko meir omdanna, men det stratigrafiske laget prøvane er tekne i såg bra ut. Lokaliteten ligg ca. 90 km vest for prøvane ved Komagnes. Lokalitet 9 ligg nær TKFZ (Figur 2.9) . Her blei det observert ein foldestruktur og det blei samla inn prøvar med tanke på ein foldtest (Figur 2.11). Også andre deformasjonsstrukturar ("flowerstructures", små forkastningar og glidesoner) (Herrevold et al., 2009) er observert i dette området og kan tyde på at deformasjonen har vore større ved denne lokaliteten enn ved dei andre.



**Figur 2.11:** Oversiktspåse av foldestruktur ved lokalitet 9. Foldeskjenklar i blått, hengselinje i raudt.

Dei tre lokalitetane frå Mortensnes har lokasjon rett vest for Vestre Jacobselv (Figur 2.9). Prøvane frå Mortensnes konglomeratet er teke i finkorna raudleg matriks, der lokalitet 12 hadde minst raudlege pigment. Frå lokalitet 11 er det i tillegg teke fire prøvar i

konglomeratklastar med tanke på eit forsøk på konglomerattest: to i ein raudleg sandsteindsklast (truleg frå underliggjande Nyborg fm.) og to i ein lys kvartsittisk klast.

Prøvane er tekne ved hjelp av eit vannavkjølt bensindreven bor som gjev borkjerner med diameter på 25 mm. Dei blei orientert med magnetisk kompass. Strøk og fall til beddinga av det stratigrafiske laget prøvane var tekne i vart målt for seinare korrigerings av magnetiske vektorretningar.

Tidlege paleomagnetiske undersøkingar i desse formasjonane (Bylund, 1994b) er gjort med spinnermagnetometer som har dårlegare følsemd enn SQUID magnetometeret brukt i denne studien. Håpet er derfor at denne studien kan gje eit betre og meir nøyaktig resultat.



### 3. Paleomagnetisk metode og tidlegare paleomagnetisk arbeid

Paleomagnetisme er den einaste metoden som gjev ein absolutt bestemming av danningsbreiddegrad til så gamle bergartar som i denne studien og er derfor eit viktig reiskap for paleogeografiske rekonstruksjonar. Ein føresetnad for at paleomagnetisme skal kunne brukast for paleogeografisk rekonstruksjon er både god alderskontroll og at resultatet gjev remanenskomponentar av primært opphav. Gamle bergartar er ei utfordring med tanke på dette: sannsynet for påverknad frå sekundære prosessar og ei eventuell remagnetisering er stor og nøyaktige dateringar kan vere vanskeleg.

I denne kontekst er truverdige paleomagnetiske data avgjerande for å demonstrere om dei neoproterozoiske glasiasjonane faktisk var globale, eller om dei i større grad kan forklarast av posisjonane til dei individuelle kontinenta. For Baltica er spesielt spørsmålet om dei ustrekte tillittane frå ediacara kan forklarast med ein posisjon ved høge breiddegrader for Baltica, eller om dei alternativt gjev evidens for omfattande glasiasjonar ved låge breiddegrader og dermed ikkje kan avkrefte moglegheita for ei snøballjord. Mortensnes fm. som er undersøkt i denne studien er derimot antatt å representere den post-Marinoan ca. 580 Ma Gaskier glasiasjonen og er ikkje rekna for å vere ein snøballepisode som dei pre-ediacariske Sturtian og Marinoan glasiasjonane (Bingen et al., 2005). Også for spørsmåla om moglege nondipol-felt eller dipolfelt ikkje langs jordas rotasjonsakse er ei alternativ forklaring for ei snøballjord, eller om moglegheitene for abnormale felt eller sann polvandring har opptredd, er paleomagnetiske undersøkingar viktig.

Metodane for berekning av polposisjon og breiddegrad er gjennomgått i til dømes Butler (1992)

### 3.1 Paleomagnetisk datagrunnlag for Baltica

Plasseringa til Baltica er godt avgrensa ved ~608 Ma og frå ~535 Ma og vidare (Meert et al., 2007), mens intervallet mellom gjev eit svært forvirrande bilete med polar som, som sagt tidlegare, antyder både høge og låge breiddegrader. Størsteparten av eksisterande data indikerer intermediære til høge breiddegrader (<30°) (Bingen et al., 2005, Meert et al., 1998, Torsvik et al., 1995a, Torsvik og Rehnstrom, 2001, Torsvik et al., 1996, Walderhaug et al., 2007), men fleire paleomagnetiske studiar også har foreslått at Baltica opptar intermediære til låge breiddegrader (Llanos et al., 2005, Popov et al., 2002, 2005) eller ekvatorielle breiddegrader (Piper, 1981) i dette intervallet og støttar seg dermed til at glasiasjonane på Baltica var del av ei snøballjord. Studiane som indikerer låge breiddegrader er imidlertid kontroversielle (Meert et al., 2007)..

I Tabell 3.1 er datagrunnlaget frå tidlegare arbeid presentert. Datagrunnlaget er basert på (Abrajvitch og Van der Voo, 2010) og (Meert et al., 2007).

**Tabell 3.1: Oversikt over paleomagnetiske polar frå Baltica (Ediacara-tidleg ordovocium). Dec=deklinasjon i °, Inc=inklinasjon i °,  $\alpha_{95}$ =konfidensparameter som gjev 95% sikkerheit rundt middelretning, Glat=lokalitet breiddegrad, Glon=lokalitet lengdegrad, Plat=paleomagnetisk pol breiddegrad, Plon=paleomagnetisk pol lengdegrad, Q=Q faktor frå Van der Voo (1990).**

Polnamn	Alder	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	Glat	Glon	Plat	Plon	Q	Referanse
Andrarum Limestone	500	51	57	6.8	56	14	52	110	3	Torsvik og Rehnström (2001)
Tornerask fm./Dividal gr.	535	57	66	8.9	68	20	56	116	4	Torsvik og Rehnström (2001)
Winter Coast MEAN	555	296	37	11	65	40	30	298	6	Meert et al. (2007)
Volhynia lavas (Ukraina)	555	296	66	2.4	53	28	36	333	4	Nawrocki et al. (2004)
Ukrainske traps (A)	580	*	*	*	*	*	20	4	6	Elming et al. (2007)
Ukrainske traps (B)	580	*	*	*	*	*	24	284	3	Elming et al. (2007)
Fen kompleks	583	203	-49	8	59	9.3	57	151	4	Meert et al. (1998)
Alnø kompleks-bratt	584	51	70	8.3	63	18	63	101	4	Meert et al. (2007)
Alnø kompleks- flat	584	108	11	32	63	18	3.5	269	3	Meert et al. (2007)
Egersund gangen	608	120	69	10	58	6.2	31	44	6	Walderhaug et al. (2007)

\* Sjå Elming et al. (2007)



Plasseringa av Baltica ved 608 Ma kjem frå den robuste polen frå Egersund gangene (Walderhaug et al., 2007) i SV Noreg. Studien bekrefta resultatet frå to tidlegare arbeid (Poorter, 1972, Storetvedt, 1966), men den primære remanensen er i tillegg støtta av to positive kontakttestar.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  og U-Pb datering demonstrerer ein remanens med alder mellom 616 og 600 Ma. Dei paleomagnetiske resultatata lokaliserer Baltica ved intermediære til høge breiddegrader med ein polposisjon på  $31^\circ\text{N}$  og  $44^\circ\text{Ø}$ , og paleobreiddegrad på  $53^\circ$  (Walderhaug et al., 2007).

Deretter gjev paleomagnetiske data frå Alnø karbonatitt kompleks i NA Sverige datert til  $584\pm 7$  Ma ved  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Meert et al., 2007, Piper, 1981) eit tvetydig resultat med ein flat og ein bratt magnetiseringskomponent som dermed indikerer både låge og høge breiddegrader. Meert et al. (2007) konkluderer med at ein polposisjon frå Alnø komplekset må vurderast med eit skeptisk blick ved bruk i paleogeografiske rekonstruksjonar. Alnø komplekset er antatt å ha intrudert samtidig med det  $583\pm 15$  Ma Fen komplekset (Meert et al., 1998) som til tross for dei samtidige aldrane ikkje viser det same resultat. Fen komplekset viser ein bratt magnetiseringskomponent lik den bratte frå Alnø komplekset, men ingen flat komponent og ein enklare og meir konsistent paleomagnetisk signatur. Fen komplekset gjev ein polposisjon på  $56.73^\circ\text{N}$  og  $151.17^\circ\text{Ø}$  og ein plassering av Baltica mellom  $25^\circ$  -  $55^\circ\text{S}$  breiddegrader (Meert et al., 1998). Verken Fen eller Alnø studia gjev bevis for ei primær magnetisering, og det er også argumentert for at Fen karbonatitt komplekset kan vere remagnetisert i perm på grunn av sin nærleik til Oslo feltet (Popov et al., 2002).

Eit sett med paleomagnetiske retningar frå "Winter Coast" sediment nær Arkhangelsk i Russland med U-Pb alder på  $555\pm 3$  Ma er presentert av Popov (2002, 2005) og Iglesia-Llanos (2005), med ei middelretning som gjev ein paleopol ved  $29.6^\circ\text{N}$  og  $298.1^\circ\text{Ø}$  og plasserer Baltica ved relativt låge breiddegrader frå  $\sim 5^\circ$  til  $40^\circ\text{S}$  (Meert et al., 2007). Bergartane er godt daterte, magnetiseringsretninga er veldefinert og ein primær remanens er bekrefta av felttestar. Også paleomagnetiske data frå basalt i Ukraina med alder på  $\sim 580$  Ma (Elming et al., 2007) gjev polposisjonar ved låge til intermediære breiddegrader (Elming et al., 2007, Nawrocki et al., 2004). Desse resultatata står igjen i kontrast til

resultatet frå Fen komplekset og den bratte magnetiseringskomponenten frå Alnø komplekset. Studiar frå dei samtidige basaltiske straumane i Ukraina kan indikere eit problem med at inklinasjonen er for flat i "Winter Coast" sedimenta og dermed gjev for låge breiddegrader (Nawrocki et al., 2004).

Den paleomagnetiske polen frå Egersund gangane (Walderhaug et al., 2007) og "Winter Coast" (Llanos et al., 2005, Popov et al., 2002, Popov et al., 2005) er per dags dato dei som har gjeve dei mest truverdige resultatata frå dette tidsrommet. (Abrajevitch og Van der Voo, 2010)

Ved inngangen til kambrium plasserar Torsvik og Rehnström (2001) imidlertid Baltica på relativt høge breidder i nærleiken av posisjonen frå Fen komplekset med paleomagnetiske data frå Tornerask fm. /Dividal gr. frå ca. 535 Ma og Andrarum Limestone frå 500 Ma som begge viser to polaritetar, men ingen felttestar bevisar primær magnetisering..

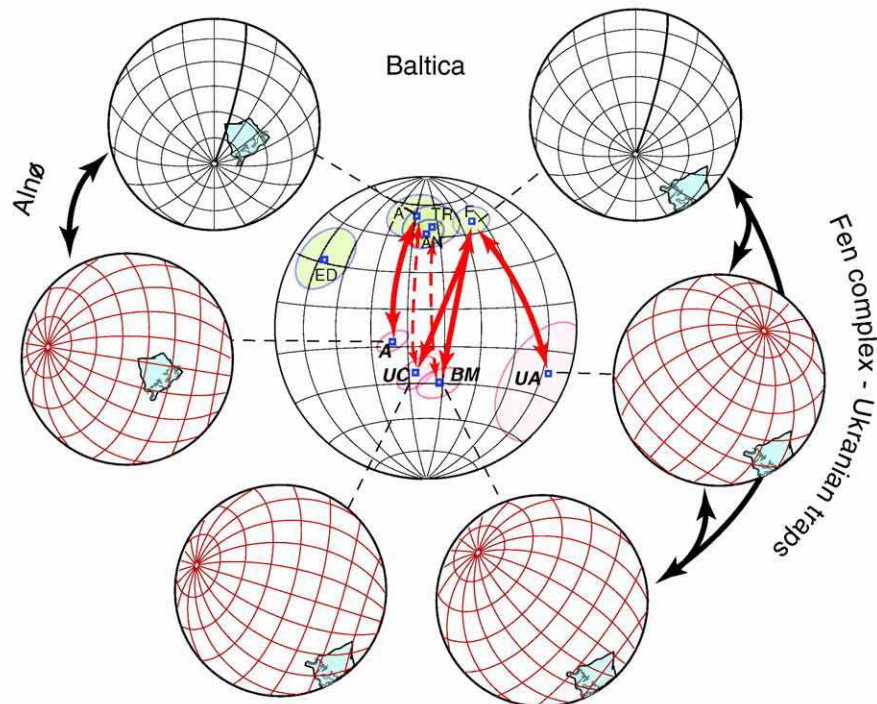
Det tvetydige resultatet plasserer altså Baltica i to ulike grupper; ei ved relativt låge breiddegrader og ei ved relativt høge breiddegrader.

### **3.2 Anormale felt eller sann polvandring i sein prekambrium**

Paleomagnetiske resultat frå Laurentia i sein prekambrium gjev det same tvetydige resultatet som frå Baltica med indikasjonar på ei plassering både ved låge og høge breiddegrader innanfor eit relativt kort intervall. Paleomagnetiske resultat frå bergartar av ediacarisk alder demonstrerer også ved fleire lokalitetar frå både Laurentia og Baltica to magnetiseringskomponentar; ein med flat og ein med bratt inklinasjon. Begge komponentane støttar krava for primært opphav: har to polaritetar og/eller gjev signifikante resultat frå foldtestar eller kontakttestar. Også radiometriske dateringar og geologiske faktorar indikerer at magnetiseringane er nær i alder.

Flate og bratte inklinasjonar kan tolkast som at bergartane tok opp magnetiseringa i posisjonar som svingar frå ekvatorielle til nær-pol. Fordi det har vorte indikert av dei

radiometriske dateringane at dette har skjedd over eit relativt kort tidsintervall vil det gje svært høge platehastigheitar (>45 cm/år). Slike stor-skala og svært hurtige forflyttingar av kontinent overgår alle standardar og har vorte forkasta som dynamisk usannsynleg, og vil truleg med verken Sann Pol Vandring (TPW) eller platetektonikk oppnå dei hastigheitane som er krevd (Abrajevitch og Van der Voo, 2010).



**Figur 3.1:** Nokre utvalde paleomagnetiske polar og paleoposisjoner for Baltica i ediacara. A= Alnø, ED= Egersund, F=Fen, BM= Middel for Baltica frå (Meert et al., 2007), TR= Tornerask/Dividal, AN=Andrarum Limestone. Raude piler knytt saman korresponderande polposisjonar. (Sjå Tabell 3.1). Frå Abrajevitch and Van der Voo (2010).

Abrajevitch og Van der Voo (2010) foreslår at den einaste moglege forklaringa er at det geomagnetiske feltet må ha hatt ein svært uregelmessig oppførsel gjennom ediacara, med ei mogleg veksling av den geomagnetiske dipolaksen frå ein koaksial til ein ekvatoriell orientering. Dei argumenterer for at i intervallet mellom 615 til 555 Ma kan det geomagnetiske feltet ha veksla mellom ein aksial og ekvatoriell posisjon minst to gonger og mogleg fleire.

At det magnetiske feltet har vore, og er ein geosentrisk akse dipol (GAD) er ein fundamental føresetnad for paleomagnetisme. Om det viser seg at ei slik forklaring er korrekt vil den ha store implikasjonar for paleomagnetiske rekonstruksjonar. Bevisgrunnlaget for ei endring i dipolorienteringa er utilstrekkeleg på andre kontinent bortsett frå Laurentia og Baltica. Årsaka til dette kan vere at bergartane er dårleg daterte, men også at den tradisjonelle tenkemåten er at det berre kan vere éi primær magnetisering, og at resultat som viser noko anna ikkje har vorte publisert (Abrajevitch og Van der Voo, 2010).

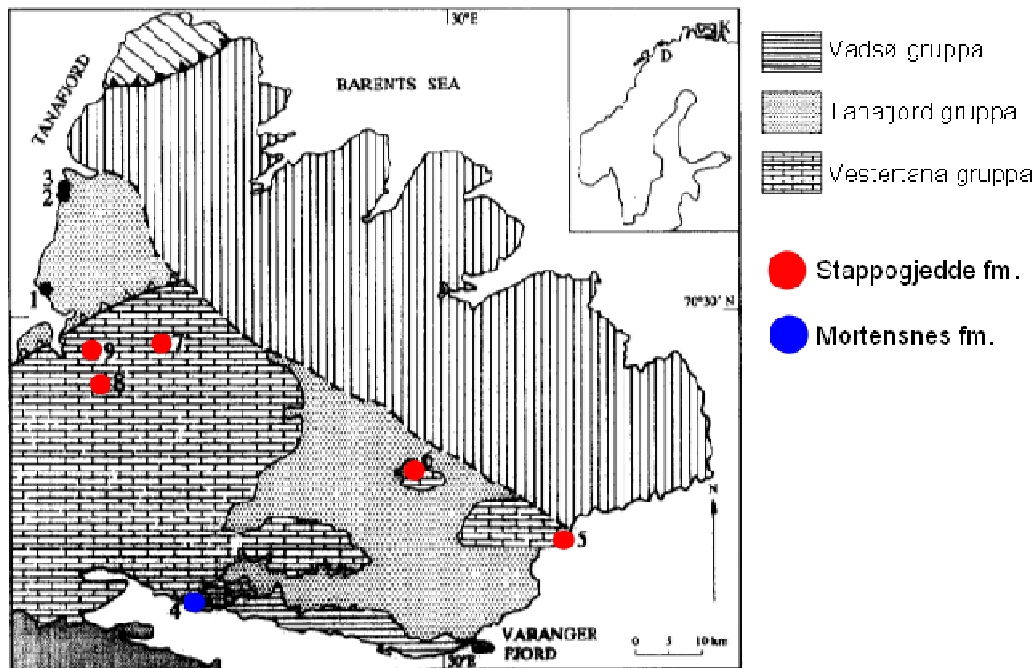
### 3.3 Tidlegare paleomagnetiske arbeid i Finnmark

Paleomagnetiske arbeid frå metadoleritt og doleritt gangene på Varangerhalvøya er gjort av Kjøde (1978) og Knutsen (1995). Flesteparten frå Barentshavregionen, men også som nemnt før ein dolerittgang ved Komagnes i Tanafjord-Varangerfjord regionen i nær tilknytning til fleire av lokalitetane i denne studien. Dateringane og det paleomagnetiske arbeidet på gangane er usikre og har resultert i varierende aldrar. Komagnesgangen er datert til enten å vere av devonsk (Beckinsale et al., 1976) eller sein ediacara (Torsvik et al., 1995b), men ein sein devonsk alder er seinare bekrefta av  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datering av Guise og Roberts (2002). I tillegg er det gjort paleomagnetiske undersøkingar av sedimentære bergartar og gangar i områda SØ for Varangerhalvøya i Russland av Torsvik et al. (1995b) som også har resultert i usikre aldrar.

Torsvik (1995a) har gjort paleomagnetiske undersøkingar på Nyborg formasjonen som er det stratigrafiske laget under Mortensnes fm. skild av ein inkonformitet. Resultatet gav evidensar for ein primær magnetisering ved ein signifikant positiv foldtest, men har dårleg direkte alderskontroll. Om det er aksept for at underliggjande Smalfjord fm. tilsvarar Marinoan glasiasjonen ved 635 Ma kan dette brukast som indirekte alderskontroll. Resultatet gjev ein polposisjon på  $24.3^\circ\text{N}$  og  $88.5^\circ\text{Ø}$  og indikerer paleobreddegrader på  $33^\circ\text{S}$ . Hovland (2012) in prep. gjer også paleomagnetiske undersøkingar på denne formasjonen.

Vadsø- og Barentshavgruppa frå sein kryogen er undersøkt av Bylund (1994a) og er antatt å vere av eldre aldrar enn bergartane undersøkt i denne studien.

Av relevans for denne studien har Bylund (1994b) gjort paleomagnetiske undersøkjingar av sediment frå ediacara til tidleg kambrium i Tanafjord og Vestertanagruppa, ein lokalitet frå Mortensnes fm. (lokalitet 4) og fem lokalitetar frå Stappogjedde fm. (lokalitet 5-9) (Figur 3.2). Ein av lokalitetetane (lokalitet 5) i Stappogjedde fm. er lokalisert ved Komagnes der majoriteten av prøvane frå Stappogjedde fm. i denne studien er tekne frå. Resten av lokalitetane frå Bylund er lokalisert i blotningar lenger vest på halvøya i større nærleik til den kaledonske front (Figur 3.2).

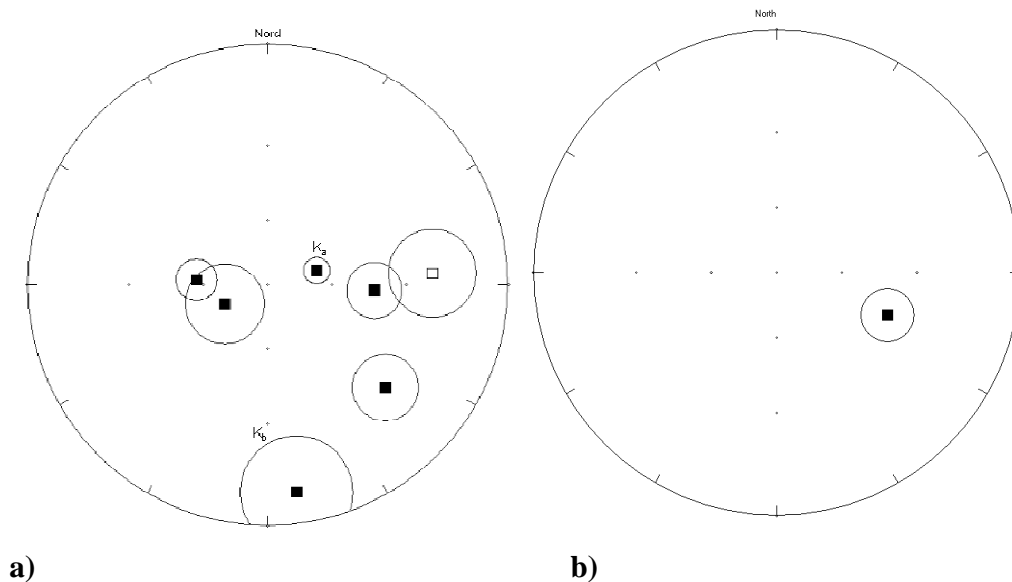


Figur 3.2: Forenkla geologisk kart over Varangerhalvøya. Lokasjon for Bylund sine undersøkjingar er merka med farga sirklar. Modifisert frå Bylund (1994b).

Resultatet gav lite konsistente retningar, og ein varierende oppførsel. Data frå ca. 50 % av prøvane blei forkasta på grunn av magnetiske intensitetar under støynivået til instrumenta brukt, eller fordi dei magnetiske retningane viste eit svært uregelmessig resultat (Bylund, 1994b). Bylund har isolert to komponentar ( $K_a$  og  $K_b$ ) frå lokaliteten ved Komagnes (lokalitet 5) der a komponenten har ein NØ trend med bratte nedpeikande inklinasjonar,

mens b komponenten har ein flat nedpeikande SØ retning (Figur 3.3). Det var ingen prøvar der begge komponentane blei isolert. Frå lokaliteten frå Mortensnes (lokalitet 4) isolerer Bylund ein komponent med ein ØSØ retning med intermediær positiv inklinasjon.

På grunn av dei lite konsistente retningane Bylund oppnår og nærleiken til den kaledonske fjellkjeda og ei mogleg remagnetisering koplpar han ingen spesifikke aldrar til dei paleomagnetiske polane, men foreslår derimot at lokaliteten ved Komagnes kan vise ein komponent ( $K_a$ ) av primært opphav.



**a)** **b)**  
**Figur 3.3: Middeltretning for lokalitetar frå Bylund (1994b). a) Viser korrigerte middeltretningar frå Stappogjedde,  $K_a$  a og  $K_b$  refererer til to magnetiseringkomponentar ved Komagnes (lokalitet 5), dei resterande middeltretningar refererer til lokalitet 6-9. b) Viser ukorrigert middeltretning til lokaliteten frå Mortensnes fm.**

## 4. Paleomagnetisk retningsanalyse

Etter feltarbeid vart prøvane tatt med til det paleomagnetiske laboratoriet ved Universitetet i Bergen. Her blei prøvane kutta til standard sylindrar med volum  $10\text{cm}^3$  og klargjort for vidare undersøkingar. Etter kutting vart dei lagra i eit lågfeltsrom for å minimere sannsynet for formasjon av viskøs remanens magnetisering (VRM).

Hovudmålet med laboratoriearbeidet er å undersøkje stabiliteten til magnetismen i bergarten ved å isolere dei ulike magnetiseringskomponentane som er tilstades, med spesielt omsyn på å identifisere den primære magnetiseringskomponenten. Ofte er problemet at dette er vanskeleg å etablere med stor sikkerheit. Til dømes kan den primære komponenten ha vorte totalt erstatta av sekundære komponentar, aldrane til komponentane er vanskeleg å fastslå, eller magnetiseringa er for svak og lite konsistent i retning til at pålitelege bestemmingar av remanensen si middelretning kan utførast.

Paleomagnetisme er basert på at magnetiske mineral i bergartar tek opp retninga til det geomagnetiske feltet gjennom geologisk tid og bevarar den. Paleomagnetiske studiar går ut på å bestemme retning (deklinasjon og inklinasjon) og intensitet til den naturlege remanente magnetiseringa (NRM) frå den aktuelle bergarten. NRM er definert som vektorsummen (tre ortogonale x, y og z komponentar) av alle dei individuelle remanente magnetiseringsvektorane som bergarten har oppnådd frå den vart danna til måling i laboratoriet. NRM til ein bergart vil som oftast bestå av minst to komponentar: ein primær NRM frå då bergarten vart danna og ein sekundær NRM som bergarten har tileigna seg ved eit seinare tidspunkt. Den resulterande NRM vektoren vil vere vektorsummen av primære og sekundære komponentar:

$$NRM = \text{primær NRM} + \text{sekundær NRM}$$

Identifisering av de ulike vektorkomponentane som inngår i NRM kan gjerast ved å demagnetisere prøvane stegvis, måle den resterande remanensen på eit magnetometer mellom kvart steg for så å analysere resultatet.

For ei utgreiing av prinsippa for laboratoriearbeid og retningsanalyse sjå Butler (1992) eller McElhinny og McFadden (2000).

Først følgjer ei beskriving av metodane brukt og deretter resultatet frå retningsanalysen.

### 4.1 Metode

Demagnetisering blei utført på alle prøvane. Enten ved termisk demagnetisering til ein maksimal temperatur på 700 °C i ein MMTD1 demagnetiseringsomn eller ved vekselfelt demagnetisering til et maksimalt felt på 250 mT på eit 2G AF demagnetiseringsinstrument.

Termisk demagnetisering inneber at bergartsprøven stegvis vert utsett for høgare temperaturar for så å kjølast ned i nullfelt. I dette studiet blei prøvane varma i 17 trinn frå romtemperatur (ca. 23 °C) til 700 °C. Dette vil føre til at alle magnetiske korn med blokkeringstemperaturar ( $T_b$ ) lågare enn den aktuelle temperaturen får ein randomisert NRM retning. Som oftast er det den sekundære komponenten som er minst stabil og som dermed vert randomisert først og gjer det lettare å identifisere den primære komponenten. I nokre tilfeller som til dømes ved formasjon av sekundær kjemisk remanent magnetisering (CRM) i hematitt kan det motsette være tilfelle. Fordi det ikkje konsekvent er den primære komponenten som er mest stabil, vert den mest stabile remanensvektoren referert til som karakteristisk remanent magnetisering (ChRM) (Butler, 1992).

Ved vekselfelt demagnetisering vert remanensen randomisert ved hjelp av aukande magnetisk vekselfelt i staden for aukande temperatur. Demagnetiseringa blei utført i 16 steg frå eit felt på 3 mT til eit maksimumsfelt på 250 mT. Den aktuelle bergartsprøven vert utsett for eit vekselfelt i tre ortogonale retningar (x, y og z). Bølgjeforma til



vekselfeltet er ei sinusbølge som avtek lineært med tid frå maksimumsverdien på kvart steg og gjer at magnetiske korn med koersivkraft lågare enn feltet som blei brukt vil få randomisert sin remanens. Vekselt demagnetisering kan på denne måten brukast for å ta vekk NRM frå korn med koersivitet lågare enn maksimumsfeltet, og ein står igjen med den antatt primære komponenten (Butler, 1992).

Etter kvart steg ved termisk demagnetisering og vekselt demagnetisering vert resterande NRM målt ved hjelp av eit magnetometer. I dette studiet er det brukt eit 2G SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) magnetometer som er ein type kryogenisk magnetometer og måler det magnetiske momentet i tre ortogonale retningar; x, y og z. Av alle kommersielle magnetometer er dette instrumentet med høgst følsomd, og fordi det i dette studiet er undersøkt sedimentære bergartar som ofte har relativt låg magnetiseringsintensitet er dette instrumentet derfor svært anvendeleg. Fornuftige måleresultat kan ein få frå prøvar som har eit magnetisk dipolmoment på  $\leq 10^{-10} \text{ Am}^2$ . Bergartsprøvane i dette studiet har eit volum på  $10 \text{ cm}^3$  og dette vil då tilsvare ein magnetiseringsintensitet på  $10^{-5} \text{ A/m}$ . Nokre lokalitetar i denne studien har prøvar med relativt låge magnetiseringsintensitetar, men ingen i nærleiken av nedre grense for måling på SQUID magnetometeret. Målingane frå SQUID magnetometeret vert registrert i programvara 2Gmeter laga av Trond H. Torsvik og modifisert av Reidar Løvlie, Harald J. Walderhaug og Jose Ojeda. Programmet korrigerer for orienteringa til borehola, og presenterer resultatet i et geografisk koordinatsystem som inklinašjonsvinkel, deklinašjonsvinkel og magnetisk intensitet.

I denne studien blei det demagnetisert 154 prøvar frå 14 lokalitetar. Frå kvar lokalitet blei det først gjort vekselt demagnetisering på to prøvar, til saman 28 prøvar, frå kvar lokalitet. Det lukkast ikkje å fjerne all remanens i det maksimalt tilgjengelege feltet på 250 mT. I prøvar der høgkoersive mineral, som hematitt, er det dominerande ferromagnetiske mineralet kan dette forhindre full demagnetisering under vekselt demagnetisering ved at koersivkrafta til hematittkorna overstig det maksimalt tilgjengelege feltet på 250 mT. I tillegg opplevde ein problem med gyroremanent magnetisering, GRM (Figur 4.3), som kan verte danna i singeldomene (SD) korn og gjev

opphav til "falske" komponentar (Stephenson, 1981). Termisk demagnetisering blei derfor føretrekt for dei resterande 126 prøvane. Ein fordel med vekselfelt demagnetisering er likevel at den ikkje fører til kjemisk omdanning av dei magnetiske minerala, i motsetnad til termisk demagnetisering. Dette gjer at det ved seinare tidspunkt kan utførast mineraldiagnostiske undersøkingar på dei same prøvane.

Ikkje alle prøvane vart termisk demagnetisert til 700 °C. Nokre prøvar knakk gong på gong og var fysisk umogleg å demagnetisere vidare, hos andre byrja retningane og intensiteten å verte ustabile ("gå over til støy") ved lågare temperatur (Figur 4.1). Slik ustabil oppførsel var ofte kombinert med at susceptibiliteten byrja å stige drastisk, og kan tilskrivast nydanning av ustabile ferromagnetiske mineralfasar under oppvarming.

Både vekselfelt- og termisk demagnetisering vil resultere i en serie demagnetiseringssteg som viser endringar i retning og intensitet til remanensvektoren. Denne informasjonen kan illustrerast enten som **1)** ein stereografisk projeksjon som vil vise endring i deklinasjons- og inklinasjonsvinkel saman med eit intensitetsgraf eller i **2)** eit Zijderveld diagram. Ved ein stereografisk projeksjon vert endring av retning i deklinasjons- og inklinasjonsvinkel etter kvart demagnetiseringssteg vist som punkt på ei halvkule der det er standardisert å berre projisere på den nedre hemisfæren. Normal (nedpeikande) inklinasjon viser som fylde (svarte) punkt, mens reversert inklinasjon viser som opne punkt. Fordi ein slik projeksjon berre viser endring i deklinasjons- og inklinasjonsvinkel, bør den i tillegg framstillast saman med ein graf som viser korleis intensiteten varierer med temperatur eller felt under demagnetiseringa (Walderhaug, 2010b).

Eit Zijderveld diagram representerer endepunktet til vektorane frå kvart demagnetiseringssteg som x, y og z komponentar i eit kartesisk koordinatsystem. Kvar vektor rekalkulerast frå deklinasjon (D), inklinasjon (I) og intensitet (Int) til dei kartesiske koordinatane x, y og z ved denne samanhengen:

$$x = int * \cos I * \cos D, \quad y = int * \cos I * \sin D, \quad z = int * \sin I$$

x representerer geografisk nord, y geografisk aust og z ned. For å representere alle tre koordinatane i eitt diagram, må det vere to separate punkt som definerer kvar vektor sitt endepunkt projisert inn i to ortogonale plan. Derfor viser fylde symbol punkt i det horisontale planet (x-y), og opne symbol punkt i det vertikale planet (x-z).

ChRM til kvar prøve vert identifisert ved å utføre ein komponentanalyse i programmet IAPD2000 laga av T.H Torsvik, J.C. Briden og M.A Smethurst. Dette involverer ei detaljert analyse av endringane i retning og intensitet frå demagnetiseringa, og inneber å identifisere rette linjer og plan ved hjelp av *minste kvadraters metode* (Kirschvink, 1980). Lineære segment er antatt å representere remanensvektorane i kvar prøve. ChRM vil vere høgblokkeringskomponenten som vert identifisert som ei rett linje frå origo; det vil igjen seie at den totale remanensvektoren under denne delen av demagnetiseringa ikkje har endra retning, kun svekka intensitet. Om prøvane inneheld fleire enn ein komponent, må dei grupperast etter blokkeringsintervall og andre relevante geologiske og mineralogiske kriterium.

## 4.2 Resultat frå retningsanalysen

Dei studerte formasjonane Stappogjedde og Mortensnes, og i tillegg den eine lokaliteten i Stangenes formasjonen vert behandla kvar for seg ved retningsanalysen. Leir-slam skiferane i Stappogjedde formasjonen viser stort sett veldefinerte komponentar og konsistente retningar, og var forholdsvis enkle å gjere retningsanalyse på. Diamiktittane i Mortensnes formasjonen viste fleire ustabile komponentar og mindre konsistente retningar. Den eine lokaliteten frå slamskiferen i Stangenes viser veldefinerte komponentar i individuelle prøvar, men gjev samla sett spreidde retningar.

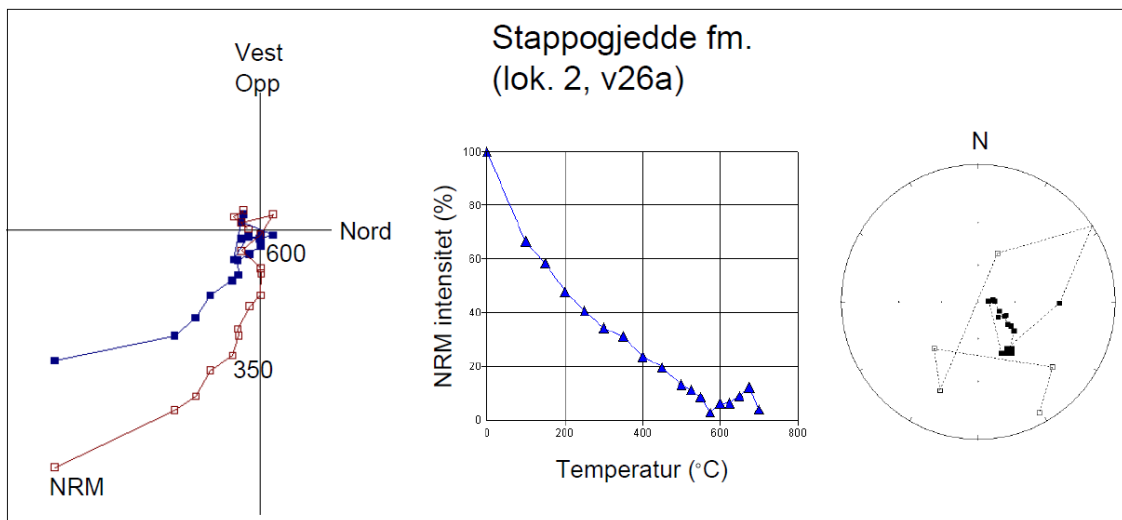
### 4.2.1. Stappogjedde

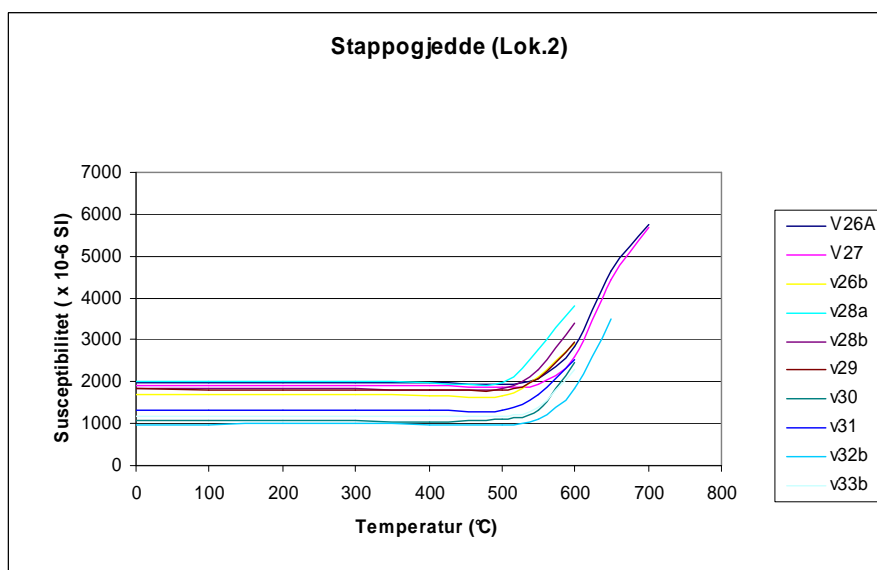
Dei ti studerte lokalitetane frå Stappogjedde formasjonen viser hovudsakleg dei same eigenskapane med relativt konsistente, bratt nedpeikande retningar og viser ein eller to remanenskomponentar (LB og HB). Ein generell trend er at prøvane har konsistente retningar med ei kontinuerleg utblokkering opp til 580-600 °C for deretter å gå over til å "hoppe tilfeldig" på stereonettet og i Zijderveld diagrammet, kopla med at

## Kapittel 4 - Paleomagnetisk retningsanalyse

magnetiseringsintensiteten byrjar å auke igjen (Figur 4.1). Denne auken kan også koplust mot målingar av susceptibiliteten mot temperatur der det skjer ei stigning av susceptibiliteten frå ca. 550 °C (Figur 4.1); noko som igjen tyder på formasjon av nye ustabile mineralfasar under termisk demagnetisering. Dette kan truleg tolkast som at prøvane frå Stappogjedde inneheldt lite hematitt eller ingen hematittkomponent ( $T_c = 675$  °C), men truleg heller magnetitt ( $T_c = 580$  °C) som det remanensbærande mineralet. Dette vert studert nærmare i kapittel 5 (Magnetisk mineralogi).

For at dei faktiske komponentane skal vise betre, visuelt sett, vil punkt med ustabil retning og intensitet vere fjerna ved seinare framstillingar.



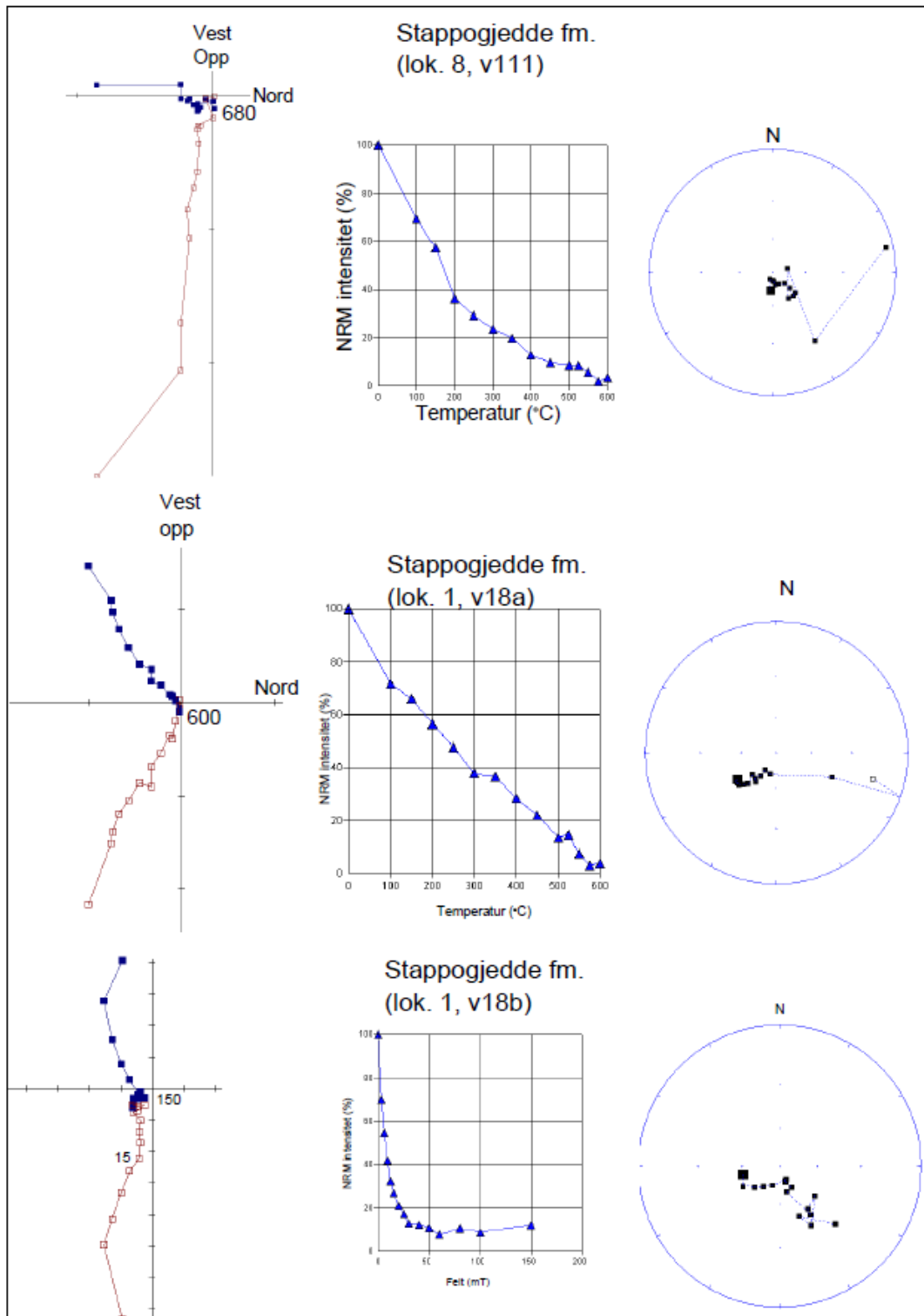


**Figur 4.1:** Typisk døme på termisk demagnetisering frå Stappogjedde fm., her frå lokalitet 2. Det kan observerast ei kontinuerleg utblokkering til og med ca. 600 °C, før retningane vert ustabile og intensiteten aukar igjen. På susceptibilitetsmålingane mot demagnetiseringstemperatur for prøvene frå same lokalitet kan det observerast ei drastisk stigning i susceptibilitet mellom 500 °C og 600 °C. Prøven viser to komponentar med eit overlappende stabilitetsområde. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

Ei kontinuerleg utblokkering tyder på at det er ei blanding av ulike kornstorleikar og/eller mineralfasar. Fleire prøvar viser også komponentar med overlappende stabilitetsområde, noko som visast i Zijdervelddiagrammet som ein boge mellom dei to komponentane (Figur 4.1). Dette kan koplast til om det er eitt eller fleire mineral tilstades i prøven ved å sjå på TMA analysen i kapittel 5 (magnetisk mineralogi). Nokre få prøvar hadde to komponentar med eit fråskilt stabilitetsområde der komponentane var lettare å skilje frå kvarandre.

Prøvane som kun har éin komponent har ei kontinuerleg utblokkering mellom ca. 100 og 600 °C (Figur 4.2). Fordi majoriteten av prøvane med to komponentar har eit overlappende stabilitetsområde var det ofte vanskeleg å skilje komponentane nøyaktig. Det variererte derfor ved kva slags temperatur det blei identifisert at skiftet mellom komponentane inntraff, men ein generell trend er at skiftet mellom lågblokkeringskomponenten (LB) og høgblokkeringskomponenten (HB) ved oppvarming går ved ca. 250- 350 °C (Figur 4.1) og nokre gongar opp til 450 °C. Under vekselfeltdemagnetisering skjer den same endringa frå LB til HB ved eit felt på 9-15 mT

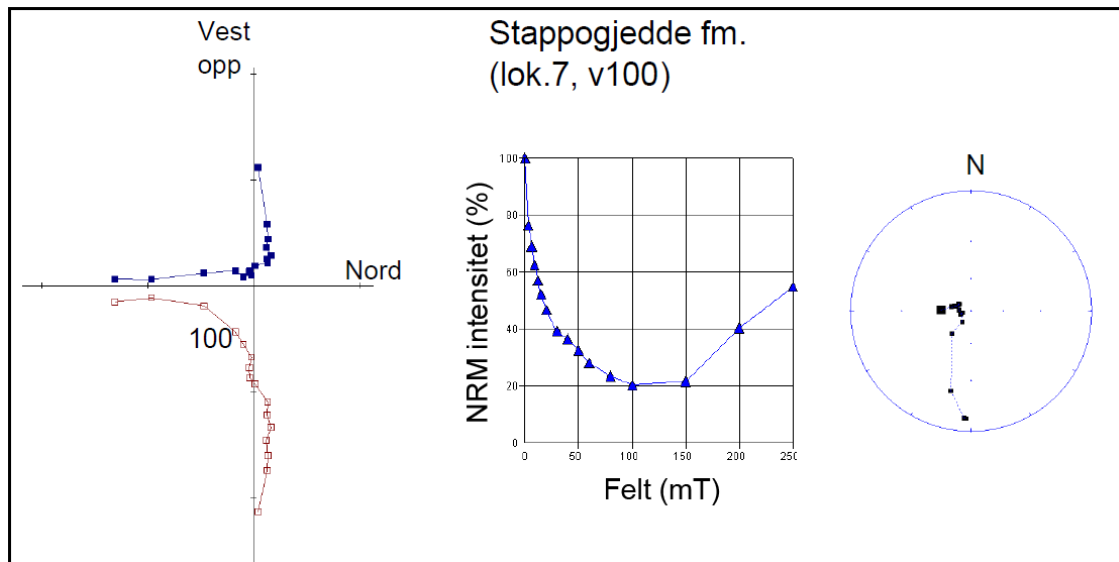
(Figur 4.2) Ved nokre lokalitetar kan det sjå ut som det også opptrer ein intermediaer blokkeringskomponent (IB) med temperaturområde frå 200 til 400 °C, men dette kan vere vanskeleg å identifisere. Prøvar det blei gjort vekselfeltdemagnetisering på gav stort sett dei same retningane som termisk demagnetisering (Figur 4.2).



Figur 4.2: Demagnetisering av prøver frå Stappogjedde fm. Øverst og i midten termisk demagnetisering, nederst vekselfelt demagnetisering. Prøvane viser ei kontinuerleg utblokkering mellom 0 og 600 °C. Termisk og vekselfelt demagnetisering gjev om lag same retning. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

Normale, steilt nedpeikande retningar dominerar, og berre ein prøve frå lokalitet 5 resulterer i ein lang reversert komponent.

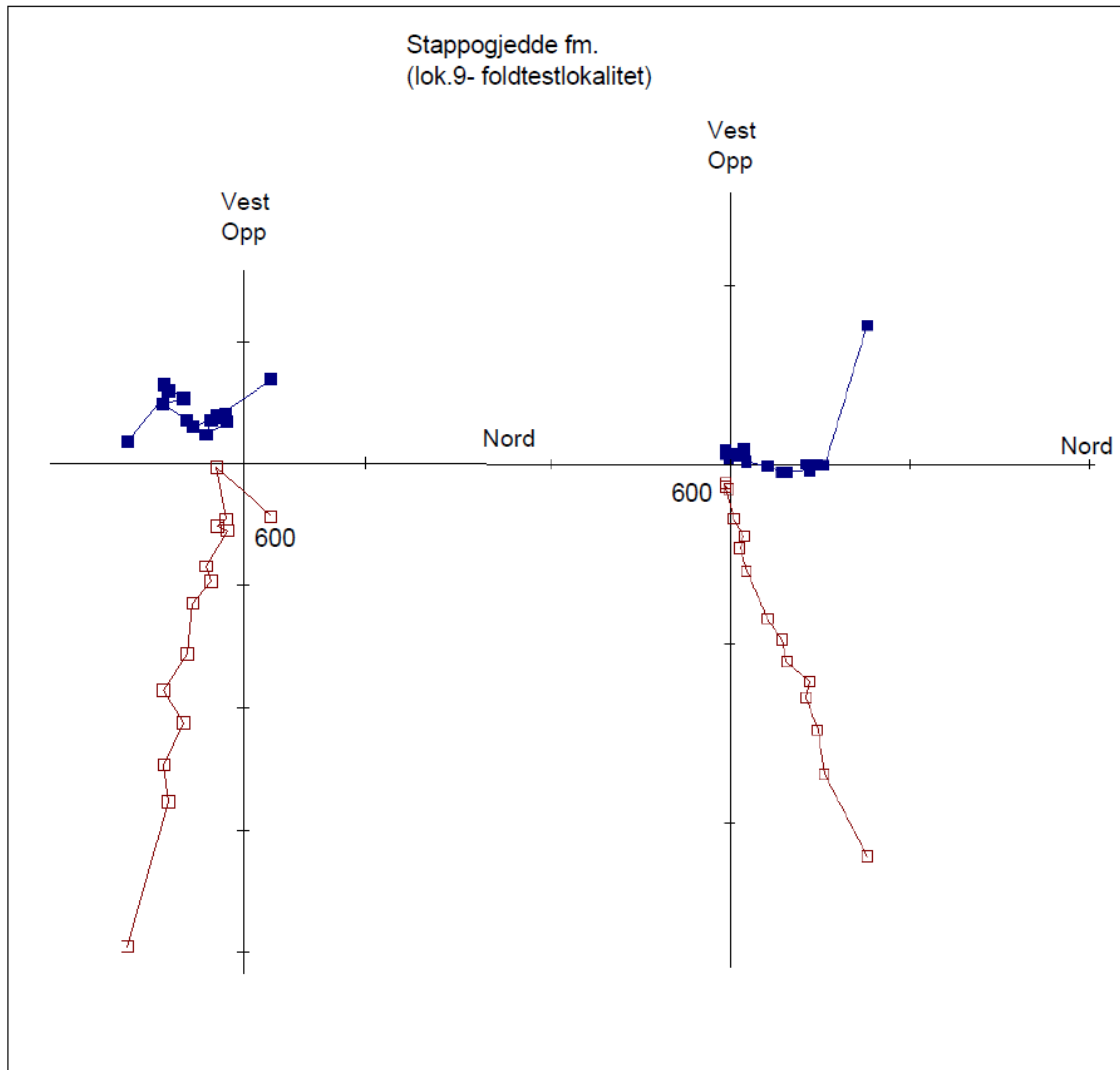
Vekselfeltdemagnetisering på ein prøve frå lokalitet 7 viser klare teikn på at det er danna ei gyroremanent magnetisering som dominerar når feltet overstig 100 mT (Figur 4.3). Dette kan som tidlegare nemnt skje ved vekselfeltdemagnetisering av prøvar som inneheldt singeldomene korn og var ein av årsakene til at det vart gjort termisk demagnetisering på majoriteten av prøvane.



**Figur 4.3:** Vekselfelt demagnetisering av prøve frå lokalitet 7 som resulterer i formasjon av ei gyroremanent magnetisering når feltet overstig 100 mT. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

Frå lokalitet 9 er det som tidlegare nemnd utført ein foldtest, og gjev hovudsakleg det same resultatet frå demagnetiseringa (Figur 4.4) og det er ikkje mogleg å sjå nokon nemneverdig forskjell frå resten av lokalitetane i Stappogjedde fm., med unntak av lokalitet 10 frå Tanadalen.





**Figur 4.4: Termisk demagnetisering av prøvar frå lokalitet 9, foldtestlokaliteten. Retningane blir om lag dei same som for resten av Stappogjedde fm.**

Lokalitet 10 frå Stappogjedde fm i Tanadalen er som sagt tidlegare lokalisert svært nær den kaledonske front. Prøvane viser om lag dei same retningane ved samanlikning med resten av lokalitetane frå Stappogjedde, derimot har lokaliteten mykje lågare gjennomsnitt NRM intensitet ( $M_{\text{NRM}}$ ) og gjennomsnitt NRM susceptibilitet ( $k_{\text{NRM}}$ ) enn resten av lokalitetane og kan vere årsaka til at nokre av prøvane viste ustabile retningar. Dei fleste prøvane nådde minimumsintensitet ved 450- 500 °C i motsetnad til 550-600 °C hos dei fleste andre lokalitetane i Stappogjedde fm. Om dette gjev fornuftige resultat frå TMA kan dette vere ein indikasjon på titanomagnetitt og at det til dømes er eit anna

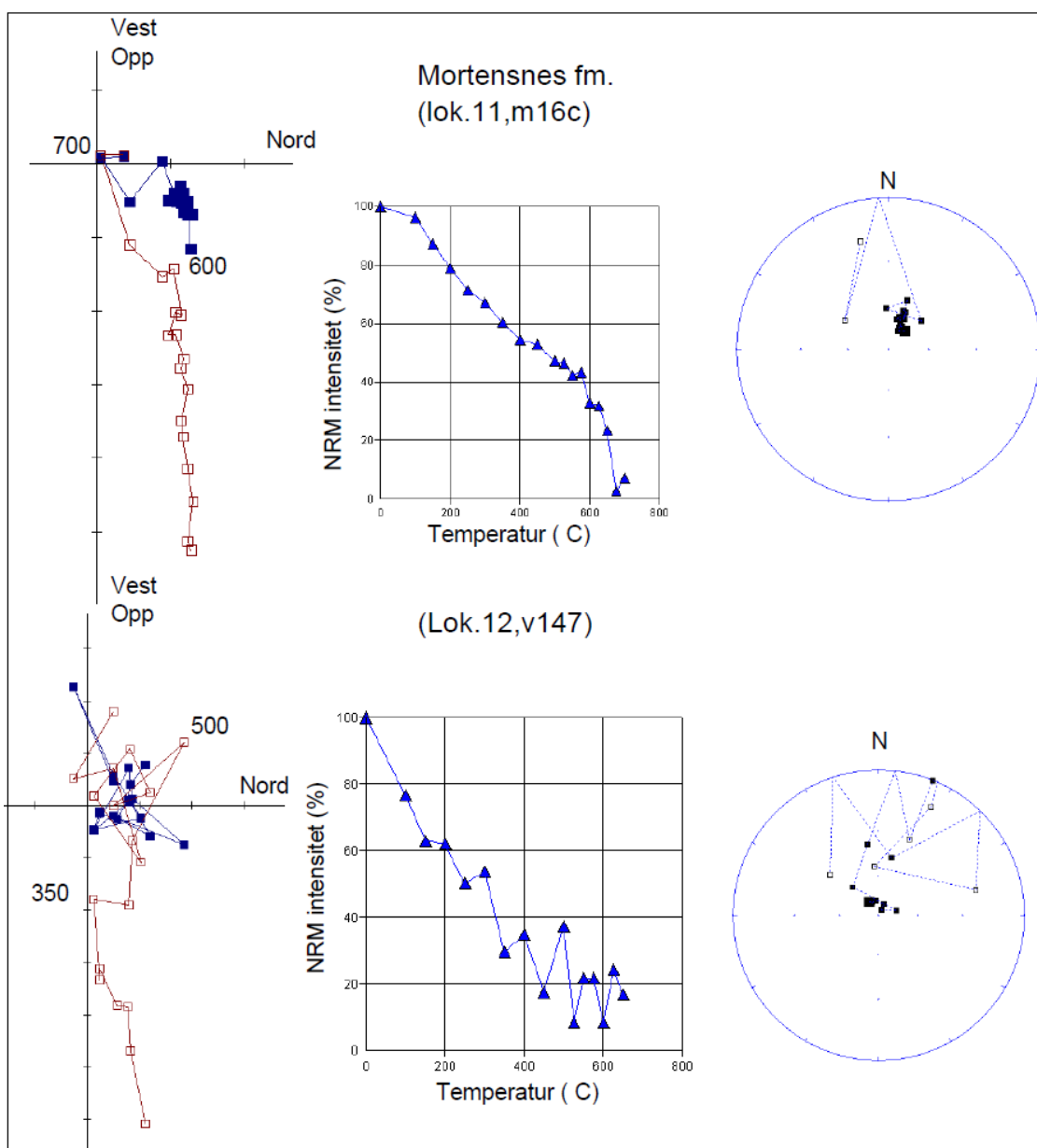
kjeldeområde for sedimenta her enn for resten av lokalitetane i Stappogjedde fm. som alle er tekne ved Komagnes om lag 90 km lenger aust.

### 4.2.2. Mortensnes

Det er 3 lokalitetar frå Mortensnes formasjonen; lokalitet 11, 12 og 13. Demagnetiseringsresultatet er komplekst og viser stor variasjon i remanenskvalitet. Spesielt frå lokalitet 12 og til dels lokalitet 13 er det vanskeleg å identifisere stabile høgblokkeringskomponentar (Figur 4.5). Som hos Stappogjedde viser prøvane ein eller to komponentar, men i motsetnad til Stappogjedde fm. kan det i tillegg observerast komponentar i hematittområde med blokkeringstemperaturar opp til 700 °C i lokalitet 11 og lokalitet 13. Desse er ustabile og gjev ingen veldefinerte retningar og er derfor utelukka i den vidare analysen. Derimot viser lokalitet 11 ein betre remanenskvalitet med relativt stabile komponentar og ei betre samling (Figur 4.5)

Som med lokalitetane frå Stappogjedde fm. viser susceptibilitetsmålingar mot demagnetiseringstemperatur ei stigning mellom 500 og 600 °C, og kan vere grunnen til at det er vanskeleg å identifisere stabile komponentar over 600 °C.

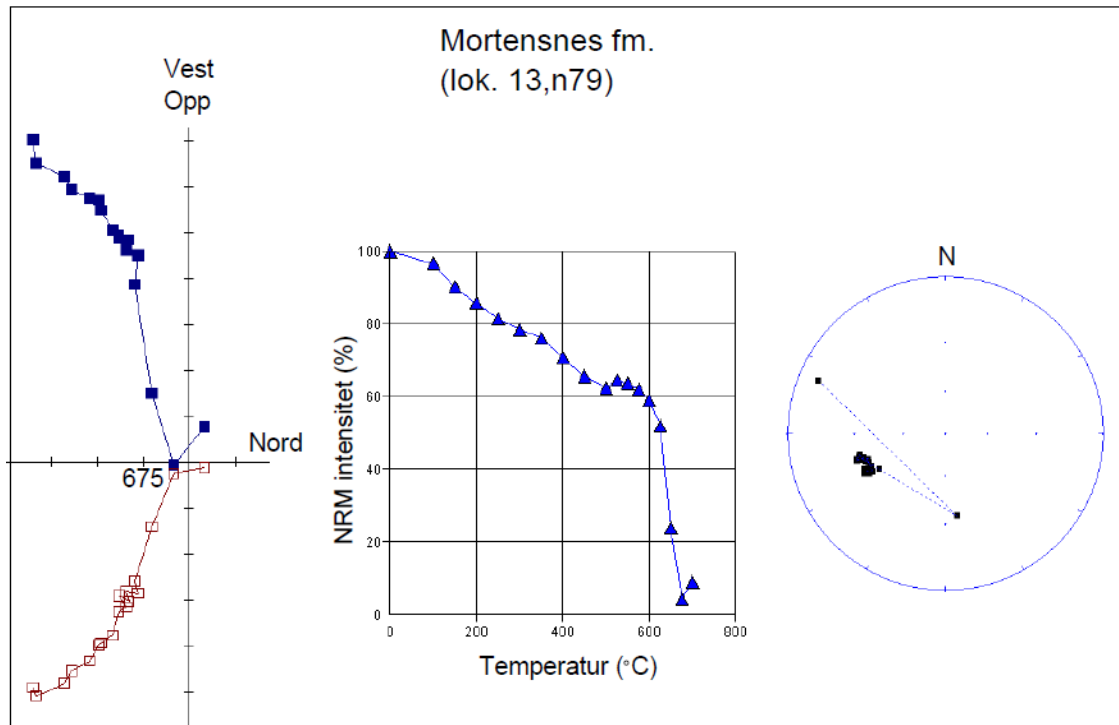
Lokalitet 12 viser generelt ustabile retningar (Figur 4.5) som truleg kan kopleast med låge magnetiseringsintensitetar og kanskje at denne lokaliteten er den med minst raudleg matriks og då sannsynlegvis har lågast innhald av ferromagnetiske mineral. Det var vanskeleg å identifisere stabile komponentar, imidlertid viste dei komponentane som blei identifisert maksimum blokkeringstemperatur under 500 °C (oftast 300- 400 °C) og ingen komponentar er identifisert over dette. Lokalitet 13 har remanens av intermediær kvalitet sammenlikna med dei to andre lokalitetene fra Mortensnes, og gjev fleire tolkbare komponentar enn lokalitet 12. Nokre prøvar viser stabile retningar heilt opp til nær 700 °C, mens andre vert ustabile ved 600 °C. Retningane frå lokalitet 13 er dei som skil seg mest frå resten av lokalitetane med ein mykje flatare inklinasjonvinkel.



**Figur 4.5: Døme på termisk demagnetisering frå Mortensnes fm., lokalitet 11, som gjev stabile retningar, og lokalitet 12 som gjev svært ustabile retningar. Ukorrigert stereografisk projeksjon.**

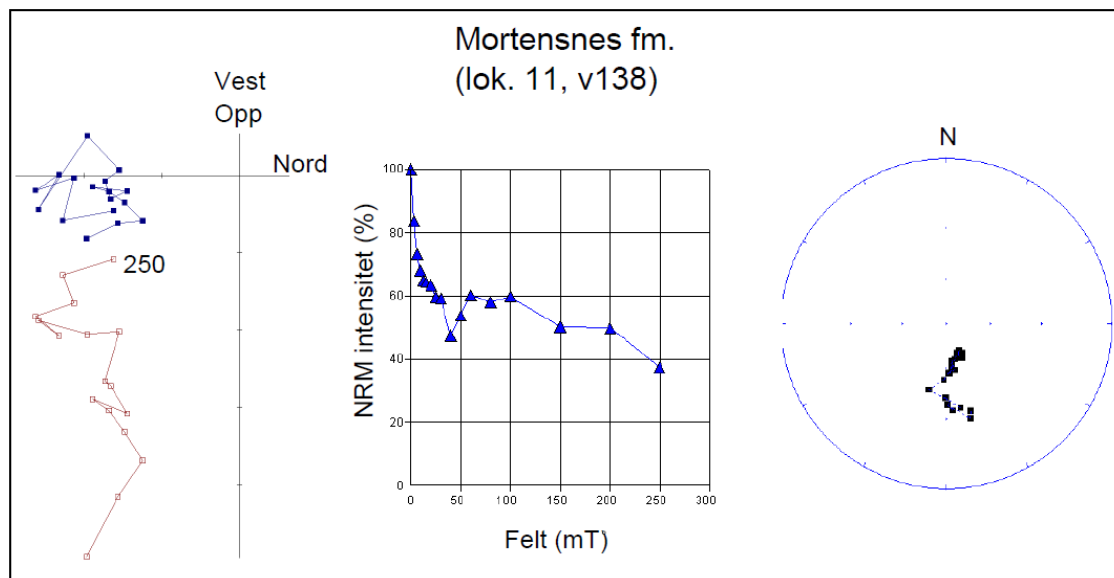
Prøvane frå lokalitet 12 viser ei kontinuerleg utblokkering til ca. 600 °C, mens prøvane frå lokalitet 11 og lokalitet 13 stort sett viser kontinuerleg utblokkering med fall i intensitet heile vegen, men viser eit kraftigare fall over 600 °C (Figur 4.6 ). Dette er ein tydeleg indikasjon på to ulike remanensbærande mineral; ein med ei kontinuerleg

utblokkering frå 0 til ca. 600 °C som kan vitne om magnetitt, og ein med relativt diskret utblokkering frå 600 til ca. 680 °C som kan indikere hematitt.



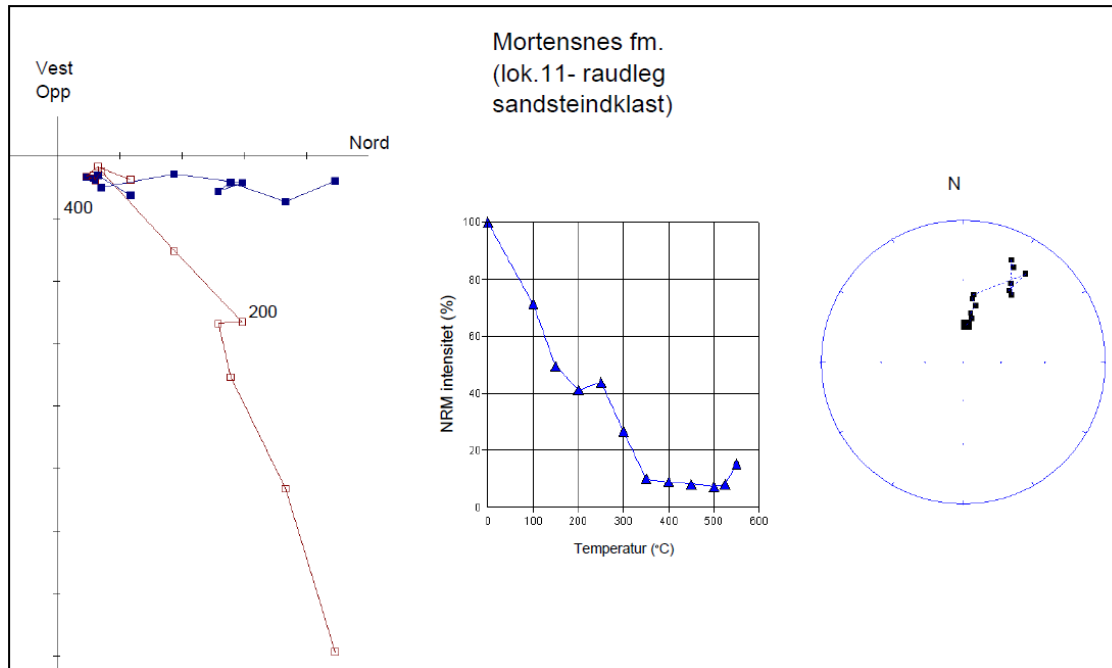
**Figur 4.6:** Termisk demagnetisering av prøve frå lokalitet 13 i Mortensnes fm. viser ei kontinuerleg utblokkering til ca. 600 °C før den fell bratt til ca. 700 °C. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

Det var vanskeleg å demagnetisere prøvane frå Mortensnes fullstendig ved vekselfelddemagnetisering (Figur 4.7). Frå fall i intensitetsdiagrammet og i Zijderveld diagrammet ser det ut som ein blir kvitt ein komponent opp til ca. 40 mT som deretter flater ut og har ein restintensitet som ein ikkje klarar å demagnetisere. Dette kan tolkast som nærvær av både ein ”mjuk” lågkoersiv komponent (magnetitt?) og ein ”hard” høgkoersiv komponent (hematitt?). Kva slags mineralfasar dette vil vere vert nærare undersøkt i kapittel 5 (magnetisk mineralogi)



**Figur 4.7: Vekselfelt demagnetisering av prøve frå lokalitet 11 i Mortensnes fm. viser at prøven ikkje let seg fullstendig demagnetisere og kan tyde på at både ein lågekoersiv og høgkoersiv mineralfase er tilstades. Ukorrigert stereografisk projeksjon.**

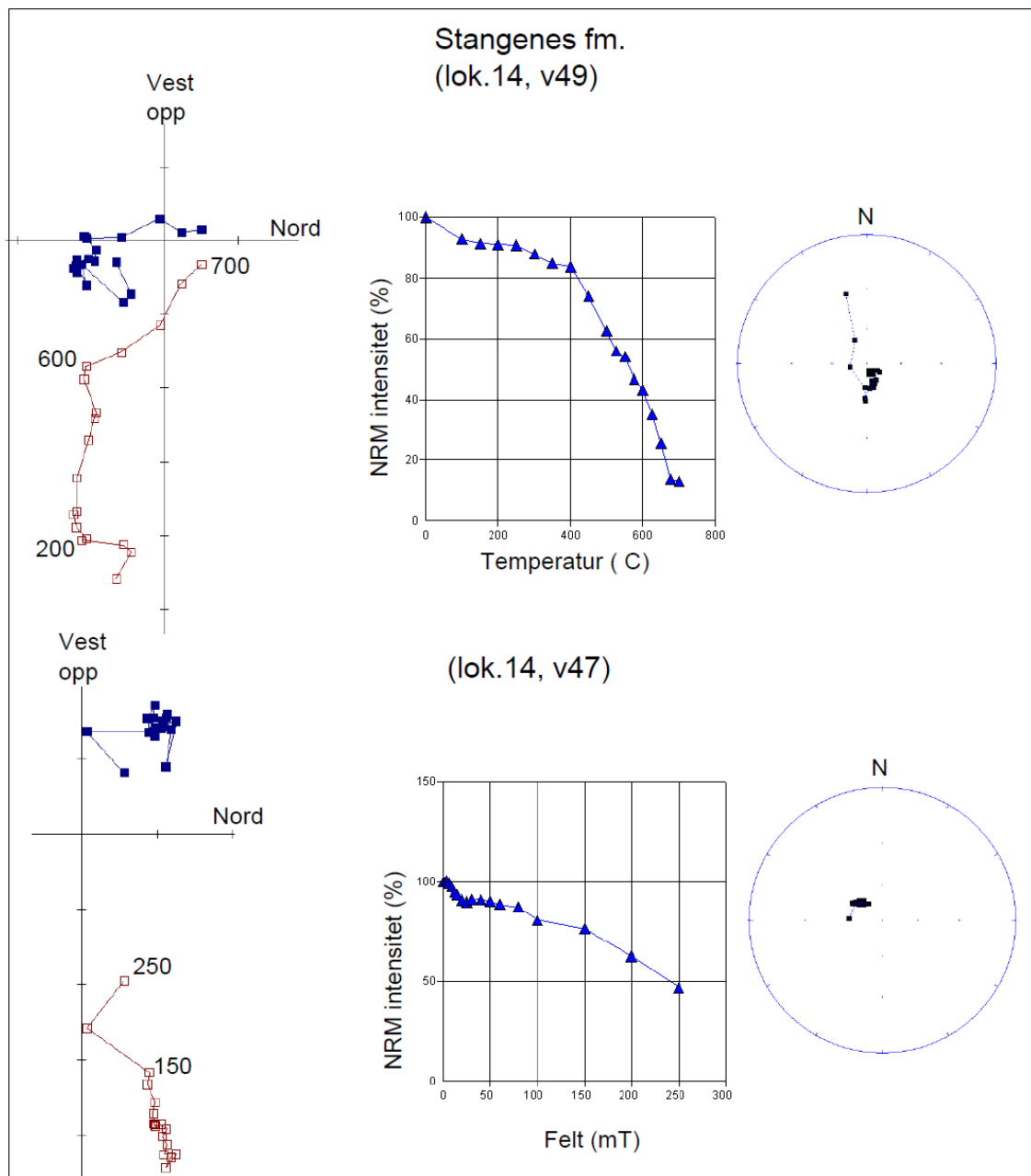
Fire av prøvane frå lokalitet 11 er tekne frå to ulike konglomeratklastar med tanke på ein mogleg konglomerattest. To av prøvane er frå ein raudleg sandsteinsklast, antakeleg frå den stratigrafisk underliggjande Nyborg formasjonen, mens dei to andre er frå ein lys kvartsitt. Prøvane frå klastane er svært svake, men begge viser likevel stabile komponentar og konsistente retningar med maksimum blokkeringstemperatur opptil 400-500°C (Figur 4.8).



**Figur 4.8:** Termisk demagnetisering av raudleg sandsteindklast i lokalitet 11 frå Mortensnes fm. Viser at klastane har låge blokkeringstemperaturar. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

#### 4.2.3. Stangenes

Stangenes lokaliteten viser teikn på ein komplisert magnetiseringshistorie med fleire komponentar (Figur 4.9), der dei ulike komponentane ikkje alltid er enkle å isolere. Prøvene viser ein tydeleg indikasjon på to ulike remanensbærande fasar; ein med ei kontinuerleg utblokkering frå 0-500 °C (magnetitt?) og ein med relativt diskret utblokkering (hematitt?). Prøvene vert ikkje fullstendig demagnetisert under vekselfelt demagnetisering (Figur 4.9) og kan også tyde å innhald av høgkoersive mineral. Som med lokalitet lokalitet 11 og 13 i Mortensnes er det nokre prøvar der det kan observerast komponentar i hematittområde med blokkeringstemperaturar opp til 700°C, men desse er vanskeleg å identifisere og gjev lite konsistente retningar.



**Figur 4.9:** Øverst: termisk demagnetisering av prøve frå Stangenes fm. som viser ein kompleks magnetiseringshistorie. Nedst: vekselfelt demagnetisering av prøve frå Stangenes fm. som ikkje vert fullstendig demagnetisert. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

### 4.3 Statistikk

Ved paleomagnetiske undersøkingar er Fisher statistikk den mest utbreidde og anvendelege statistiske metoden. Fisher statistikk er utvekta retningsstatistikk som vil seie at kvar prøve tel like mykje uavhengig av intensiteten til dei individuelle vektorane. Det vert kalkulert ein middelretning  $\mathbf{R}$ , ein presisjonsparameter  $\kappa$  og ei 95% konfidensgrense ( $\alpha_{95}$ ) for middelretninga for dei identifiserte komponentane.

Dei karakteristiske remanensvektorane (ChRM) frå kvar prøve, uttrykt ved deklinasjon og inklinasjon vert normaliserast til einingsvektorar. Derfor vil ikkje intensiteten ha nokon praktisk tyding. Intensiteten er likevel viktig ved andre aspekt i den paleomagnetiske analysen.

Den statistiske analysen av resultatata føl eit hierarki med fleire nivå. Dei stabile NRM komponentane (ChRM) frå kvar lokalitet vert samla til eit lokalitetsmiddel ("site mean") som deretter vert samla til eit middel for formasjonen som gjev grunnlaget for vidare utrekning av polposisjonar og ein paleomagnetisk rekonstruksjon. I tråd med vanleg paleomagnetisk praksis vart individuelle remanensvektorar med betydeleg avvik frå den generelle trenden hos ein lokalitet fjerna.

Ulike statistiske testar (felt testar) kan utførast for å prøve å avgrense alderen til magnetiseringa. I denne studien er det gjort forsøk på ein foldtest i Stappogjedde formasjonen og ein konglomerattest i Mortensnes formasjonen.

For utfyllande informasjon om dei statistiske metodane og parameterane, sjå blant anna Butler (1992).

Stappogjedde gjev relativt gode data med konsistente retningar og liten  $\alpha_{95}$ . Frå denne formasjonen er det henta 114 prøvar og gjev det beste statistiske grunnlaget. Mortensnes gjev meir spreidde og usikre (stor  $\alpha_{95}$ ) retningar og omfattar også færre prøvar; 37. Frå Stangenes formasjonen blei det berre henta 7 prøvar frå ein enkelt lokalitet, noko som er



for lite til at det kan gjerast påliteleg statistikk. Den vert likevel kommentert fordi den såg ut til å gje konsistente paleomagnetiske resultat og kan gje ein fyrste indikasjon på paleomagnetisk retning for denne formasjonen.

### **4.3.1. Stappogjedde**

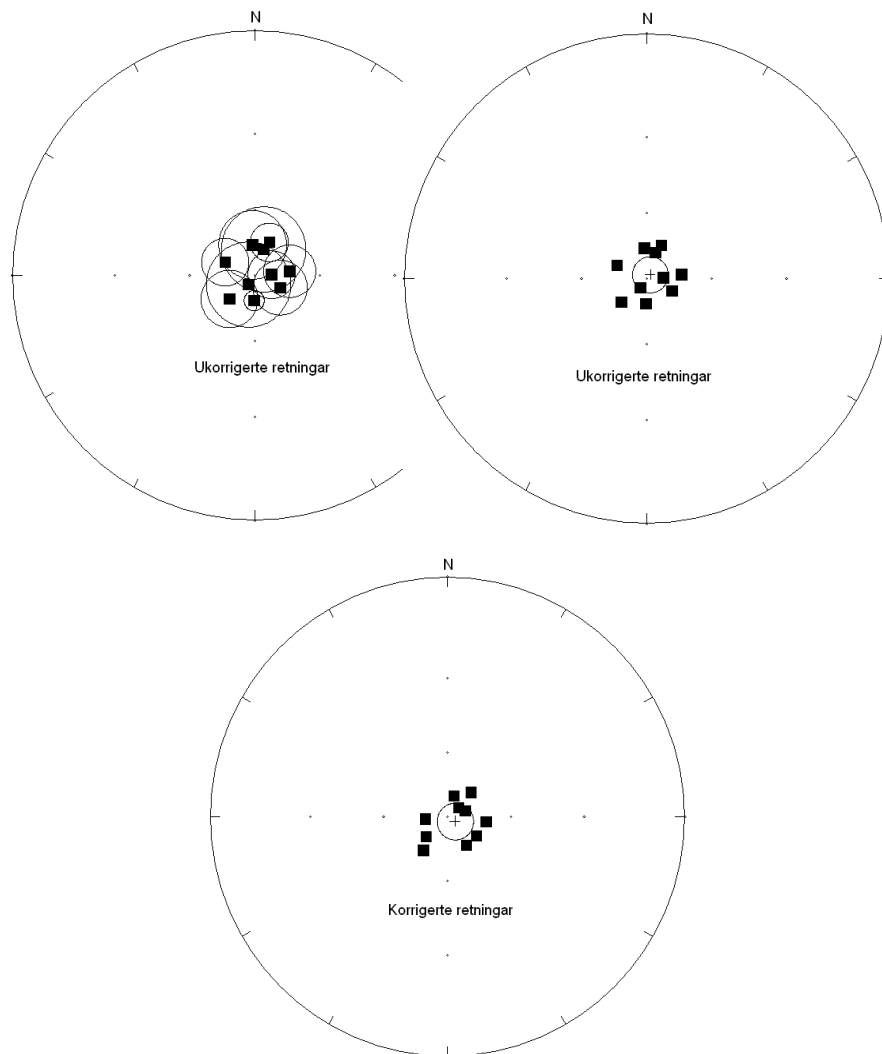
I Tabell 4.1 er dei statistiske dataa frå Stappogjedde oppsummert. Figur 4.10 viser middelretningane frå alle lokalitetane til Stappogjedde. Samlinga var god innad på kvar lokalitet og få individuelle remanensvektorar har betydeleg avvik frå den generelle trenden. Frå alle lokalitetane var det mogleg å finne stabile HB komponentar.

Generelt viser dei fleste sedimentære formasjonane sør for TKFZ på Varangerhalvøya lite tektonisk fall og det er derfor som forventa at ein tektonisk korreksjon av lokalitetsmidlar har lite å seie for retningane til Stappogjedde (Figur 4.10). Dette vert stadfesta ved hjelp av ein foldtest seinare i kapittelet. For både korrigerte og ukorrigerde retningar ligg middelretningane nær dagens dipolfeltretning (ved  $70.2^\circ$  N er inklinasjonvinkelen  $79.8^\circ$ ), men er signifikant forskjellig på 95% konfidensnivå.

## Kapittel 4 - Paleomagnetisk retningsanalyse

Tabell 4.1: Samandrag av dei paleomagnetiske resultatane frå kvar lokalitet i Stappogjedde formasjonen.  $M_{NRM}$  = gjennomsnittleg NRM intensitet,  $k_{NRM}$  = gjennomsnittleg NRM susceptibilitet,  $N$  = totalt antal demagnetiserte prøvar frå kvar lokalitet,  $n$  = antal prøvar brukt til å rekne ut lokalitetsmiddel,  $Dec$  = ukorrigert gjennomsnittleg deklinasjon,  $Inc$  = ukorrigert gjennomsnittleg inklinasjon,  $\kappa$  = Fishers presisjonsparameter,  $\alpha_{95}$  = konfidensparameter som gjev 95% sikkerheit rundt middelretning,  $TDec$  = gjennomsnittleg deklinasjon korrigert for tektonisk strøk og fall,  $TInc$  = gjennomsnittleg inklinasjon korrigert for strøk og fall,  $T\kappa$  = Korrigert Fishers presisjonsparameter,  $T\alpha_{95}$  = korrigert konfidensparameter som gjev 95% sikkerheit rundt middelretning.

Lokalitet	$M_{NRM}$ ( $10^{-3}$ A/m)	$k_{NRM}$ ( $10^{-6}$ SI)	N	n	Dec ( $^{\circ}$ )	Inc ( $^{\circ}$ )	$\kappa$	$\alpha_{95}$	TDec ( $^{\circ}$ )	TInc ( $^{\circ}$ )	$T\kappa$	$T\alpha_{95}$
1	13.47	1776	11	8	83.3	74	22.09	12	97.8	71.8	22.09	12
2	9.8	1578	12	10	19.1	77	7.08	19.5	51.5	82.9	7.08	19.5
3	7.46	1290	9	8	227	74	18.89	13.1	215.5	70.6	18.89	13.1
4	7	1218	10	7	116	77	23.95	12.6	123.7	73.5	23.95	12.6
5	0.92	1218	11	9	356	76	11.69	15.7	18.2	79.8	11.69	15.7
6	7.46	1106	8	7	24	73	47.72	8.8	44	73.6	47.72	8.8
7	12.12	1244	11	8	294	75	26.74	10.9	263.9	79.5	26.74	10.9
8	13.42	1356	9	9	87.8	82	22.47	11.1	145.6	73.6	22.47	11.1
9	12.66	1424	20	16	181	78	63.83	4.7	72.1	80.9	18.2	8.9
10	0.19	357	13	6	214	85	12.51	19.7	227.5	76.2	12.51	19.7
<b>Middelretning</b>					<b>45.4</b>	<b>88</b>	<b>33.83</b>	<b>8.4</b>	<b>121</b>	<b>85.5</b>	<b>31.39</b>	<b>8.8</b>



Figur 4.10: Stereografisk projeksjon av middelretningane til alle lokalitetane frå Stappogjedde fm. Øverst venstre: ukorrigerde retningar med individuelle  $\alpha 95$  for kvar lokalitet, øverst høgre: ukorrigerde retningar med samla middel og  $\alpha 95$  av alle lokalitetane, nedst: korrigerde retningar med samla middel og  $\alpha 95$  av alle lokalitetane.

LB og IB komponentane til Stappogjedde viser om lag same retning som HB komponentane.

#### 4.3.2. Mortensnes

Frå lokalitetane frå Mortensnes formasjonen var det vanskelegare å identifisere stabile HB komponentar og dermed vanskelegare å finne ei god middelretning. Sidan dette er eit

konglomerat, og fordi det regionale fallet varierer mellom 5- 10° i ulike retningar er det ikkje utført ein tektonisk korreksjon for middelretningane til Mortensnes fm.

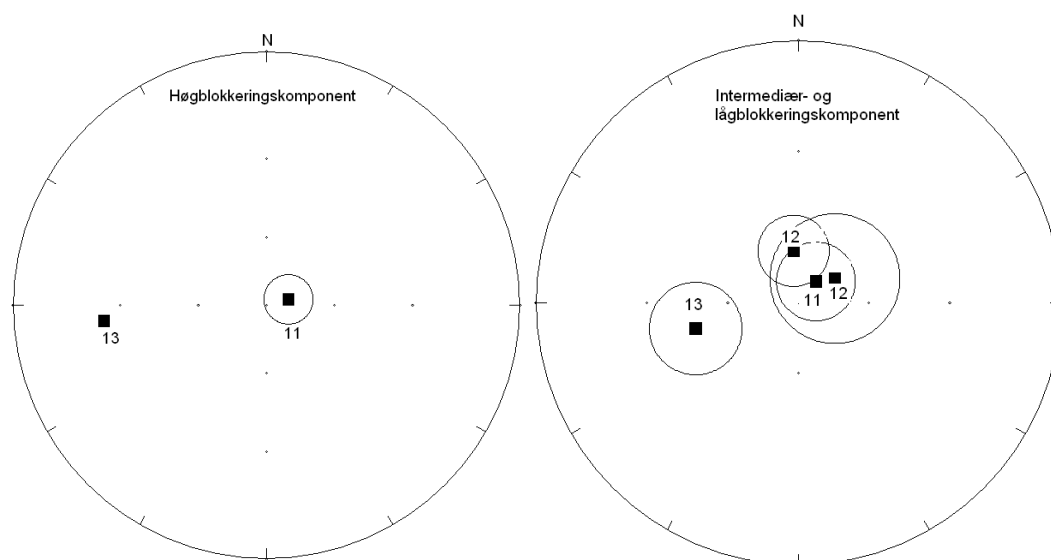
To av tre lokalitetar (lokalitet 11 og 13) viser som sagt teikn på komponentar over 600°C med tilnærma same retning som i magnetittområdet, men er for dårleg definert til å vere med i ein statistisk analyse.

I Tabell 4.2 er dei paleomagnetiske resultatane frå Mortensnes oppsummert. Lokalitet 11 har den mest stabile HB komponenten og gjev høg  $\kappa$  og låg  $\alpha_{95}$ . Frå lokalitet 12 var det ikkje mogleg å finne ein stabil HB komponent i magnetittområdet, så retninga er basert på ein IB komponent med svært låge blokkeringstemperaturar (<200-300°C) og som omfattar eit relativt lågt antal ( $n=5$ ) prøvar. Det kan diskutast om denne lokaliteten, med så låge blokkeringsområder, burde vore utelate frå statistikken. At denne lokaliteten likevel er teke med kan forsvarast med at retninga ligg nær retninga til den stabile HB komponenten til lokalitet 11 (Figur 4.11) (og Stappogjedde sin middelretning). Lokalitet 13 har ein svært tvilsam HB komponent, og ein IB komponent med temperaturområdet 0-450°C er truleg eit betre alternativ. Dette er den lokaliteten som skil seg mest frå retningane til lokalitet 11 og 12 med ein flatare inklinasjonsvinkel (Figur 4.11) .

Felles for dei tre lokalitetane er at dei identifiserte komponentane (HB/IB/LB) ikkje er signifikant forskjellig frå kvarandre i retning innad i kvar lokalitet (Figur 4.11), og at retninga derfor blir om lag den same uavhengig av kva komponent som vert brukt vidare. Eit problem ved å bruke IB og LB komponentar er derimot at dei har låge blokkeringstemperaturar, noko som er usannsynleg å representere ein primær remanens for så gamle bergartar og kan tyde på remagnetisering.

Tabell 4.2: Samandrag av dei paleomagnetiske resultatane frå kvar lokalitet i Mortensnes fm.  $M_{\text{NRM}}$  = gjennomsnittleg NRM intensitet,  $k_{\text{NRM}}$  = gjennomsnittleg NRM susceptibilitet,  $N$  = totalt antal demagnetiserte prøvar frå kvar lokalitet,  $n$  = antal prøvar brukt til å rekne ut lokalitetsmiddel,  $\text{Dec}$  = ukorrigert gjennomsnittleg deklinasjon,  $\text{Inc}$  = ukorrigert gjennomsnittleg inklinasjon,  $\kappa$  = Fishers presisjonsparameter,  $\alpha_{95}$  = konfidensparameter som gjev 95% sikkerheit rundt middelretning,

Lokalitet	Komponent	$M_{\text{NRM}}$ ( $10^{-3}$ A/m)	$K_{\text{NRM}}$ ( $10^{-6}$ SI)	$N$	$n$	Dec (°)	Inc (°)	$\kappa$	$\alpha_{95}$
11	HB- (400-600)	6.03	559.73	13	9	75.2	79.7	22.78	11.0
	LB (0- 450)	"	"	13	8	39.4	78	8.35	16.9
12	IB- 200-300	0.54	234.24	11	5	56.5	71	9	27
	LB-0-200	"	"	11	5	354.8	67.5	27.7	14.9
13	HB- (400- 550)	5.47	553.21	9	6	264.4	24.5	2.93	47.7
	LB (0-450)	"	"	9	9	255.9	46.1	6.31	17.2
<b>Middelretning</b>						<b>283.9</b>	<b>84.9</b>	<b>5.89</b>	<b>56.2</b>

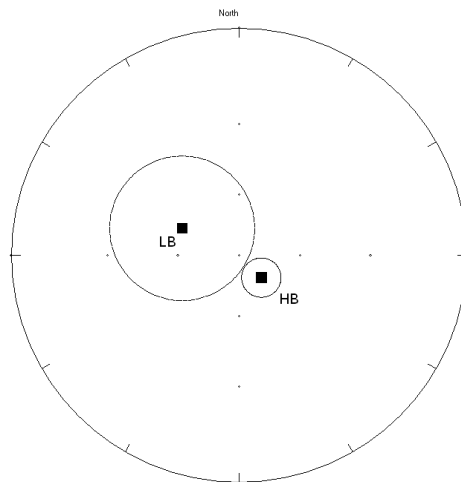


Figur 4.11: Stereografisk projeksjon av komponentane til Mortensnes fm. Venstre: viser HB komponentane til lokalitet 11 og 13. Lokalitet 12 har ingen HB komponent. Høgre: viser IB- og HB komponentane til alle tre lokalitetane i Mortensnes fm.

### 4.3.3. Stangenes

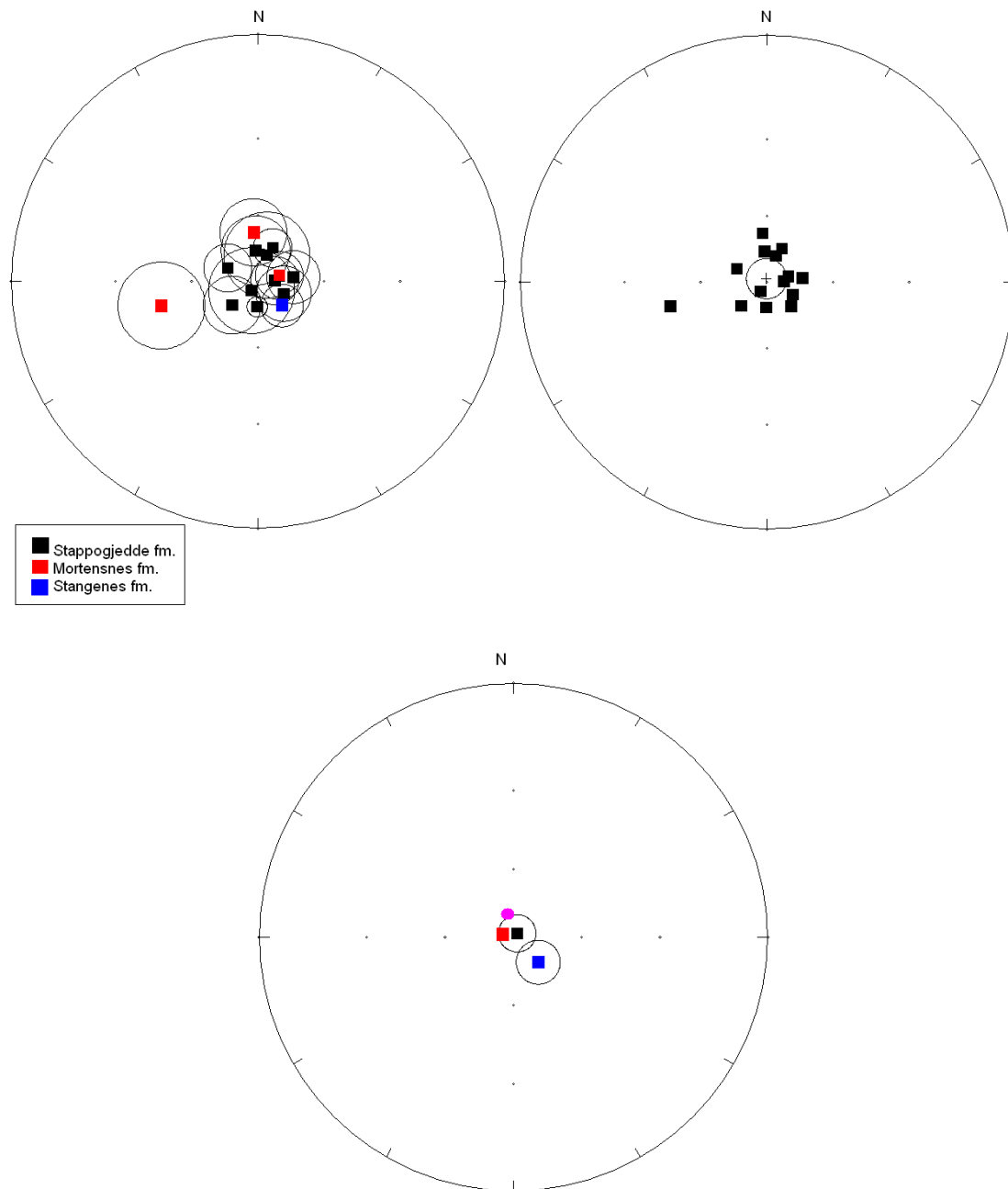
Denne lokaliteten har som sagt for få prøver ( $N=7$ ) til å gje eit statistisk grunnlag, men er likevel tatt med som fyrste indikasjon på middelretning. Som ved lokalitet 11 og 13 i Mortensnes fm. er det teikn på komponentar over  $600^{\circ}\text{C}$  med tilnærma same retning som i magnetittområdet, men som er for dårleg definert til å vere med i ein statistisk analyse. Ein stabil HB komponent er signifikant forskjellig frå LB komponenten (Figur 4.12).

Ukorrigert middelretning frå ein stabil HB komponent gjev deklinasjon =  $135.1$ , inklinasjon =  $74.2$ ,  $\kappa = 62.7$ , og  $\alpha_{95} = 9.7$ .



**Figur 4.12: Stereografisk projeksjon av ukorrigerede retningar til HB og LB komponentar frå Stangenes lokaliteten.**

Ei oppsummering av ukorrigerede retningar til alle formasjonane er gjort i Figur 4.13.



**Figur 4.13:** Øvst til venstre: Stereografisk projeksjon av ukorrigerte retningar med individuelle alfa95 til alle lokalitetane frå alle formasjonane. Øvst til høgre: Stereografisk projeksjon av ukorrigert middelretning til alle lokalitetane. Nedst i midten: Stereografisk projeksjon av ukorrigert middelretning til alle formasjonane. Merk dagens dipolfelt i Finnmark i rosa.

Tabell 4.3 viser utrekna VGP (virtual geomagnetic pole) for alle formasjonane ved 70°N og 30°Ø.

Tabell 4.3: VGP for formasjonane ved 70°N og 30°Ø.

Formasjon	Breiddegrad	Lengdegrad	Dp	Dm
Stappogjedde	73.1	42.3	16.7	16.8
Mortensnes	70	0.1	109.8	111.1
Stangenes	44.3	59.1	15.9	17.5

#### 4.3.4. Statistiske testar: Foldtest og konglomerattest

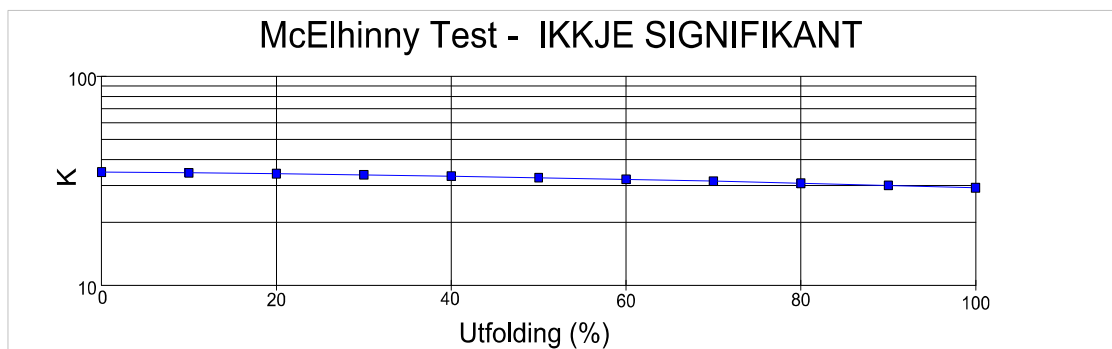
Det blei utført ein klassisk McElhinny foldtest (McElhinny, 1964) på lokalitetane frå Stappogjedde for å sjå om endring i spreiring til retningane under utfolding kan gje sikre indikasjonar på magnetiseringa sin alder. Det blei gjort to separate testar:

i) På alle lokalitetane med unntak av lokalitet 9 er det ein konsistent beddingkorreksjon over heile lokaliteten, men beddingen varierar frå lokalitet til lokalitet. Dette opnar for ein foldtest basert på korreksjon av alle desse lokalitetsmidla, men sidan regional dip på kvar lokalitet jamt over er liten vil det være vanskelig å oppnå signifikant endring i spreiringa.

ii) Lokalitet 9 blei med vilje samla inn over en småskala foldestruktur der individuelle prøver har ulik beddingkorreksjon, med tanke på å utføre foldtest. Bedding her varierer atskillig meir enn dei andre lokalitetane imellom, så sjansen for å oppnå signifikant endring i spreiring er vesentleg betre. Ei ulempe er at for å finne ein eigna foldtestlokalitet var det nødvendig å bevege seg svært nær TKFZ og foldinga kan vere spesifikt assosiert med aktivitet av ukjent alder langs forkastninga. Resultatet frå lokalitet 9 treng derfor ikkje vere representativt for heile Stappogjedde formasjonen.

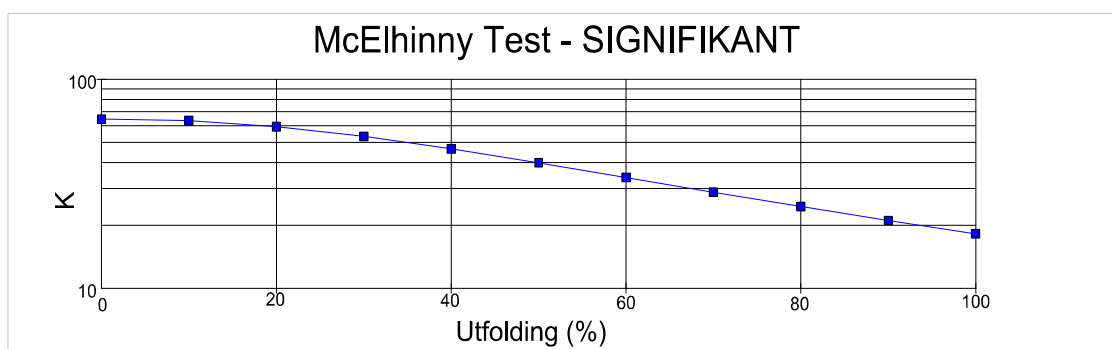


Foldtesten som blei utført på i) viste at tektonisk korreksjon ikkje fører til ei signifikant endring på eit 95% konfidensnivå etter utfolding (Figur 4.14) og er som sagt forventa på grunn av det nesten ubetydelege fallet til beddinga i området.



**Figur 4.14:** Foldtest av alle lokalitetar utanom lokalitet 9 (i). Fishers presisjonsparameter  $\kappa$  angir kor godt retningane er samla. Spreiingsgrada ved denne foldtesten endrast ikkje statistisk signifikant ved utfolding.

Foldtesten frå ii) viser ei signifikant endring på eit 95% konfidensnivå etter utfolding. Samlinga av punkta er signifikant betre etter 100 % utfolding (Figur 4.15), noko som tyder på ei postfoldmagnetisering ( $\kappa$  minkar frå 63.83 til 18.2). Det har skjedd ei remagnetisering av bergartane ved denne lokaliteten og den primære remanensen er ikkje bevart.

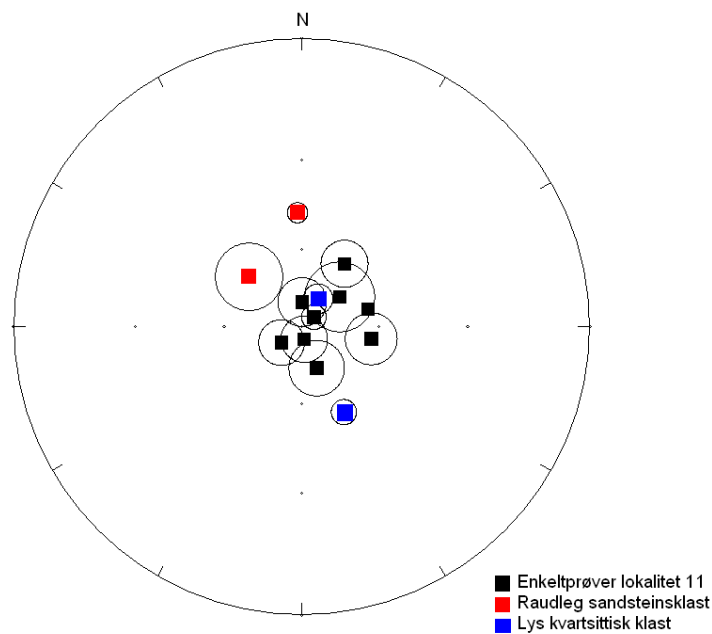


**Figur 4.15:** Foldtest av enkeltlokalitet 9 (ii). Fishers presisjonsparameter  $\kappa$  angir kor godt retningane er samla. Spreiingsgrada ved denne foldtesten endrast statistisk signifikant ved utfolding.

I tillegg vart det gjort eit forsøk på ein konglomeratstest frå lokalitet 11 i Mortensnesformasjonen. Ein tilfeldig distribusjon av ChRM retning frå klast til klast innad i konglomeratet viser at ChRM i klastane blei oppnådd før avsetjing av

konglomeratet. Dette indikerer at ChRM retningane til kjeldebergarten har vore stabil sidan før formasjon av konglomeratet. Ein positiv konglomerattest gjev sterke bevis for at ChRM retningane er primære (Butler, 1992).

Det vart teke fire prøvar frå to ulike klastar; ein raudleg sandstein (sannsynlegvis frå den stratigrafisk underliggjande Nyborg formasjonen) og ein lys kvartsittisk bergart, med høvesvis to i kvar. Begge retningane frå den raudlege sandsteinen hamna eit stykke unna retningane frå matriksen i lokalitet 11, mens dette gjeld berre ein av to prøvar sine retningar frå den lyse kvartsittiske bergarten (Figur 4.16). Fordi det berre er to prøvar ( $n=2$ ) er det for lite statistisk grunnlag til å gje eit sikkert haldepunkt om alderen til remanensen, men kan vere ein indikasjon på at magnetiseringa blei oppnådd før avsetjing av konglomeratet.



**Figur 4.16: Stereografisk projeksjon av enkeltprøver til HB komponentane frå lokalitet 11 saman med HB/IB komponentane frå dei to klastane. Ukorrigert stereografisk projeksjon.**

## 5. Magnetisk mineralogi

For å betre forstå og tolke resultata frå demagnetiseringa er det nyttig å ha kunnskap om den magnetiske mineralogien i prøvane. Dette inneber informasjon om kva type mineral, kornstorleik og domenetilstand og stabiliteten til den magnetiske remanensen,

Prosessar som til dømes reoppvarming, diagenese, deformasjon og sirkulerande væsker kan gje opphav til kjemiske endringar i dei magnetiske minerala. Dette kan føre til at det vert danna sekundære remanenskomponentar, eller at det i verste fall skjer ei total remagnetisering av bergarten.

Ei utfordring er å prøve å knyte dei enkelte remanenskomponentane av NRM frå demagnetiseringa til bestemte magnetiske mineral. Dette kapitlet skal prøve å belyse dette ved å identifisere, og kvantifisere, dei ulike magnetiske minerala tilstades i prøvane, bestemme kornstorleik og domenetilstand og dermed få ein indikasjon på stabiliteten til den magnetiske remanensen, i tillegg til å sjå etter teikn til sekundære endringar eller prosessar og ei eventuell remagnetisering.

Metodane som er brukt er Isotermal Remanent Magnetiseringskurver (IRM-H), hysteresekurver og Termomagnetisk Analyse (TMA). Måling av susceptibilitetsendringa som funksjon av temperatur undervegs i den termiske demagnetisering vart også gjort. Mikroskopi er ein av dei viktigaste metodane for å undersøkje den magnetiske mineralogien. Det kan derimot vere vanskeleg å bruke mikroskopi til å gjenkjenne små konsentrasjonar av ferromagnetiske mineral i prøvar med små kornstorleikar. I dette studiet er det undersøkt sedimentære bergartar som silt- og slamsteinar og det blei derfor ikkje utført mikroskopianalyse av prøvane då kornstorleiken og konsentrasjonen av magnetiske korn i desse prøvane sannsynlegvis er for liten til å kunne observerast i mikroskop.

Først vil dei bulkmagnetiske eigenskapane til bergartsprøvane verte presentert, deretter dei ulike metodane med tilhøyrande resultat.

## 5.1 Bulk magnetiske eigenskapar

Tabell 5.1 viser ei oversikt over dei bulkmagnetiske eigenskapane til prøvane frå lokalitetane fordelt på formasjon. For ei grundig utgreiing av parametrane som inngår i tabellen, sjå Butler (1992).

**Tabell 5.1: Oversikt over bulkmagnetiske eigenskapar til prøvane fordelt på formasjon.  $M_{\text{NRM}}$  = gjennomsnittleg NRM intensitet,  $k_{\text{NRM}}$  = gjennomsnittleg NRM susceptibilitet, N = totalt antal prøvar frå kvar lokalitet, Q = Königsberger forhold.**

### Stappogjedde

Lokalitet	$M_{\text{NRM}}$ ( $10^{-3}$ A/m)	$K_{\text{NRM}}$ ( $10^{-6}$ SI)	N	Q
1	13.47	1776	11	0.1542
2	9.8	1578	12	0.1262
3	7.46	1290	9	0.1175
4	7.00	1218	10	0.1168
5	9.92	1218	11	0.1655
6	7.46	1106	8	0.1480
7	12.12	1244	11	0.1979
8	13.42	1356	9	0.2012
9	12.66	1423.78	20	0.1807
10	0.19	356.59	13	0.0106

### Mortensnes

Lokalitet	$M_{\text{NRM}}$ ( $10^{-3}$ A/m)	$K_{\text{NRM}}$ ( $10^{-6}$ SI)	N	Q
11	6.03	599.73	13	0.2044
12	0.54	234.24	11	0.0465
13	5.47	553.21	9	0.2008

## Stangenes

Lokalitet	$M_{NRM}$ ( $10^{-3}$ A/m)	$K_{NRM}$ ( $10^{-6}$ SI)	N	Q
14	4.64	298.8	7	0.3158

Königsberger forhold  $Q$  brukast ofte som eit mål for stabiliteten av remanensen i ein bergart. Dette er forholdet mellom remanent magnetisering ( $M_{NRM}$ ) og induert magnetisering ( $M_i$ ) der den induerte magnetiseringa er eit produkt av susceptibiliteten ( $k_{NRM}$ ) og det geomagnetiske feltet  $H$ . I dette tilfellet er  $H$  berekna til å vere 45.6 A/m basert på ein standard aksial dipolmodell for innsamlingsstaden

$$Q = \frac{M_r}{M_i} = \frac{M_{NRM}}{(K_{NRM} \times 45.6 \text{ A/m})}$$

Stabile singeldomene (SD) korn er karakterisert av høg remanens og låg susceptibilitet samanlikna med ustabile multidomene (MD) korn og gjev derfor dei høgaste verdiane for  $Q$ .

Ved å sjå på dei relative forskjellane mellom prøvane viser Tabell 5.1 at alle lokalitetane utanom lokalitet 10 frå Stappogjedde formasjonen har relativt høge verdjar for den gjennomsnittlege NRM intensiteten ( $M_{NRM}$ ) og den gjennomsnittlege NRM susceptibiliteten ( $k_{NRM}$ ).  $Q$  faktoren har verdjar mellom 0.10 og 0.20 også med unntak av lokalitet 10. Låge verdjar for lokalitet 10 indikerer at denne er meir ustabil enn resten av lokalitetane i Stappogjedde formasjonen. Remanenskvaliteten frå denne lokaliteten er også dårlegare enn for resten.

Av lokalitetane frå Mortensnes er det lokalitet 12 som skil seg ut med dei lågaste verdiane for både  $M_{NRM}$  og  $k_{NRM}$  sjølv om resten av lokalitetane frå Mortensnes generelt har lågare verdjar for  $M_{NRM}$  og  $k_{NRM}$  enn for Stappogjedde.  $Q$  faktoren er også lågast for lokalitet 12, men for resten av lokalitetane frå Mortensnes er den generelt større enn hos

Stappogjedde og kan indikere at disse er meir stabile enn Stappogjedde. Ved å kople dette til remanens kvalitet gjev lokalitet 12 svært ustabile komponentar, mens resten av lokalitetane viser stabile komponentar.

Stangenes har relativt låge verdiar for  $M_{\text{NRM}}$  og  $k_{\text{NRM}}$  ved samanlikning med Stappogjedde og Mortensnes formasjonane, men har den høgaste verdien for Q faktoren. Dette kan indikere at denne lokaliteten er dominert av meir stabile (SD) korn enn Stappogjedde og Mortensnes fm.

### 5.2 IRM-H og hysteresekurver

Det magnetiske momentet til ein bergart består av to deler; induisert magnetisering ( $M_i$ ) som utelukkande er ein respons av påført ytre felt ( $H$ ), og remanent magnetisering ( $M_r$ ) som eksisterer uavhengig av eit påført ytre felt. Bergartar vil generelt inneha begge desse typene av magnetisering. Paramagnetiske og diamagnetiske substansar har ein induisert magnetisme ( $M_i$ ), men ingen remanent magnetisme ( $M_r$ ). Ferromagnetiske mineral kan derimot ha både  $M_i$  og  $M_r$ . Dette gjer at det kan lagast to kurver med magnetisering som funksjon av tilført felt som begge kan brukast til å karakterisere magnetiske eigenskapar. Den eine kurva er ei magnetisk hysterekurve (Figur 5.7). Målingar vert gjort med eit ytre felt påført og det kan målast korleis den totale magnetiseringa ( $M_i+M_r$ ) endrar seg som ein funksjon av påført felt. Den andre type kurve er ei IRM-H kurve der det ytre feltet er "slått av" før måling av magnetiseringa og gjer at  $M_r$  kan undersøkjast aleine (Figur 5.1). Ei IRM- H kurve vil derfor vise kun dei ferromagnetiske minerala, som er viktigast ved paleomagnetiske undersøkjingar, og gjer at desse kan studerast aleine (Walderhaug, 2010c).

Frå IRM-H kurva kan det identifiserast mineral basert på feltet det er nødvendig å påføre for å nå metningsmagnetiseringa ( $M_s$ ), som vil seie når magnetiseringa til alle ferromagnetiske korn er orientert parallellt med det påførde feltet. Ein prøve som kun inneheldt titanomagnetitt eller magnetitt går vanlegvis i metning i felt  $B \leq 300$  mT, og vil ikkje oppnå ny IRM utover dette. Pyrotitt treng ofte 500 mT eller meir, hematitt vert

vanlegvis metta rundt 4 T, mens goetitt kan kreve så mykje som 20 T. Desse verdiane gjeld for stabile SD korn og vil reduserast for større MD korn.

I tillegg til identifikasjon av mineral (frå IRM-H kurva) gjev hystereskurva informasjon om domenetilstand, kornstorleik og stabilitet. Frå kurva kan metningsmagnetiseringen ( $M_s$ ), metningsremanensen ( $M_{rs}$ ) og koersivkrafta ( $B_c$ ) identifiserast, mens remanent koersiv kraft ( $B_{cr}$ ) kan identifiserast frå tilhøyrande IRM-H kurve. Forholda  $M_{rs}/M_s$  og  $B_{cr}/B_c$  kan brukast til å anslå den dominante kornstorleiken i ein prøve og kan plottast mot kvarandre i eit Day Diagram (Figur 5.8) for å få ei betre oversikt over domenetilstandane.

Området som omsluttar hysteresekurvane vil vere eit mål for energitapet ved kvar magnetiseringssyklus. Denne tapte energien er størst for stabile magnetiske mineral. Med andre ord vil stabile (SD eller PSD) prøvar danne ei tjukk hysteresekurve, mens ustabile (MD) prøvar vil danna tynne kurver (Walderhaug, 2010c).

TMA kurver er ofte den føretrekte metoden for identifisering av magnetiske mineral, men IRM-H kurver har også sine fordelar; denne metoden kan brukast på svært svake prøvar, i tillegg til at det enkelt kan identifiserast og skiljast mellom høgkoersive mineral (som hematitt) og lågkoersive mineral (som magnetitt) sjølv ved små fraksjonar av høgkoersive mineral, noko som ofte kan vere vanskelegare på TMA kurver. Metoden inneber ingen oppvarming og fører derfor heller ikkje til endringar i den magnetiske mineralogien.

### **5.2.1. Resultat frå IRM-H og hysteresekurver**

Det blei generert kurver frå 3 prøvar frå kvar lokalitet, det vil seie 42 prøvar til saman. Restmateriale frå kutting av prøvane (topp og botn) blei knust til mindre bitar/pulver, putta i ein plastboks og vegd før det blei brukt eit koersivitetspektrometer (laga av Kazan State University i Russland) til å generere hysteres- og IRM-H kurver. Dette er eit svært følsamt instrument som gjer nøyaktige målingar av både i- felt (hysteres) og nullfelt (IRM-H) magnetiseringskurver i felt opptil 500 mT. Dette er tilstrekkeleg for å mette magnetitt og titanomagneitt, men ikkje høgkoersive mineral som hematitt og goetitt.

Separate IRM-H kurver blei derfor generert i felt opp til ca 4.T ved bruk av ein Sorensen strøm/spenningsregulator kopla til ein spole og eit Redcliffe Magtronics ltd. Pulsmagnetiseringsapparat, for så å måle den remanente magnetiseringa på eit magnetometer. Programmet JMETER fra instrumentprodusenten blei brukt for å lese av resultatet, og det blei gjort ein korreksjon for å fjerne det para- og diamagnetiske bidraget frå resultatata i programmet Kazan\_1 av Ole Meyer og Reidar Løvlie. Resultata er oppsummert i Tabell 5.2.

Tabell 5.2: Oversikt over parametrane generert av IRM- H -og hysteresekurvane. Bcr = remanent koersiv kraft, Bc = koersiv kraft, Mr = remanent magnetisering, Mi = induisert magnetisering. B er gjeve i mT. M er gjeve i Am<sup>2</sup>/kg.

### Stappogjedde

Lokalitet	Bcr	Bc	Bcr/Bc	Mr	Mi	Mr/Mi
<b>1</b>	26.5	7	3.803	6.54E-03	8.58E-02	0.076
	26.6	6.4	4.155	6.15E-03	8.07E-02	0.076
	28.4	6.9	4.102	4.63E-03	5.66E-02	0.082
<b>2</b>	35.4	8.8	4.003	5.14E-03	5.16E-02	0.1
	32.2	6.3	5.133	3.50E-03	4.42E-02	0.079
	27.7	6.9	3.996	4.15E-03	5.37E-02	0.077
<b>3</b>	33.6	8.4	3.987	6.09E-03	6.97E-02	0.087
	33.4	8.2	4.068	3.72E-03	4.07E-02	0.091
	32.5	7.2	4.506	3.74E-03	4.04E-02	0.093
<b>4</b>	26.9	5.9	4.551	3.84E-03	5.57E-02	0.069
	47.4	7.1	6.638	4.06E-03	4.71E-02	0.086
	31.1	6.7	4.642	3.72E-03	5.14E-02	0.072
<b>5</b>	29.1	7.3	4.003	4.68E-03	5.70E-02	0.082
	31.1	6.1	5.081	3.61E-03	4.34E-02	0.083
	27.5	5.5	4.963	4.60E-03	6.28E-02	0.073
<b>6</b>	29.6	6.7	4.432	3.10E-03	4.09E-02	0.076
	28.1	6.1	4.63	3.20E-03	4.22E-02	0.076
	28.4	6.3	4.495	3.03E-03	4.29E-02	0.071
<b>7</b>	35.8	7.9	4.506	5.24E-03	5.90E-02	0.089



	30.8	6.6	4.641	5.54E-03	6.56E-02	0.084
	56.2	10.2	5.523	5.40E-03	4.67E-02	0.116
<b>8</b>	40.5	9	4.506	5.81E-03	5.98E-02	0.097
	76.6	11.2	6.868	5.54E-03	4.46E-02	0.124
	47	9.6	4.911	5.98E-03	6.03E-02	0.099
<b>9</b>	35.8	7.6	4.708	1.42E-03	1.34E-02	0.106
	29.2	6.7	4.372	5.71E-03	7.22E-02	0.079
	29.9	7.3	4.112	5.85E-03	7.37E-02	0.079
<b>10</b>	47.7	8.7	5.477	2.89E-04	3.37E-03	0.086
	46.6	3.3	14.171	3.59E-04	5.43E-03	0.066
	46	14.4	3.185	2.92E-04	7.16E-03	0.041

### Mortensnes

<b>11</b>	159	21.3	7.477	4.01E-03	2.08E-02	0.193
	118.5	12.8	9.255	2.56E-03	1.78E-02	0.144
	88.8	10.8	8.233	2.76E-03	2.19E-02	0.126
<b>12</b>	43.2	8.1	5.346	3.65E-04	4.38E-03	0.083
	47.7	0	*	3.34E-04	2.85E-03	0.217
	45.9	11.5	3.983	3.67E-04	3.47E-03	0.106
<b>13</b>	164.1	18.6	8.83	3.61E-03	2.00E-02	0.181
	155.9	17.1	9.098	3.51E-03	1.89E-02	0.186
	107.7	17.9	6.024	2.75E-03	1.79E-02	0.154

\* Gav urimelege verdier

### Stangenes

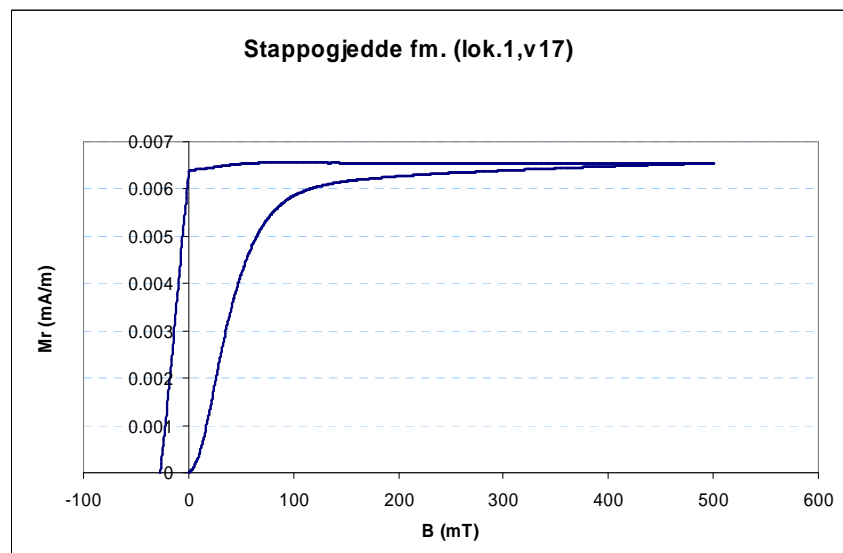
<b>14</b>	220	42.6	5.167	2.33E-03	7.84E-03	0.297
	221	45.9	4.811	2.06E-03	6.39E-03	0.322
	211.7	49.2	4.305	2.45E-03	6.83E-03	0.359

Frå andre undersøkingar, mellom anna frå TMA, er magnetitt mest sannsynleg det remanensbærande mineralet i Stappogjedde formasjonen og det vil derfor vere interessant å berekne volumprosent magnetittinnhald i metta prøvar. Dei fleste gjev verdier mellom 0.05 og 0.1 % innhald av magnetitt. Unntaket er lokalitet 10 som er ca. 10 gonger lågare.

Ei slik berekning vil vere misvisande for prøvane i Mortensnes og Stangenes formasjonen fordi undersøkingar indikerer innhald av hematitt.

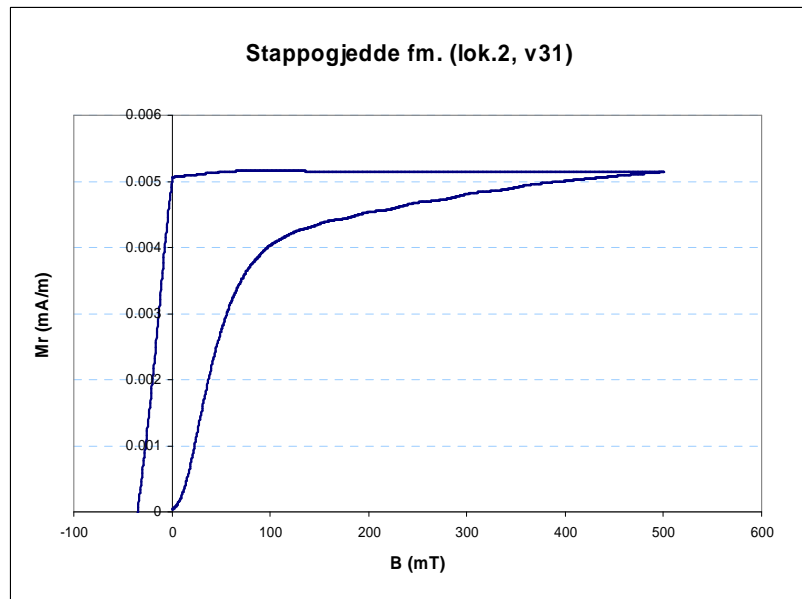
Så godt som alle prøvane frå dei 10 lokalitetane frå Stappogjedde går i metning i felt under 500 mT, mens berre prøvane frå ein av tre lokalitetar (lokalitet 12) frå Mortensnes formasjonen går i metning; Heller ikkje lokaliteten frå Stangenes vert metta i felt under 500 mT. Ved å utsetje desse prøvane for høgare felt opptil 4T går dei derimot i metning, og indikerer innhald av høgkoersiv hematitt.

Dei fleste av kurvene frå Stappogjedde viser den same trenden med ei bratt stigning opp til ein boge i kurva rundt 100 mT og flatar ut før den går i metning rundt 400-500 mT (Figur 5.1). Dette kan tyde på innhald av lågkoersive mineral som pyrrhotitt, magnetitt eller titanomagnetitt. Ei moglegheit er også at kationmanglande fasar (maghemitt) påverkar koersiviteten. Frå seinare TMA vert det stadfesta at mineralet er magnetitt. Dei fleste kurvene viser også ein svak boge i starten (Figur 5.1) som er karakteristisk for prøvar som inneheldt korn med SD eigenskapar.



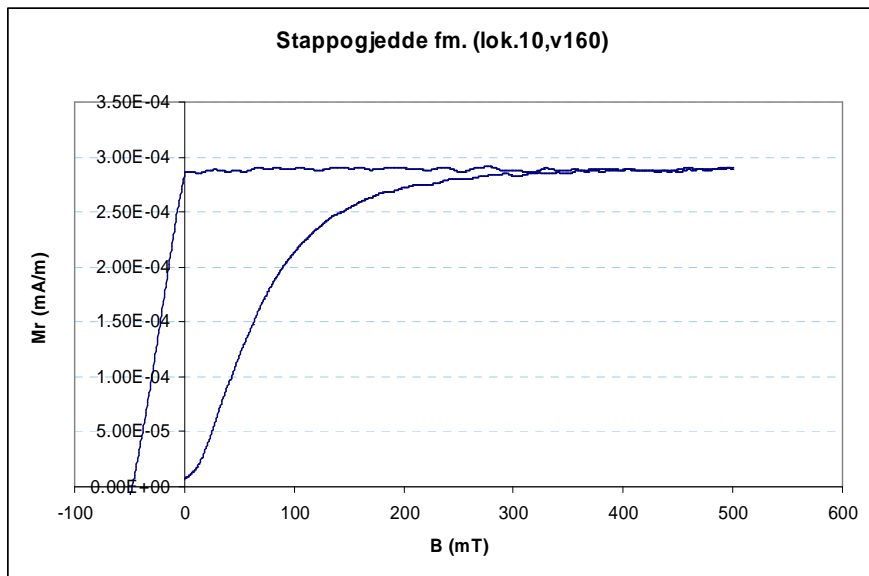
Figur 5.1:IRM- H kurve av prøve frå lokalitet 1 frå Stappogjedde formasjonen.

Eit fåtal prøvar frå Stappogjedde har kurver (Figur 5.2) som har den same bratte stigninga opp til ca. 100 mT, men flatar ikkje ut på same måten og stig heller slakt opp mot 500 mT. Dette kan tyde på at prøven inneheldt både magnetitt og eit høgkoersivt mineral (truleg hematitt), men TMA kurvene frå Stappogjedde viser ingen teikn til andre mineral enn magnetitt. Andelen hematitt truleg derfor ikkje stor.



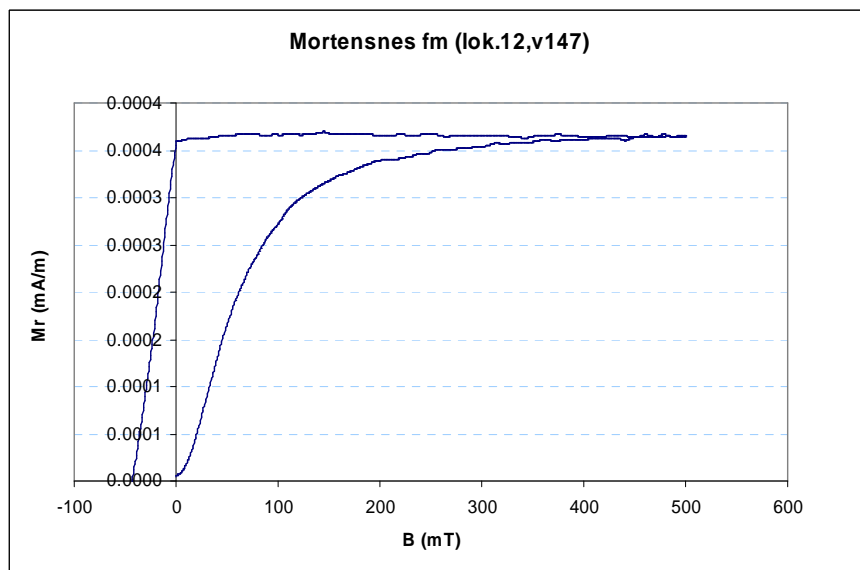
Figur 5.2: IRM- H kurve av prøve frå lokalitet 2 frå Stappogjedde formasjonen.

Lokalitet 10 frå Tanadalen ser ut til å verte metta ved eit lågare felt på ca. 300 mT som tyder på innhald av magnetitt (Figur 5.3). Kurva stig heller ikkje like bratt. Ei større spreining i koersiviteten kan tyde på større forskjellar i kornform og storleik. Ved samanlikning med TMA kurva bekreftar den tilstedeværelsen av magnetitt.



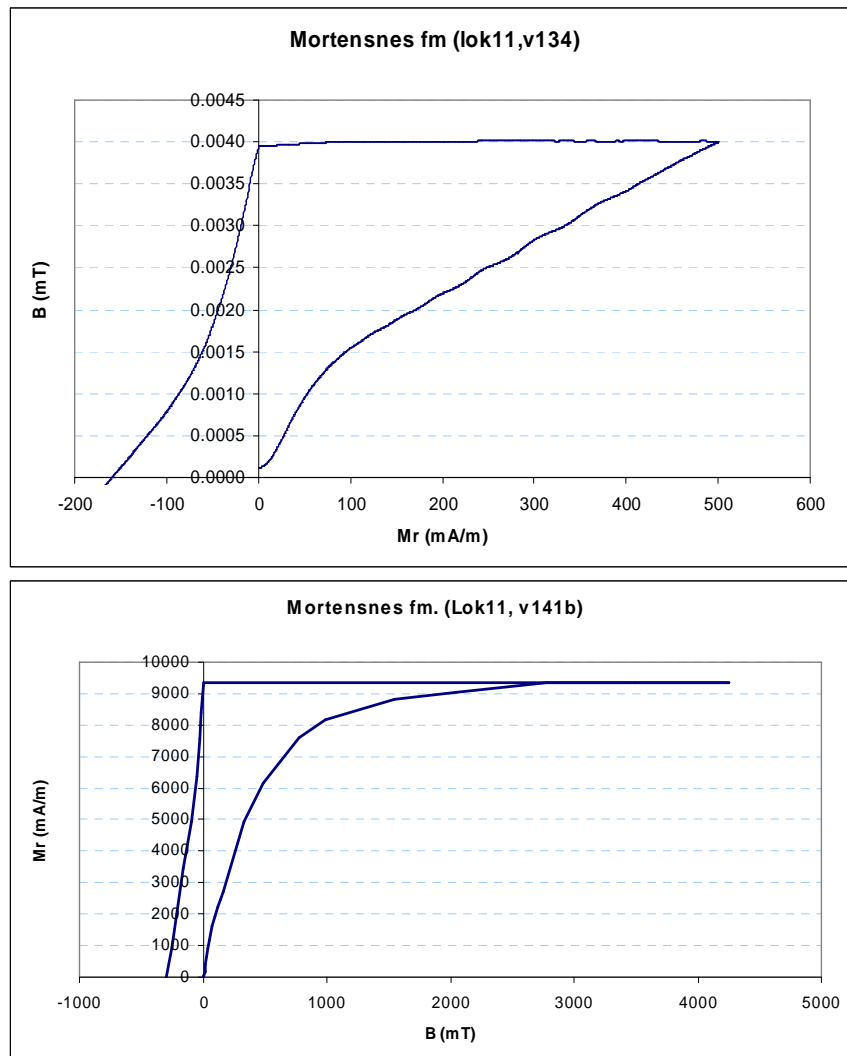
Figur 5.3: IRM-H kurve av prøve frå lokalitet 10 i Tanadalen.

Når det gjeld IRM-H kurvene frå prøvane i Mortensnesformasjonen er det berre prøvane frå lokalitet 12 som går i metning i felt under 500 mT (Figur 5.4) . Kurva stig til ca. 200 mT før den flatar ut og går i metning ved ca 400 mT. TMA kurvene frå denne lokaliteten viser innhald av magnetitt.



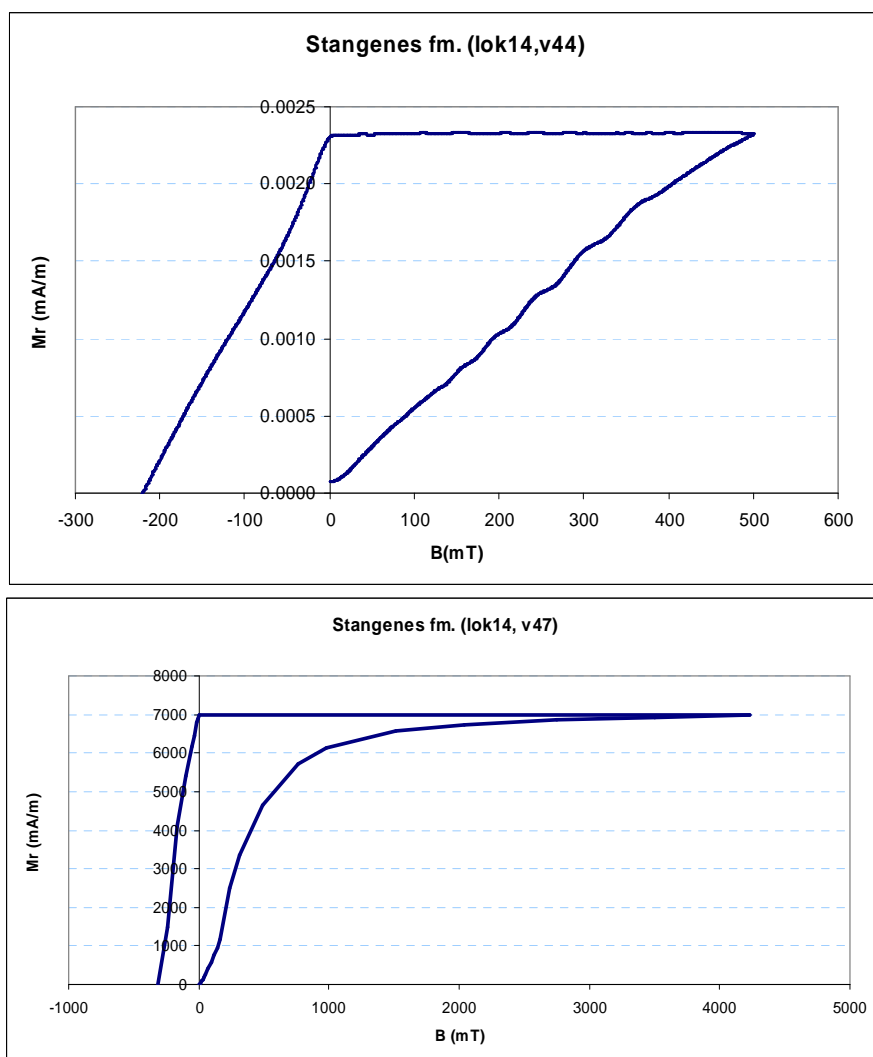
Figur 5.4: IRM- H kurve av prøve frå lokalitet 12 i Mortensnes formasjonen.

Prøvane frå lokalitet 11 og 13 frå Mortensnes formasjonen går ikkje i metning i eit felt på 500mT, men ved å utsetje prøvene for eit felt på 4 T gjekk dei derimot i metning (Figur 5.5 a og b). Figur 5.5a viser ei rask stigning til ca. 100 mT før ei flatare stigning, men som ikkje viser teikn til å avta ved 500 mT og indikerer ein lågkoersiv fase (magnetitt) saman med eit høgkoersivt mineral. Figur 5.5b viser at prøven går fullstendig i metning ved eit felt på ca. 3 T og tyder på at det høgekoersive mineralet er hematitt. Begge kurvene viser ein knekk i bakfeltskurva og er også eit teikn på at prøven inneheldt to ulike mineralfasar med ulik koersivitet. Frå TMA kurvene viser dei innhald av magnetitt, men berre svake indikasjonar på hematitt.



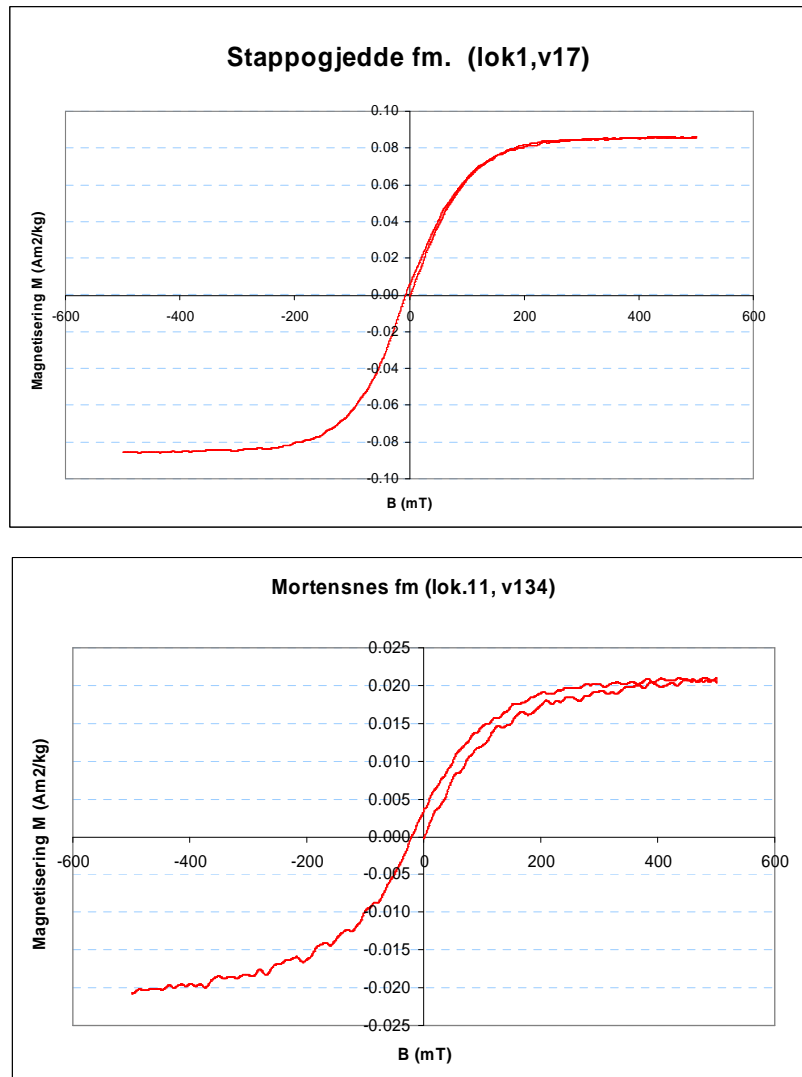
**Figur 5.5:** IRM- H kurve for prøvane frå lokalitet 11 frå Mortensnes fm. Øvst: i eit felt på 500mT. Nedst: i eit felt på 4T.

Prøvane frå den eine lokaliteten frå Stangenesformaasjonen går heller ikkje i metning i eit felt på 500 mT, men ved å utsetje dei for eit felt opp til 4T går dei i metning mellom 3 og 4 T og kan indikere innhald av høgkoersiv hematitt (Figur 5.6). I motsetnad til dei to lokalitetane i Mortensnes formaasjonen (Figur 5.5) er det ingen teikn til ein lågkoersiv fase saman med ein høgkoersiv fase i kurva med felt på 500 mT. Kurva viser ein svak boge i starten som tidlegare sagt er karakteristisk for korn med SD eigenskapar.



**Figur 5.6: IRM- H kurve kurve for prøvane frå Stangenes. Øvst: i eit felt på 500mT og nedst: i eit felt på 4T.**

Hysteresekurvane frå Stappogjedde formasjonen er ”tynne” (Figur 5.7a). Dette tyder på ustabile MD korn. Kurvane frå prøvane frå Mortensnes formasjonen og lokaliteten frå Stangenes formasjonen vart ”hakkete” som er typisk instrumentstøy i svakare prøvar (Figur 5.7b), men ”tjukkare” kurver kan likevel observerast og tolkast som at desse er dominert av meir stabile SD korn. Stangenes utpeikar seg med dei ”tjukkaste” kurvane.



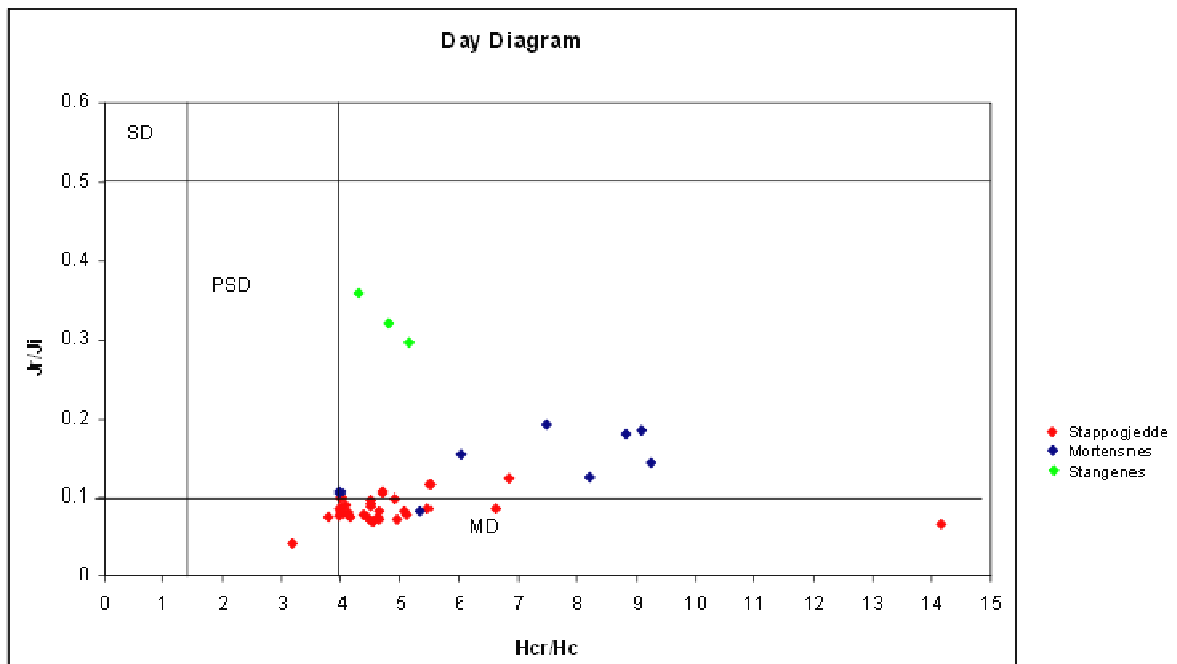
Figur 5.7: Hysteresekurver frå lokalitet 1 frå Stappogjedde formasjonen og Mortensnes formasjonen. Kurva er korrigert for det paramagnetiske bidraget.

Mrs/Ms og B<sub>cr</sub>/B<sub>c</sub> frå dei målte prøvane blei plotta mot kvarandre i eit Day-diagram (Figur 5.8). Figuren viser at dei fleste prøvane frå Stappigjedde formasjonen fell innanfor MD området med ustabile korn, men då heilt på grensa til PSD korn. Ein slik domenekonfigurasjone er urovekkjande med tanke på remanensstabiliteten til slike gamle bergartar.

Day-diagram er berekna for magnetitt/titanomagnetitt og krev metning i felt under 500mT for å rekne ut forholdstala korrekt når det gjeld domenekonfigurasjon. Derfor vil



prøvane frå lokalitet 11 og 13 i Mortensnes fm, og den eine i Stangenes fm. som ikkje gjev metning gje misvisande verdiar fordi det då strengt tatt ikkje er metningsverdiar for koersivitet og magnetisering som målast her. Dei er likevel tekne med i diagrammet, men kan ikkje gjerast sikre tolkingar frå.



Figur 5.8: Day-diagram som viser prøvar frå alle lokalitetane fordelt på formasjon.

### 5.3 Termomagnetisk analyse (TMA)

Dette er ein metode som nyttast for ei direkte identifisering av magnetiske mineral. Prinsippet er basert på at den permanente/spontane magnetiseringa ( $M_s$ ) i eit ferro- eller ferrimagnetisk mineral vil forsvinne når temperaturen overstig Curie temperaturen ( $T_c$ ). Over  $T_c$  vil mineralet ha paramagnetiske eigenskapar.  $T_c$  er spesifikk for ulike mineral og kan derfor brukast til mineraldiagnostisering.

TMA kurver vert generert ved å varme prøvane frå romtemperatur opp til  $700\text{ }^\circ\text{C}$  i luft og avkjølast til romtemperatur igjen, i eit konstant magnetfelt på  $700\text{ mT}$  i ein transversal Curie balanse. Den totale magnetiseringa vert målt som ein funksjon av temperaturen.

$T_c$  er definert som temperaturen der spontan magnetisering forsvinn, og identifiserast på TMA kurver som punktet der det er maks krumming. Curie-punkt tilsvarar ein magnetisk faseovergang av 2. orden og er reversibel. Endring i kurveform kan også skyldast endring i mineralogi ved oppvarming og er ein irreversibel 1. ordens faseovergang. (Løvlie, 2010)

Om oppvarmings- og avkjølingskurva definerer det same Curie-punktet er det reversible Curiepunkt ( $T_c$ ). Dette indikerer at det er ingen endring i samansetninga/strukturen til magnetiske fasar. Om den induerte magnetiseringa er mykje lågare eller høgare etter oppvarming (>5% forskjell) er det irreversible kurver. Endringar i  $M_i$  før og etter oppvarming tyder på endringar i konsentrasjonen til magnetiske mineralfasar, og/eller formasjon av nye fasar. (Løvlie, 2010)

### 5.3.1. Resultat frå TMA

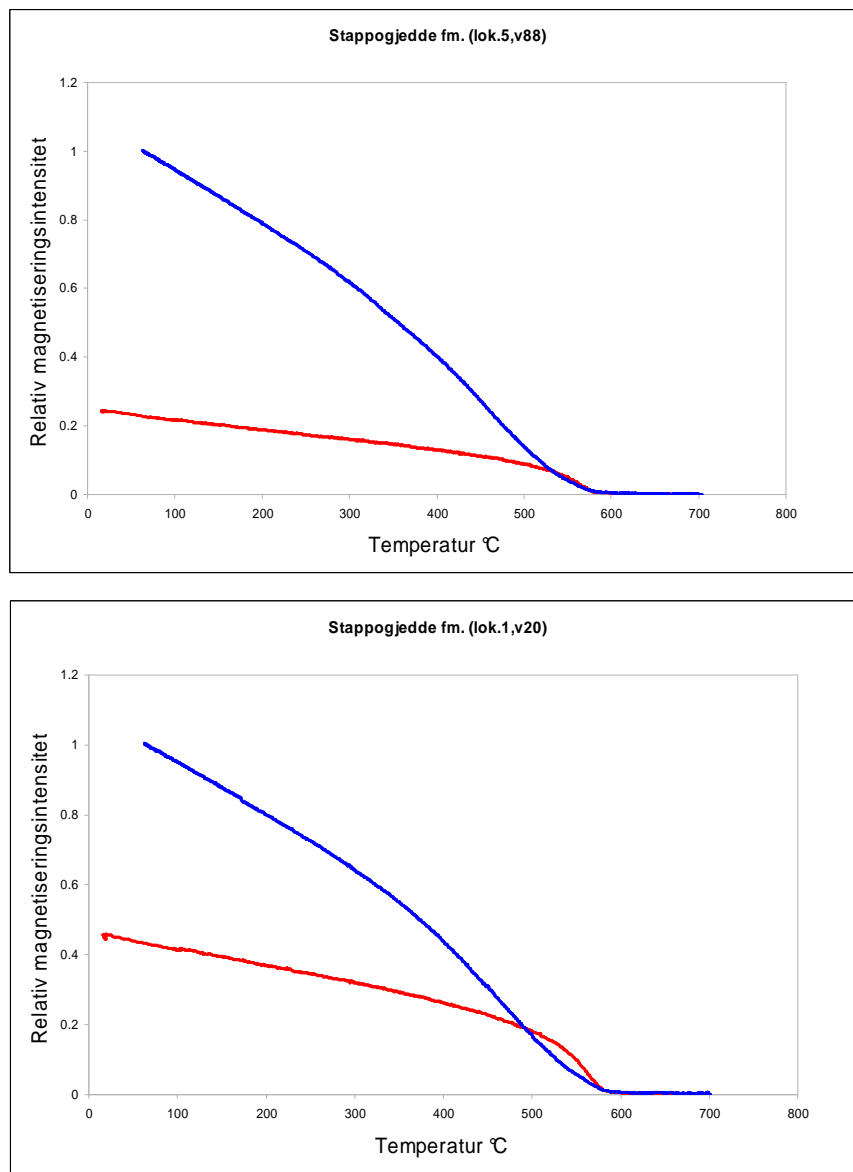
TMA er utført på 2 prøvar frå kvar lokalitet, det vil seie 28 prøvar til saman. Den eine er fragmentert til små bitar/ nesten pulver, den andre er ein stor bit. Grunnen til dette er for å sjå om pulver viser større kjemiske endringar på grunn av ei større overflate tilgjengeleg for oksidasjon.

Tabell 5.3 viser ei oversikt over alle prøvane det er utført TMA på med observerte Curie punkt på oppvarmings- og avkjølingskurva samt relative endringar i magnetisk moment før og etter oppvarming.

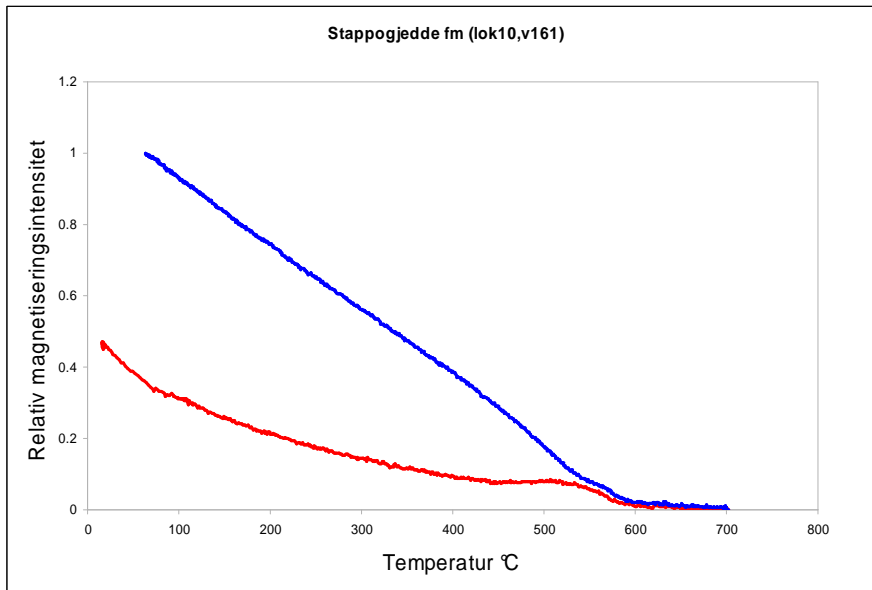
Tabell 5.3: Resultat frå TMA; Lokalitet, prøvenamn og  $T_c$  ved oppvarming og avkjøling, Magnetiseringsintensitet ved start og slutt og deira relative endring i magnetiske moment.

Lokalitet	$T_c$ oppvarming	$T_c$ avkjøling	Mstart	Mslutt	Mslutt/ Mstart
<b>Stappogjedde</b>					
1	580	580	700	1470	2.10
	580	580	130	430	3.31
2	580	580	550	950	1.73
	580	580	1090	1670	1.53
3	575	585	1000	1450	1.45
	580	580	300	1350	4.50
4	580	580	650	1110	1.71
	580	550	410	1170	2.85
5	590	560	920	1420	1.54
	580	560	460	2000	4.35
6	550	550	590	540	0.92
	580	560	470	1320	2.81
7	580	560	760	540	0.71
	580	580	620	1175	1.90
8	580	570 + (670)	580	660	0.85
	580	590	1000	2100	2.10
9	580	570	390	420	1.08
	580	570	480	1490	3.10
10	570	580	270	630	2.33
	ingen	580	200	850	4.25
<b>Mortensnes</b>					
11	580	580 + (670)	330	760	2.30
	560+ (670)	560	320	720	2.25
12	580	360 + 580	210	1250	5.95
	560	560 + (670)	110	390	3.55
13	580 + (670)	580.+ (670)	300	550	1.83
	580	580	200	425	2.13
<b>Stangenes</b>					
14	580 + (670)	550 + (670)	40	125	3.13
	670	570 + (670)	240	880	3.67

Kurvene frå prøvane i Stappogjedde formasjonen viser ein generell trend med eit reversibelt Curiepunkt ved 550- 580 °C som indikerer innhald av magnetitt ( $T_c = 580^\circ\text{C}$ ) og ingen indikasjon på fleire magnetiske mineralfasar (Figur 5.9). Dei fleste kurvene er irreversible kurver og har ei avkjølingskurve som har ei større magnetisering (M) enn oppvarmingskurva og kan vitne om danning eller endring av ein magnetisk fase under oppvarming som av  $T_c = 580^\circ$  truleg er magnetitt. Prøvane frå lokalitet 10 i Tanadalen i Stappogjedde fm. viser ein kul i oppvarmingskurva mellom 400 og 600 °C (Figur 5.10). Dette kan representere formasjon av ein ny magnetisk fase ved oppvarming der den nye fasen sannsynlegvis er magnetitt.

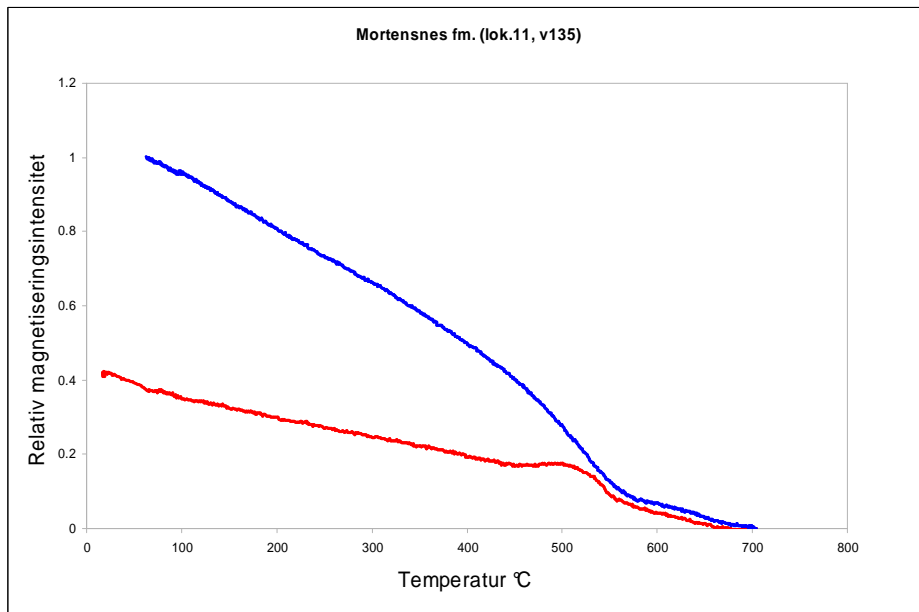


**Figur 5.9:** Typiske døme på TMA kurver frå Stappogjedde fm. med reversible  $T_c$  ved ca 580 °C. Raud linje representerer oppvarming, blå linje representerer avkjøling.



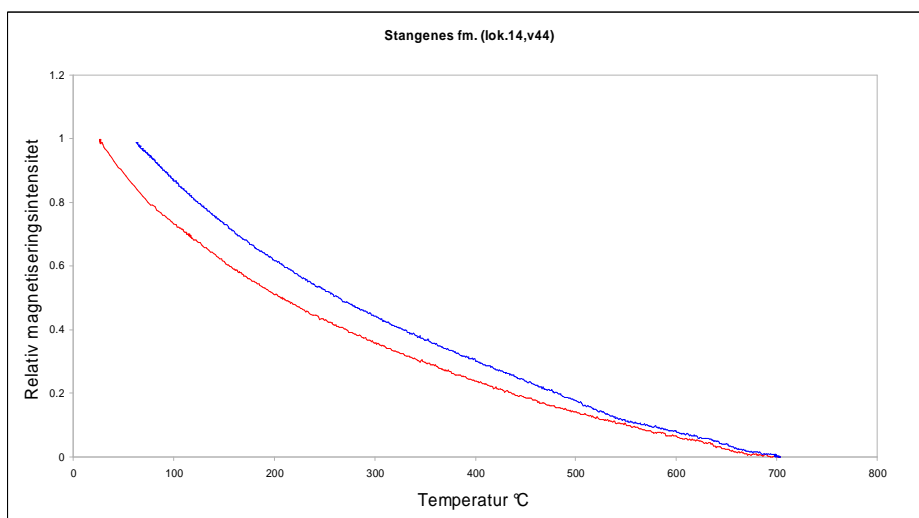
**Figur 5.10: TMA kurve frå lokalitet 10 i Tanadalen med danning av magnetisk fase (magnetitt) mellom 450 og 600 °C. Konvensjon som i Figur 5.9**

Lokalitetane frå Mortensnes viser også reversible Curie-punkt ved 570-580 °C og representerer magnetitt, men det kan også observerast eit svakt vendepunkt hos nokre prøvar ved 670 °C som kan antyde innhald av hematitt (Figur 5.11). Nokre av prøvane ser i likheit med prøvane frå lokalitet 10 i Tanadalen ut til å gje kurver med ein "kul" mellom 450 og 600 °C som kan tyde på at formasjon av ein ny magnetisk magnetitt fase ( $T_c = 580$  °C. (Figur 5.11). Majoriteten av kurvene er i likheit med kurvene frå Stappogjedde ikkje reversible.



**Figur 5.11:** TMA kurve frå lokalitet 11 frå Mortensnes fm. Danning av magnetisk magnetitt fase og ei svak antydning til curiepunkt ved 670 °C.

TMA kurvene frå Stangenes lokaliteten viser Curie-punkt ved 580 °C og ei svak antydning til Curie-punkt ved 670 °C.



**Figur 5.12:** TMA kurve frå lokaliteten frå Stangenes fm.

Nokre prøvar gjev hakkete kurver som er vanskelegare å tolke. Dette truleg på grunn av svakt magnetiserte prøvar, men viser generelt den same trenden som nemnt. Det er

vanskeleg å sjå store skilnadar frå målingane på prøvane i pulverform mot dei med ein stor bit og ser ut til å ha liten effekt for resultatet.

Frå IRM- H kurvene vart det stadfesta at prøvane frå lokalitet 11 og 13 frå Mortensnes fm. og prøvane frå Stangenes fm. inneheldt noko høgkoersiv hematitt (saman med magnetitt), mens TMA kurvene frå dei same lokalitetane viser Curie- punkt ved 580°C (magnetitt) og berre er ei svak, eller ingen, indikasjon på Curie- punkt ved 670°C (hematitt). Dette kjem av at på TMA kurvene vil Curie-punktet til svake ferromagnetiske mineral som til dømes hematitt, ofte overskuggast dersom det er sterkare mineral, som magnetitt, tilstades i prøven (Løvlie, 2010).

### 5.4 Susseptibilitet

Magnetisk susceptibilitet ( $\kappa$ ) er definert som forholdet mellom induisert magnetisering ( $M_i$ ) og påført felt ( $H$ ):

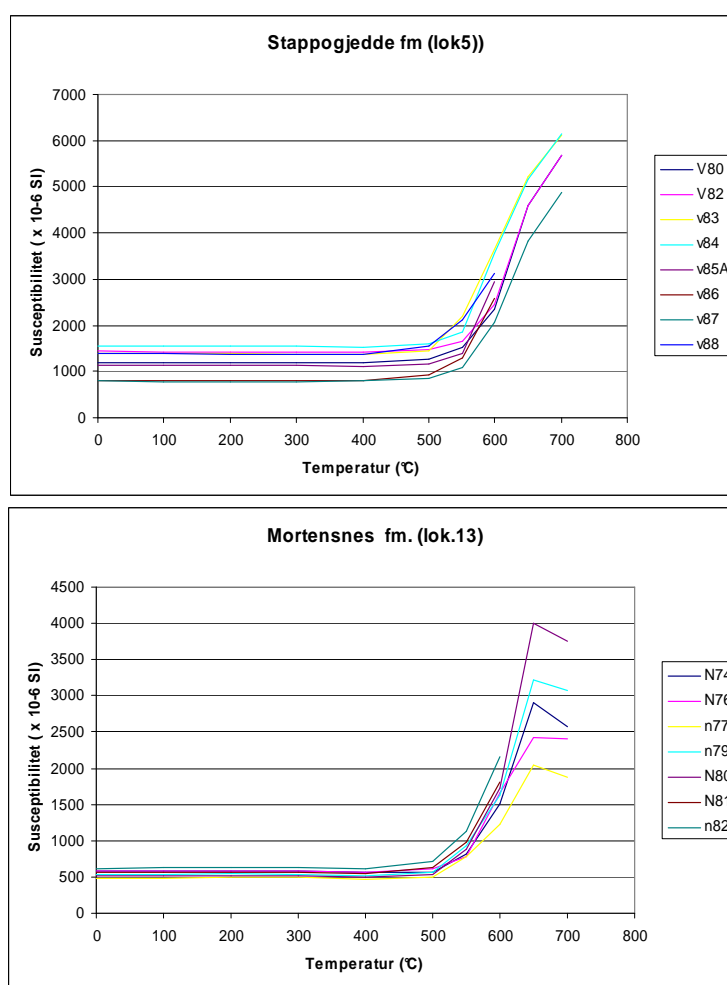
$$\kappa = \frac{M_i}{H}$$

Susseptibiliteten brukast som eit mål på mengde og type magnetisk mineral og er følsam for endringar i kornstorleik og kornform. Einkvar endring i susceptibiliteten gjenspeglar ei endring i mineralogien. Drastisk auke i susceptibilitet ved oppvarming indikerer ei kjemisk omdanning av mineral i prøvane med danning av nye og meir magnetiske mineralfasar i prøven. Dette kan gje auka "støy" under demagnetisering i form av laboratoriepåført viskøs remanent magnetisering (VRM).

Måling av susceptibilitet blei gjort under demagnetisering av prøvane ved kvar 100°C opp til 500 °C og ved kvar 50 °C etter dette. Instrumentet som blei brukt var ei KLY-2 induksjons bru som har den høgaste følsemda av alle tilgjengelege kommersielle instrument for måling av susceptibilitet ( $10^{-8}$  SI).



Døme frå målingar av susceptibilitet mot demagnetiseringstemperatur er allereie vist i retningsanalysen i kapittel 4. Diagramma viser ingen endring i susceptibiliteten før ca. 550°C då det skjer ei drastisk auke i susceptibiliteten (Figur 5.13). Dette gjeld stort sett for alle prøvane ved alle lokalitetane; både Stappogjedde og Mortensnes (og den eine lokaliteten i Stangenes). Dette kan tyde på at det er dei same prosessane som gjer at det skjer ei endring i mineralogien ved oppvarming over 550 °C. Dette samsvarar også med auken i magnetisering (Mstart/Mslutt) som skjer under TMA og ”kulen” mellom 450-600°C som kan observerast på nokre av oppvarmingskurvene og tyder på danning av magnetitt



Figur 5.13: Diagram som viser susceptibiliteten målt mot demagnetiseringstemperatur frå Stappogjedde fm. øverst og Mortensnes fm. nedst.

Det kan oppsummerast med at prøvane i Stappogjedde fm. utelukkande inneheldt magnetitt og ikkje viser teikn til andre mineralfasar frå IRM-H og TMA kurvene. Volumprosent innhald av magnetitt er på ca. 0.1 %. Nokre TMA kurver viser danning av magnetitt på oppvarmingskurva. Day diagrammet og hysteresekurvane indikerer ustabile MD korn og lågkoersive mineral. Resultatet kan samanliknast med resultat frå demagnetiseringa ved at det også er ei stigning i intensiteten etter 550 °C. Det er heller ikkje mogleg å identifisere komponentar frå demagnetisering over 550 600 °C.

Ein av tre lokalitetar (lokalitet 12) frå Mortensnes fm. inneheldt berre magnetitt frå IRM-H og TMA kurvene. Dei to andre indikerer to magnetiske fasar på IRM-H kurva (magnetitt og hematitt). TMA kurvene viser berre ein svak indikasjon på hematitt, men viser tydelege teikn på at det vert danna magnetitt. Hysteresekurvane er "tjukkare" enn for Stappogjedde og antyder meir stabile (SD) korn. Fordi prøvane ikkje går i metning i eit felt på 500mT gjev ikkje Day-diagrammet ein korrekt domenekonfigurasjon. Ved samanlikning av resultat frå demagnetiseringa er det ikkje mogleg å identifisere komponentar over 500 °C frå lokalitet 12 og intensiteten stig etter dette, mens det frå lokalitet 11 og 13 kan identifisert komponentar opp til 700 °C.

Prøvane frå lokaliteten i Stangenes fm. inneheldt hematitt. Frå IRM-H kurvene er det ingen teikn til fleire fasar, mens det på TMA kurvene kan observerast svake Curie-punkt både ved 580°C (magnetitt) og 670°C (hematitt). Hysteresekurvane gjev dei "tjukkaste" kurvene av formasjonane og indikerer stabile korn. Ved demagnetisering kan det identifiserast stabile komponentar opp til 700°C.

## 6. Anisotropisk Magnetisk Susceptibilitet

AMS (Anisotropisk Magnetisk Susceptibilitet) er ein viktig metode som nyttast for å studere magnetisk fabric i bergartar. Både magnetisk remanens og magnetisk susceptibilitet viser anisotropi i bergartar. I denne studien er det gjort målingar av anisotropien til den magnetiske susceptibiliteten.

Dei viktigaste kjeldene til anisotropi er formanisotropi og magnetokrystallin anisotropi. Formanisotropi baserer seg på at susceptibiliteten vanlegvis er størst langs kornet si langakse (maksimumsakse), men i sjeldne tilfelle der bergarten er dominert av SD korn kan det motsette vere tilfelle. Magnetokrystallin anisotropi kjem av grad av innretning i krystallgitteret.

AMS gjev informasjon om kornorientering ved avsetjing av sediment og dermed informasjon om avsetjingsmiljø (paleostrøm) og opphavet til bergartar, om stress og foliasjon i metamorfe bergartar som kan sei noko om påverknad frå seinare deformasjon og belyse problemstillinga med primær eller sekundær remanens. I vulkanske bergartar kan AMS gje informasjon om magmatiske prosessar som strømmretninga til lavaen.

Aukande grad av deformasjon og metamorfose gjev generelt ein høgare grad av anisotropi. Høg grad av anisotropi vil kunne gje defleksjon av remanensen i ein bergart. Om gjennomsnittsanisotropien er over 5-10 % kan remanens defleksjon vere eit signifikant problem.

Først vil det vere ein introduksjon av metodane som er brukt og deretter ein presentasjon av resultata.

## 6.1 Metode

AMS resultat vert beskriven av den geografiske orienteringa til maksimum-, intermediær- og minimumsaksen til susceptibilitet og deira relative storleik. Ei rekkje ulike parametrar er brukt for å beskrive magnetisk anisotropi, og er blant anna oppsummert i av Cañon-Tapia (1994). Parametrane brukt i denne analysen er frå (Walderhaug, 2010a) og (Butler, 1992).

- $k_1$** : Vektoren som gjev retning og storleik til prøven sin "lette" magnetiseringsakse (størst susceptibilitet). Storleiken er normalisert som vil sei at vektorlengda er gjeve relativt til prøven sin gjennomsnittssusceptibilitet.
- $k_2$** : Vektoren som beskriv intermediæraksen til magnetiseringa.
- $k_3$** : Vektoren som beskriv minimumaksen til magnetiseringa.

Ved hjelp av desse kan følgjande parameter for ellipseform,  $U$ , definerast ved:

$$U = \frac{(2k_2 - k_1 - k_3)}{(k_1 - k_3)}$$

Ellipseform  $U$  varierar mellom -1 og 1. Positive verdiar for  $U$  indikerer at formen er oblat ("pannekakeforma"), mens negative verdiar indikerer ein prolata form ("sigarforma").

Også parameteren for grad av anisotropi,  $P$ , definert ved:

$$P = \frac{k_1}{k_3}$$

Retningane til  $k_1$ ,  $k_2$  og  $k_3$  vert vanlegvis framstilt som punkt som representerer den nedpeikande delen av akseretninga i ein stereografisk projeksjon saman med eit diagram for ellipseform, der  $U$  vert plotta mot grad av aniotropi,  $P$ . Andre parametrar og kombinasjonar av dei vert også ofte brukt.

Tensorstatistikk utvikla av Jelinek og Kropá (1978) er implementert i programvara som er brukt i denne studien.

I eit sediment der retningane til minimumsaksane ( $k_3$ ) er orientert normalt på beddingplan og har ein oblat ellipseform ("pannekakeform") med  $U > 0$  reflekterer dette primær avsetjing. Retning av paleostrøm, imbrikasjon eller avsetjing på skrå flater kan også indikerast frå AMS. Sekundær AMS viser ofte deformasjonsretning i bergarten, og akseorienteringa føl ofte observert foliasjon og lineasjon. Sekundære prosessar i metamorfe bergartar gjev høg grad av anisotropi og dominerer ofte den primære fabric.

Måling av AMS er basert på små forskjellar i susceptibilitet hos akseorienteringane. Prøvane er målt i 15 bestemte retningar på ein Agico MFK1 induksjonsbru med ei følsemd på  $2 * 10^{-8}$ . Måleresultat, utrekning av dei ulike parametrane og generering av plott med tilhøyrande usikkerheit blei utført på dataprogramma Safyr4W og ANISOFT42 som er utvikla av instrumentprodusenten Agico.

### 6.2 Resultat frå AMS

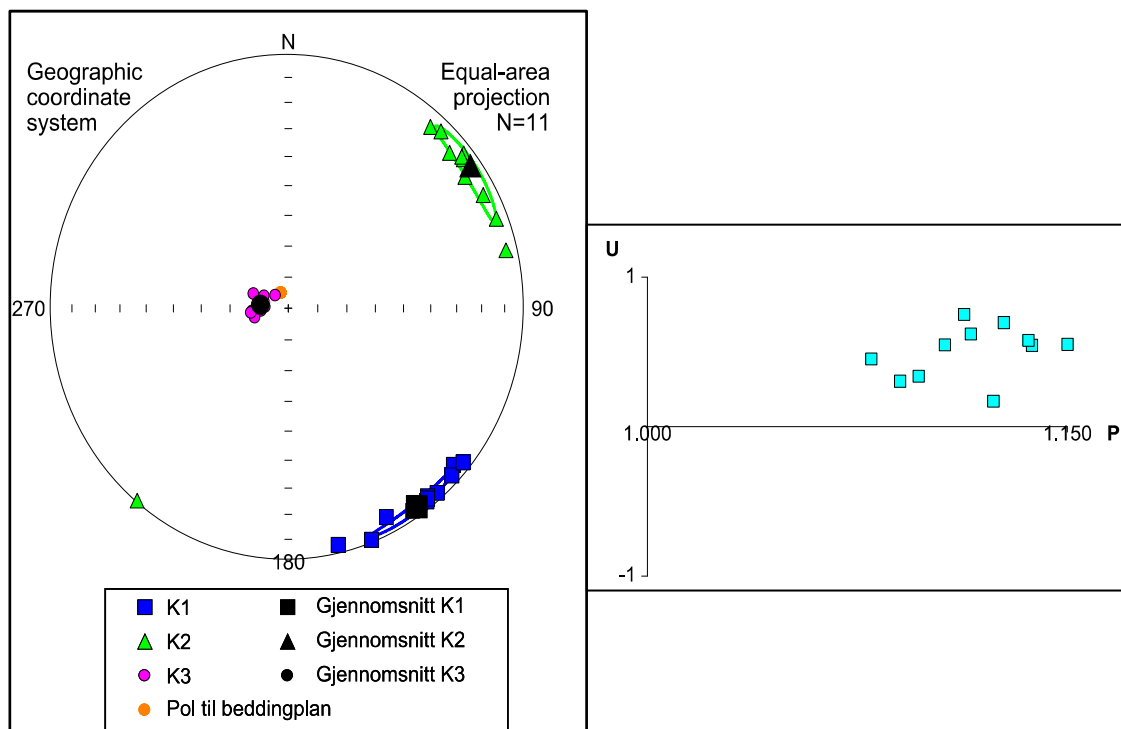
Det blei målt AMS på alle dei 154 prøvane. Alle har tilstrekkeleg høg susceptibilitet for måling.

Generelt viser alle lokalitetane gjennomsnittleg grad av anisotropi. Remanensdefleksjon vil sannsynlegvis ikkje vere eit problem, men anisotropiverdiane er relativt høge (høgste grad av anisotropi,  $P$ , er 1.154) til å vere sedimentære bergartar og er ofte over 5%.

Slam- og siltsteinsprøvane frå Stappogjedde formasjonen er antatt avsett på flatt underlag i stille vatn. Om resultatet skal vere konsistent med ein slik primær avsetjingsfabric må minimumsaksane ( $k_3$ ) ligge samla slik at dei står  $90^\circ$  på det observerte beddingplanet, med intermediær- ( $k_2$ ) og maksimumsaksane ( $k_1$ ) spreidd i beddingplanet. Polen til beddingplanet vil i tillegg ligge innanfor konfidensellipsane for middelretninga til minimumsaksen ( $k_3$ ). Generelt viser alle lokalitetane frå Stappogjedde formasjonen, med unntak av lokalitet 10 frå Tanadalen (Figur 6.2), minimumsaksar ( $k_3$ ) samla litt vest for sentrum av stereonettet med polen til beddingplanet innanfor konfidensellipsane og dei

intermediære ( $k_2$ )- og maksimumsaksane ( $k_1$ ) samla i kantane (Figur 6.1). Dette indikerer primær avsetjingsfabric, men med ein påverknad frå enten avsetjing på tilta underlag mot aust og influert av ein straum eller at innretninga kjem av ein tektonisk influens.

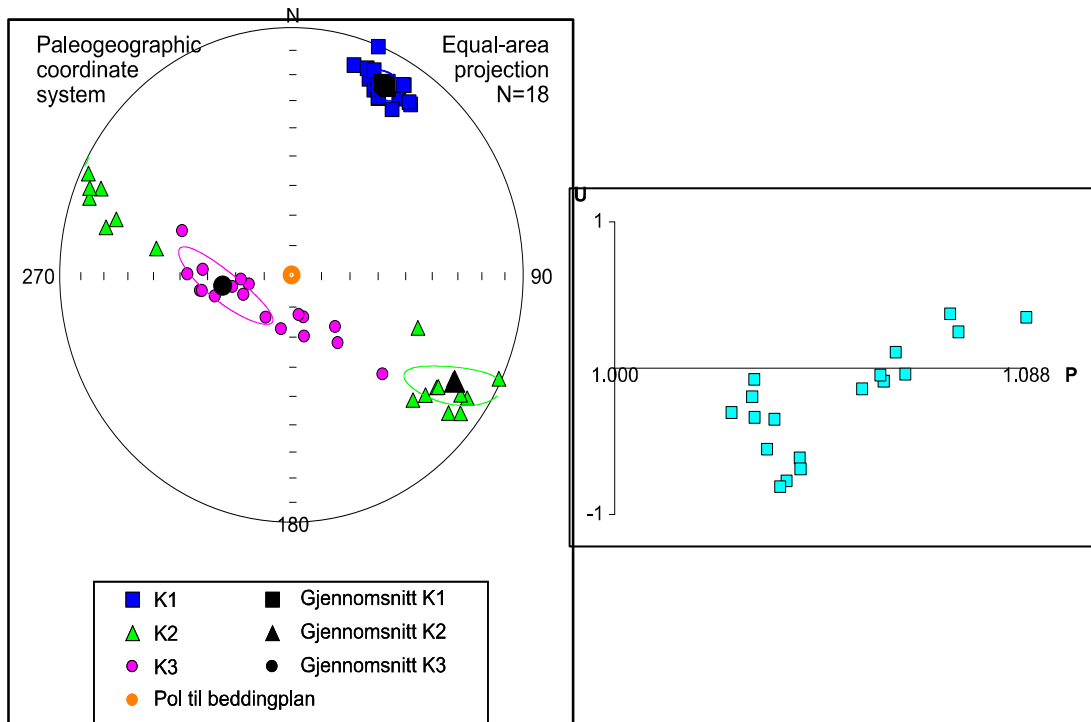
Dei fleste lokalitetane frå Stappogjedde viser ein oblat fabric i U-P diagramma (Figur 6.1). Oblate ellipsoidar hos sedimentære bergartar er antatt å reflektere primær avsetjing av korn og seinare kompaksjon.



Figur 6.1 Typisk døme av AMS målingar frå lokalitet 1 i Stappogjedde fm.

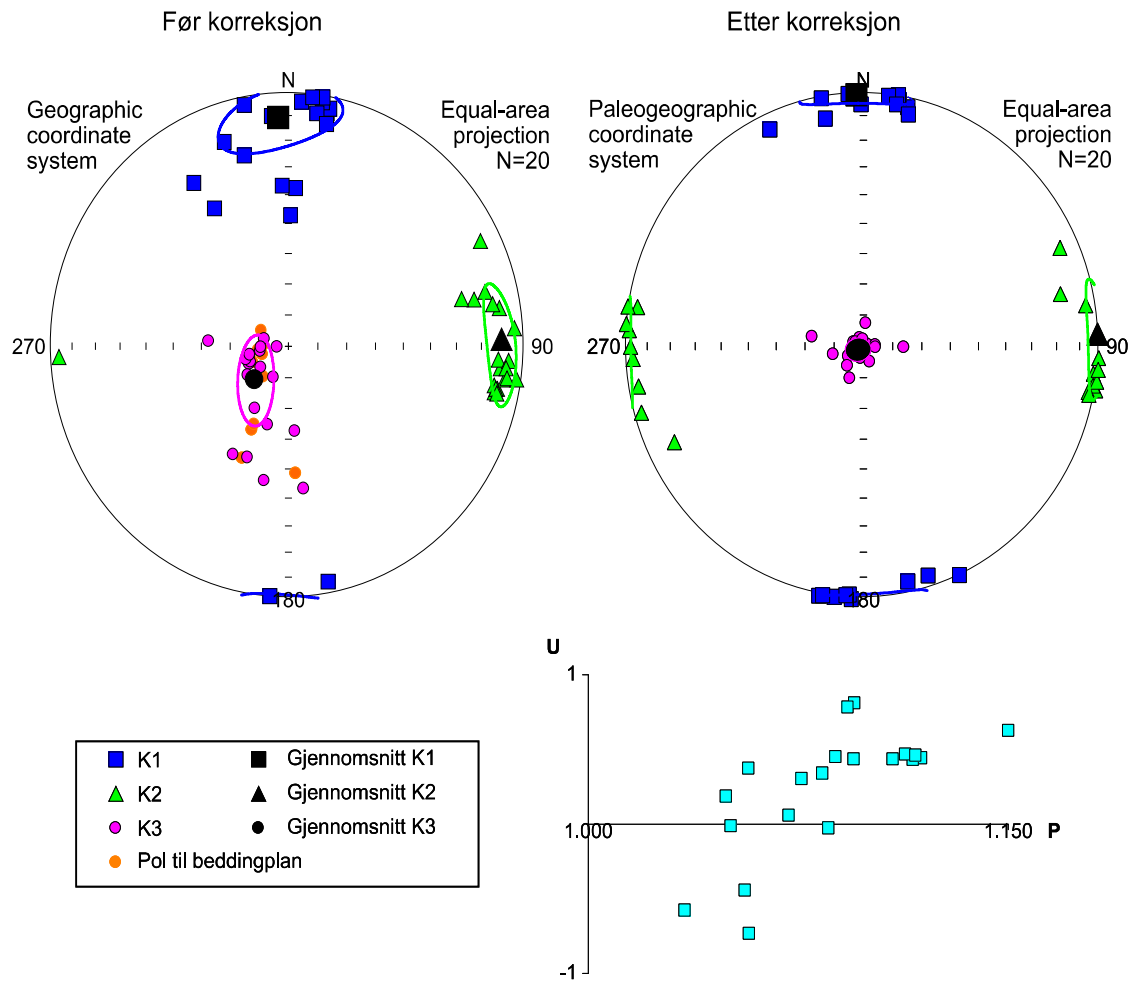
Lokalitet 10 (Figur 6.2) frå Stappogjedde fm. i Tanadalen viser ein heilt annan AMS oppførsel enn resten av lokalitetane i Stappogjedde. Her er minimumsaksane ( $k_3$ ) og intermediæraksane ( $k_2$ ) samla NV-SØ, og maksimumsaksane ( $k_1$ ) samla NØ-SV. Dei fleste prøvane viser også ein prolatic fabric. Med tanke på nærleiken til den kaledonske fjellkjeda ved denne lokaliteten er det naturleg å tolke at ei slik innretning skuldast sekundær tektonisk influens og deformasjon frå denne. Herrevold et al. (2009) karakteriserer kaledonsk deformasjon med SØ korting og assosierte NØ-SV foldeaksar. Dette passar overeins med at maksimumsaksane ( $k_1$ ) er orientert i retning desse

foldeaksane (minimum stressretning). Grad av anisotropi er likevel relativt låg ( $P < 1.088$ ) om denne representerer ein tektonisk influert bergart.



**Figur 6.2:** AMS målingar av lokalitet 10 frå Stappogjedde fm. i Tanadalen.

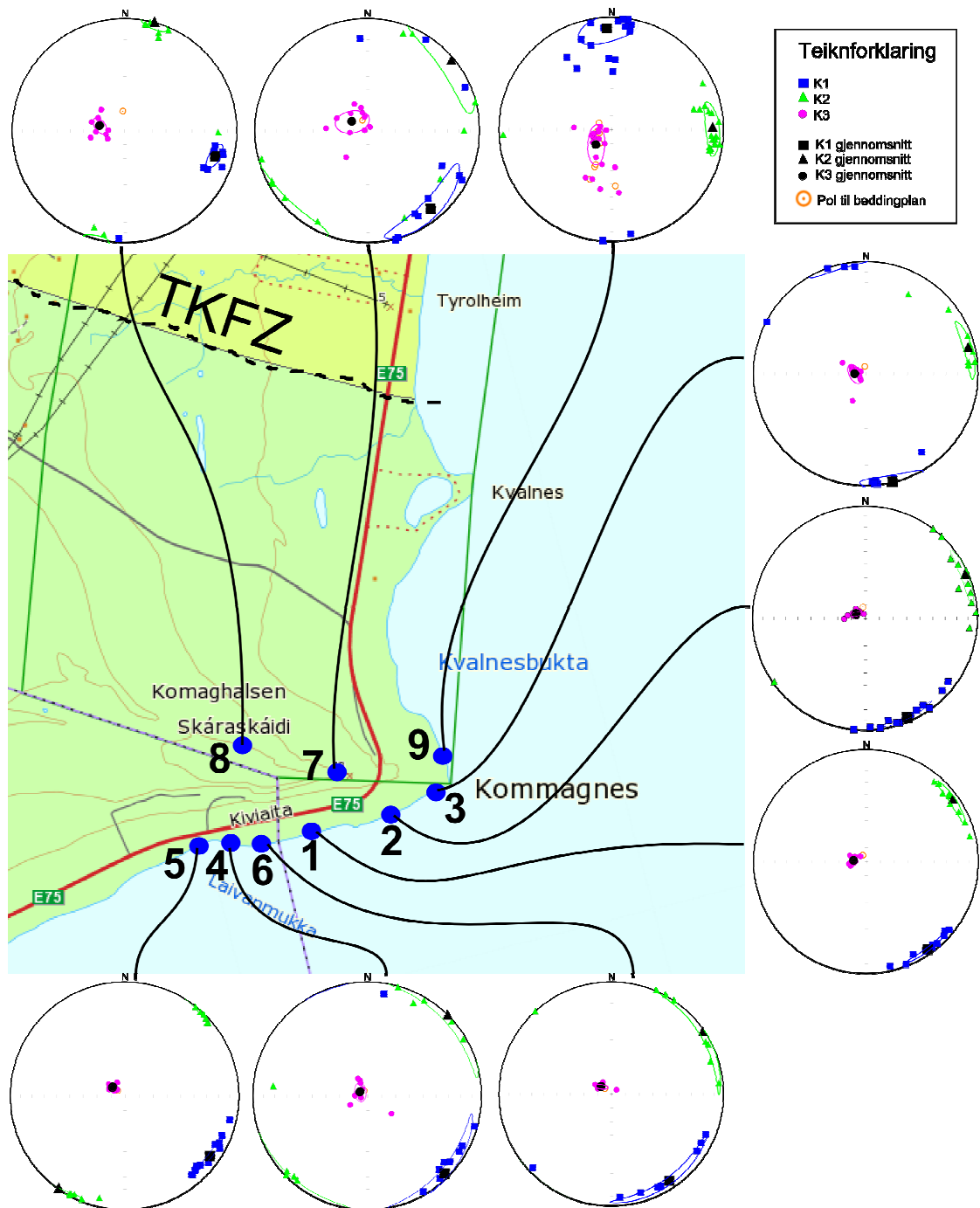
Lokalitet 9 frå Stappogjedde fm. som det er utført foldtest for remanensretningane på, viser ikkje ein like veldefinert fabric som resten av Stappogjedde ved at minimumsaksane ( $k_3$ ) og maksimumsaksane ( $k_1$ ) ikkje er like godt samla (Figur 6.3) og at nokre av prøvane viser ein prolat fabric. Kvar prøve har ulikt beddingplan og pol som opnar for moglegheiten til å gjere ein "foldtest". Ved å tilbakeføre alle beddingplan til paleohorizontale vert samling av aksane betre (Figur 6.3). Dette indikerer at AMS følgjer beddingplan ved utfolding og at ein primær fabric er bevart. Dette er i kontrast til resultatet frå foldtesten av remanensretningane som viste at remanensen ikkje er bevart og ei post-fold magnetisering.



Figur 6.3: AMS målingar frå lokalitet 9. Venstre: viser susceptibilitetsaksane i eit geografisk koordinatsystem. Høgre: viser susceptibilitetsaksane i eit paleogeografisk koordinatsystem og gjev grunn til å anta at ein primær fabric er bevart.

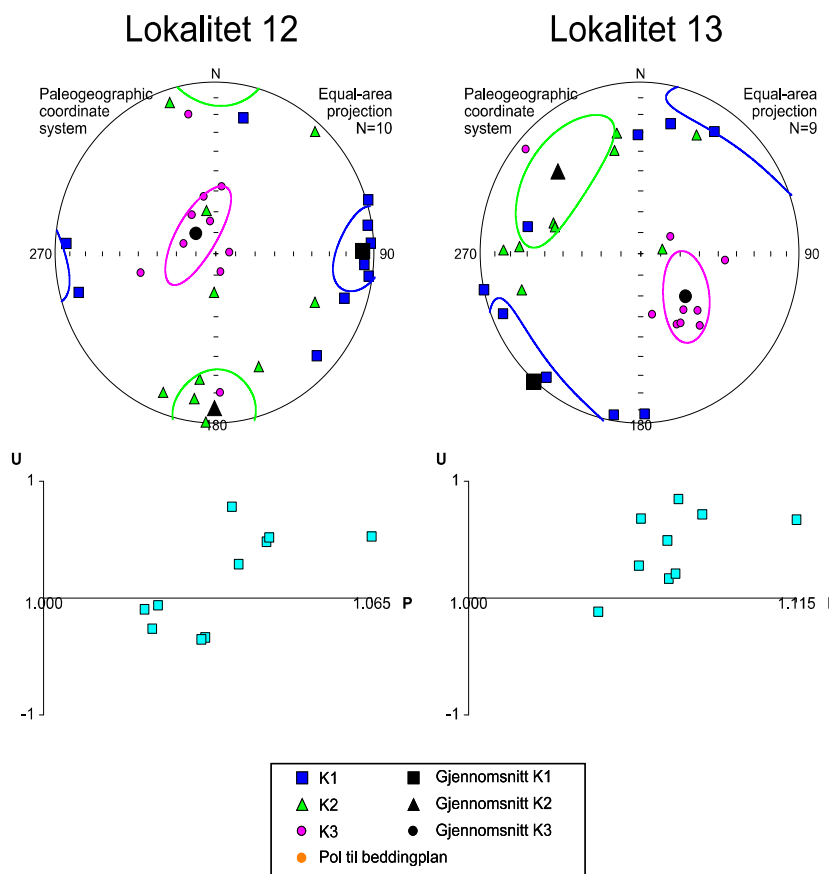
For å gjere ei oppsummering og samanlikning er alle lokalitetane frå Stappogjedde fm., utanom lokalitet 10 i Tanadalen, plotta i Figur 6.4. Figuren viser tydeleg ein konsistent retningsutvikling. Maksimumsaksane ( $k_1$ ) er innretta i aust, men migrerer mot sør når ein bevegar seg frå vest til aust på kartet. Eit argument for at AMS indikerer primær avsetjingsfabric, er at ein tektonisk influens truleg ville hatt same effekt på alle lokalitetane og at susceptibilitetsaksane i større grad hadde innretta seg likt.





Figur 6.4: Oversikt over AMS målinger fra alle lokalitetene ved Komagnes. Geografisk koordinat system.

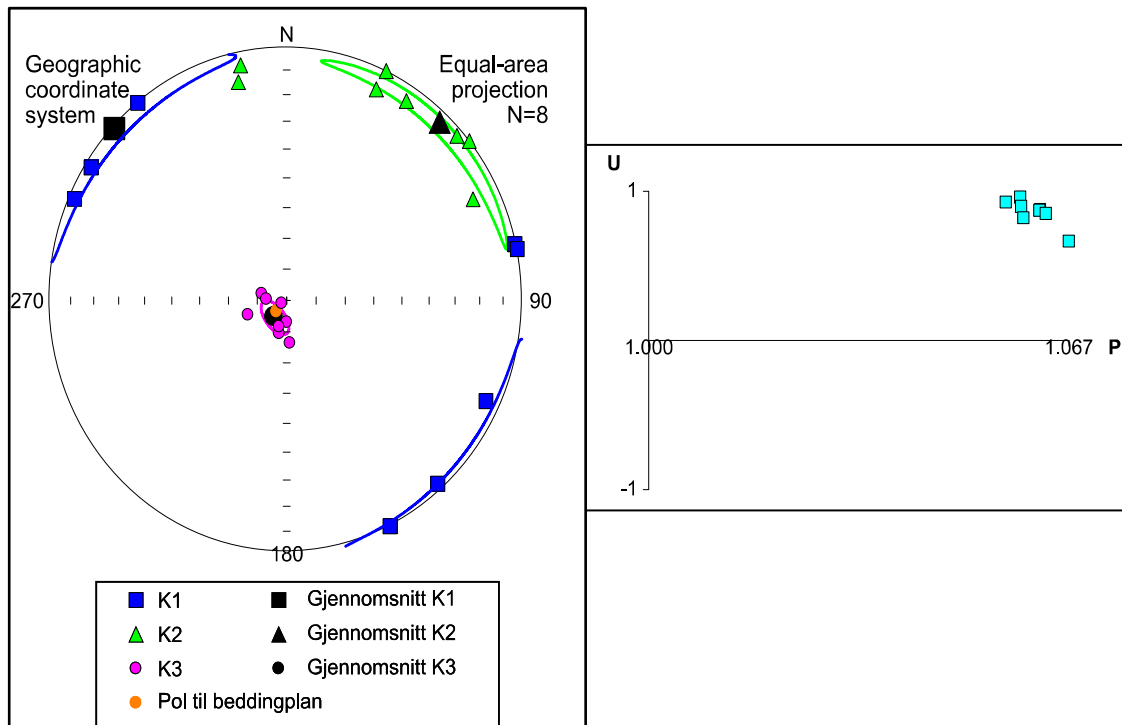
AMS resultatene frå Mortensnes viser ikkje like god samling av aksane som Stappogjedde, noko som også er forventet av eit konglomerat. Avsetjingsprosessane i eit konglomerat involverer heilt andre krefter og mekanismar for kornorientering enn avsetjing i stille vatn. Av desse viser lokalitet 11 dårlegast samling av aksane. Det er vanskeleg å sjå nokon veldefinert fabric her, men dei fleste prøvane viser ein oblat fabric i (P-U) diagrammet.



Figur 6.5: AMS målinger frå lokalitet 12 og lokalitet 13 i Mortensnes fm

Lokalitet 12 og 13 frå Mortensnes fm. viser litt betre samling av aksane, men nokre enkeltprøvar viser ein avvikande akseorientering. Minimumsaksane er plassert respektivt litt NV for- og litt SØ for sentrum av stereonetet og maksimumsaksane har stilt seg inn respektivt ein Ø-V og NØ-SV retning (Figur 6.5). Prøvane frå lokalitet 12 viser både oblat og prolat fabric, mens dei fleste prøvane frå lokalitet 13 viser oblat fabric.

Lokaliteten frå Stangenes formasjonen (Figur 6.6) viser god samling av aksane, med minimumsaksen ( $k_3$ ) godt samla i sentrum av stereonetet og maksimumsaksane ( $k_1$ ) innretta i ein NV-SØ retning. Alle prøvane har svært homogene eigenskapar med ein utprega oblat ellipseform. Dette tyder på at lokaliteten er dominert av ei primær avsetjing.



Figur 6.6: AMS målinger frå Stangenes lokaliteten.



## 7. Diskusjon

Hovudføremålet med denne studien har vore å isolere stabile høgblokkeringskomponentar frå demagnetisering og komponentanalyse for å bruke desse i ein rekonstruksjon av Baltica i sein neoproterozoikum. Eit problem ved paleomagnetiske studiar kan som tidlegare nemnt vere å ha gode nok prov for at remanenskomponentane er av primært opphav. Dette er også eit problem i denne studien. Samtidig som remanenskomponentane er stabile og har relativt høge blokkeringstemperaturar (opp til 580 °C), viser alle prøvane kun ein (normal) polaritet og ingen av dei statistiske felttestane gav evidens for ein primær remanens. Diskusjonen vil derfor ta føre seg resultatet frå denne studien i lys av spørsmålet om ein primær remanens er bevart eller ikkje og diskutere konsekvensane og implikasjonane av utfalla.

### 7.1 Evidensar for og imot ei primær remanensretning

Ein sekundær remanens kan ikkje utelukkast basert på følgjande resultat frå denne studien.

Middelretninga til prøvane frå Stappogjedde formasjonen er nær dagens dipolfelt retning, men er signifikant forskjellig på 95% konfidensnivå. Mortensnes og Stangenes er også relativt nær dagens dipolfelt (Figur 4.13). Alle prøvane frå alle tre formasjonane har ein gjennomgåande normal polaritet der ingen viser reversert polaritet, og kan vere konsistent med ein ung remagnetisering.

Foldtesten som er utført på foldestrukturen ved lokalitet 9 i Stappogjedde fm. gav ei signifikant endring der samlinga av remanensretningane vart dårlegare etter utfolding (Figur 4.15). Magnetiseringa har skjedd post-fold og er ein sikker evidens på at remanensretningane ved (i alle fall) denne lokaliteten er remagnetisert. Foldtesten som er utført på alle lokalitetane, utanom lokalitet 9 viste som forventa, på grunn av liten

regional dip, ingen signifikant endring i spreinga og gav heller ingen prov for ein primær remanens (Figur 4.14).

Nokre resultat kan ikkje direkte knytast til ei sekundær magnetisering, men gjev indirekte indikasjonar på dette:

Frå dei mineralogiske undersøkingane i kapittel 5 viser forholdet mellom Mrs/Ms og Bcr/Bc at dei fleste prøvane frå Stappogjedde fm. har verdiar nær det ustabile MD området, men då grensande til det litt meir stabile PSD området (Figur 5.8). Verdiar for så ustabile korn er urovekkande med tanke på remanensstabiliteten i desse gamle bergartane. Prøvane frå Mortensnes og Stangenes fm. gjekk ikkje i metning i det tilgjengelege feltet på 500 mT og gjev derfor ikkje korrekte verdiar for stabilitet og domenekonfigurasjon i eit Day-diagram. Ein tendens kan likevel vere at Stangenes fm. viser den mest stabile domenekonfigurasjonen. Også området som hysteresekurvane omsluttar kan indikere stabilitet og domenekonfigurasjon, og er minst for Stappogjedde fm. og størst for Stangenes fm.

Königsberger forhold,  $Q$ , brukast ofte som eit mål for stabiliteten av remanensen i ein bergart og den er relativt låg for alle dei tre formasjonane (Tabell 5.1). Verdt å merke seg er at Stappogjedde fm. har dei lågaste verdiane, mens Mortensnes fm. og Stangenes fm. har dei høgaste (sjølv om forskjellen er liten) og kan indikere at desse er meir stabile enn Stappogjedde fm.

AMS resultatata viser ei primær bedding, men grad av anisotropi er likevel relativ høg til å vere ein sedimentær bergart (Figur 6.1). Frå lokalitet 10 i Tanadalen viser AMS resultatata eit tydeleg teikn på å vere påverka av tektonisk influens sannsynlegvis frå den kaledonske fjellkjeda og kan ikkje betraktast som å reflektere ein primær avsetjingsfabric (Figur 6.2). Denne lokaliteten ser ut til å vere påverka av eit anna deformasjonsregime enn resten av lokalitetane.

Fleire mineralfasar som viser same resultat innad i ein prøve kan vere eit godt teikn for ei primær magnetisering, men prøvane frå Stappogjedde fm ser ut til å utelukkande innehalde magnetitt. Mortensnes og Stangenes fm. viser derimot i tillegg til magnetitt, indikasjonar på innhald av hematitt, men den er vanskeleg å identifisere som ein stabil komponent ved demagnetisering og gjev lite konsistente retningar. Ei årsak til at det ikkje kan identifiserast stabile komponentar av andre høgkoersive mineral som til dømes hematitt kan koplast mot resultatet frå målingar av susceptibilitet mot demagnetiseringstemperatur som ved alle tre formasjonane viser ei drastisk stigning ved ca. 550 °C (Figur 5.13: Diagram som viser susceptibiliteten målt mot demagnetiseringstemperatur frå Stappogjedde fm. øverst og Mortensnes fm. nedst. Figur 5.13) og kan tyde på at det skjer ei mineralogisk endring ved dette tidspunktet. Dette kan koplast mot resultatet frå TMA der nokre av prøvane si oppvarmingskurve viser ein ”kul” mellom 450°C og 650°C (Figur 5.11) og tyder på nydanning av ein magnetitt fase som kan ha maskert ein eventuelt komponent med  $T_b > 450$  °C. I og med at denne susceptibilitetsendringa kan observerast hos alle dei tre formasjonane ved same tidspunkt er det også sannsynleg at det er same prosess som har forårsaka den, uavhengig av formasjon.

Sjølv om det er vanskeleg å trekkje robuste slutningar frå middelretninga til den eine lokaliteten frå Stangenes fm. ser denne ut til å gje nokså like retningar som Stappogjedde og Mortensnes (Figur 4.13). Dette er urovekkjande med tanke på at Stangenes er ein del eldre enn Stappogjedde og Mortensnes fm. og derfor, om primær, burde gjeve andre retningar. At alle tre formasjonane gjev nokså like retningar, kan vere ein indikasjon på at dei eventuelt er remagnetisert i same hending.

Sjølv om overnemde resultat, og då spesielt med tanke på ein negativ foldtest og kun ein polaritet, gjev grunn til å tolke remanensen som av sekundært opphav, er det også faktorar som gjev rom for ein diskusjon om primært opphav:

Resultatet frå demagnetiseringa og komponentanalysen av prøvane frå Stappogjedde fm. gjev på tross av overnemde resultat forholdsviss stabile resultat med konsistente retningar,

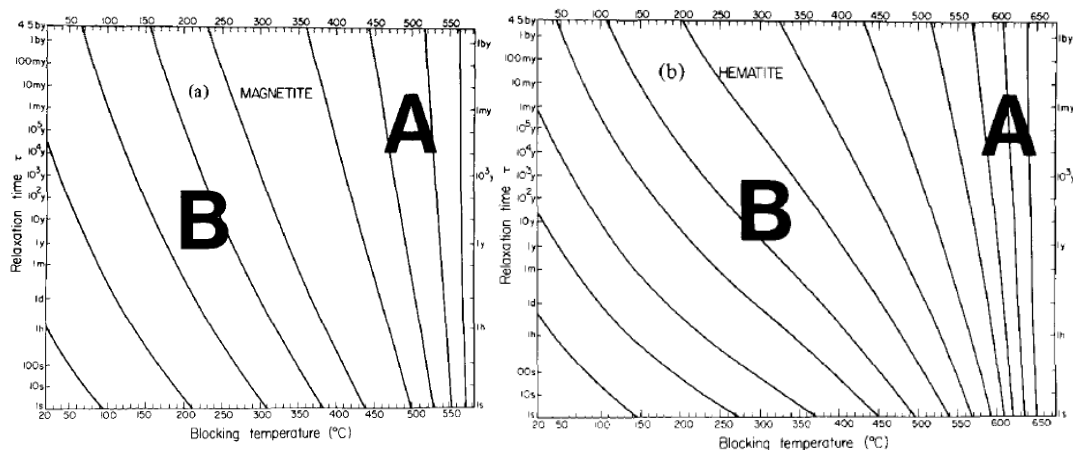
relativt god samling og for alle formasjonane kan det identifiserast komponentar med relativt høge blokkeringstemperaturar (opp til 580 °C). Remanenskvaliteten frå Mortensnes er meir varierende og det er vanskelegare å identifisere stabile komponentar. Stangenes lokaliteten viser gode resultat, med tilsynelatande stabile retningar, men dårleg samling og ein litt flatare inklinasjonsvinkel enn middelretninga til Stappogjedde og Mortensnes. Lokalitet 13 frå Mortensnes er den einaste lokaliteten som skil seg betydeleg ut når det gjeld retning med ein mykje meir austleg deklinasjonsvinkel, og flatare inklinasjonsvinkel og med retning eit stykke frå dagens dipolfelt. Eit poeng som talar for at denne lokaliteten reflekterer primær avsetjing kan vere at også LB komponenten er langt frå dagens dipolfelt. Samtidig ville ei primær magnetisering i ediacara ikkje gjeve ein så flat inklinasjonsvinkel. Kvifor denne lokaliteten gjev ein så ulik middelretning er vanskeleg å kome med noko konkret årsak for.

Gjennomsnittleg NRM intensitet er relativt høg til å vere eit sediment, som ikkje er eit argument for primær magnetisering i seg sjølv, men som gjer det lettare å identifisere komponentar. Unntaket er lokalitet 10 i Tanadalen frå Stappogjedde, og lokalitet 12 frå Mortensnes som har svært låge verdiar for NRM intensitet. Det er også vanskelegare å identifisere komponentar frå desse lokalitetane. Det kan diskuteras om desse skal takast med vidare i ein diskusjon om antatt primær remanens, men at dei er med kan forsvarast med at retningane vert om lag dei same som for resten av lokalitetane og derfor ikkje endrar resultat vesentleg.

Frå blokkeringsdiagramma til Pullaiah et al. (1975) (Figur 7.1) er den maksimale blokkeringstemperaturen for ein rein VRM danna i dagens felt sidan førre feltreversering for 780 000 år sidan, rett over 200°C for magnetitt og rett over 300 °C for hematitt. Felles for prøvane i alle formasjonane i denne studien er at det kan identifiserast stabile komponentar opp til relativt høge blokkeringstemperaturar på 580-600°C (heile magnetittområde). Frå Mortensnes og Stangenes fm. er det i tillegg teikn til komponentar i hematittområde opp til 700°C, men desse er vanskelege å definere nøyaktig retning på. Med så høge blokkeringstemperaturar er det derfor teoretisk sett svært usannsynleg at ein VRM har danna dei stabile remanenskomponentane aleine. Eit usikkert moment ved dette



er imidlertid at diagramma er berekna for stabile SD korn, sjølv om eksperiment har vist at dei gjev eit relativt godt resultat også med PSD/MD korn som indikert i denne studien (Dunlop og Özdemir, 2001).



**Figur 7.1: Blokkeringsdiagram for magnetitt og hematitt. Frå Pulliah et al. (1975).**

Det er også svært usannsynleg at IRM har danna magnetiseringa. Ingen prøvar viser store avvik frå den generelle trenden

Fleire av prøvane viser eit overlappande stabilitetsområde der det kunne vere vanskeleg å skilje komponentane nøyaktig (Figur 4.1). Eit slikt overlapp kan ha gjort at den primære HB komponenten kan ha vorte forureina av restar av den sekundære IB eller LB komponenten slik at den isolerte HB komponenten vil ha ein retning som ligg mellom den primære og sekundære magnetiseringskomponenten og gjev ei feil eller forskyve retning. Dette er eit poeng sett i relasjon til at retningane er i nærleiken av andre samtidige resultat.

For å utføre ein foldtest som ved lokalitet 9 er kriteriet at det vert samla inn prøvar langs ein foldestruktur som det er gjort her. Bergartane på sørlege Varangerhalvøya er prega av nesten flatliggjande sediment og viser få teikn til deformasjon, så for å finne ein slik struktur var det naturleg å leite i nærleiken av TKFZ der det har vore ein deformasjon. Den einaste moglege lokasjonen for ein slik foldtest var derfor nær TKFZ. Deformasjon vil seie større sannsyn for at det kan ha skjedd ei remagnetisering og resultatet som viser ei post-fold magnetisering er derfor eit av dei forventeta scenarioa. Sidan resten av

bergartane er flattliggjande kan ein moglegheit vere at deformasjonen og remagnetiseringa gjeld berre denne lokaliteten. Samtidig gjev retningane ved denne lokaliteten svært like retningar som resten av lokalitetane (Figur 4.4). Om det var berre denne lokaliteten som var remagnetisert ville den truleg hatt ein annan retning, om ikkje då deformasjonen og remagnetiseringa har skjedd rett etter avsetjing og då likevel gjev om lag dei same retningane.

At bergartane på sørlege Varangerhalvøya er prega av flatliggjande sediment med ein svært liten regional dip, og få teikn til deformasjon og metamorfose er i seg sjølv eit godt argument som talar for ei oppbevaring av den primære remanensen.

Undersøkingane av AMS frå Stappogjedde og Stangenes fm. viste relativt tydelege teikn på at ein primær avsetjingsfabric er bevart med ein minimum susceptibilitetsakse orientert  $90^\circ$  på beddingplanet og stort sett oblate ellipsoidar (Figur 6.1). Ved foldtestlokaliteten lokalitet 9 er innretninga av aksane ikkje like god som hos resten av Stappogjedde. AMS føl derimot beddingplan ved utfolding til paleohorizontale og er eit bevis for at AMS viser ein primær avsetjingsfabric og er bevart også ved denne lokaliteten sjølv om remanensen er remagnetisert (Figur 6.3). Figur 6.4 viser alle AMS målingane frå lokalitetane ved Komagnes og viser ei retningsutvikling der denne lokaliteten passar inn og støttar at også alle dei andre lokalitetane viser ei primær avsetjing. Lokaliteten i Tanadalen viser derimot eit resultat som er prega av deformasjon i større grad Mortensnes er ein tillitt/breavsetjing og avsetjingsprosessane er av ein heilt annan sort, og viser som forventa ein meir uryddig AMS.

Frå ein av lokalitetane frå Mortensnes fm. (lokalitet 11) er det også som sagt tidlegare gjort forsøk på ein konglomeratstest som gjev svake indikasjonar på at ei magnetisering er oppbevart i klastane som forsiktig kan tyde på ei primær magnetisering (Figur 4.8 og Figur 4.16). To av desse er også som sagt tidlegare truleg frå underliggjande Nyborg fm., som frå Torsvik et al. (1995a) og upublisert masteroppgåve av Hovland (2012) viser teikn til ein primær magnetisering, og det kan derfor tenkjast at klasten har bevart

magnetiseringa betre enn den finkorna matriksen der resten av prøvane i Mortensnes er frå.

Resultatet frå denne studien gjev ein bratt inklinasjonsvinkel som i ein paleogeografisk rekonstruksjon vil seie høge breiddegrader. For å finne ein tilsvarande bratt inklinasjon ved tidlegare tider må det enten vere relativt ungt, eller i sein prekambrium-tidleg kambrium. At remanensretningane samantfall med nokre av tidlegare arbeid frå Baltica i same tidsrom kan vere eit godt argument for at magnetiseringa må vere relativt gamal. Ei samanlikning med tidlegare arbeid og andre polposisjonar vert gjort seinare i diskusjonen.

## **7.2 Alder for ei eventuell remagnetisering**

Frå diskusjonen over kan det som sagt ikkje utelukkast ei sekundær remagnetisering. Spørsmålet er då: Ved kva slags alder og kva slags prosessar, mekanismar eller tektonisk hending kan ha ført til ei eventuell remagnetisering.

Varangerhalvøya har vore utsett for deformasjon både frå TKFZ som deler halvøya i to, spreidde doleritt/metadoleritt gangar, den timanske orogenesisen i nordaust og den kaledonske orogenesisen i nordvest. Det er naturleg å tenkje at ei av desse hendingane kan ha ført til ei remagnetisering.

Ei remagnetisering under den kaledonske fjellkjedefoldinga ville ført til ein mykje flatare inklinasjonsvinkel. Både HB, IB eller LB komponenten i denne studien viser ein relativt bratt inklinasjonsvinkel (unntaket er lokalitet 13 frå Mortensnes).

Herrevold et al. (2009) har gjennom studier av strukturgeologien på Varangerhalvøya i området rundt TKFZ identifisert to sett av kontraksjonsstrukturar, D1 og D2, og to ekstensjonsstrukturar, D3 og D4, som dei relaterer til geologiske hendingar og aldrar. Berre ein av desse fire hendingane (D3) er direkte datert, men på bakgrunn av geokronologiske data i nærliggjande område er sannsynlege aldrar foreslått for dei tre andre (D1, D2 og D4). Dei tidlegare nemnte NV-SØ orienterte strukturane (foldeaksar og

tilhøyrende kløv) observert på austlege deler av Varangerhalvøya kan sannsynlegvis koplast mot eit likt strukturelt scenario observert i NV Russland antatt å vere danna under den timanske fjellkjeda. (D1) er derfor relatert til ein inversjon av det neoproterozoiske bassengregimet ved ei pre-kaledonsk, låggrad, kontraksjonsdeformasjonsending under danninga av den Timanske fjellkjeda i NV Russland og har ein alder frå ediacara 570-560 Ma. D2 eventen er tolka til å representere den kaledonske fjellfoldinga ved ca. 470-460 Ma. Ein regional ekstensjonsending (D3) reflektert ved intrusjon av doleritt gangar er datert til sein devon ca. 375-370 Ma og D4 som er ein antatt yngre ekstensjonsending har ein relativt dårleg alderskontroll med alder frå karbon til kritt, men mest sannsynleg ein mesozoisk reaktivering.

Ved å relatere deformasjonsepisodane foreslått av Herrevold (2009) til ei eventuell remagnetisering kan både D2 og D3 utelukkast på bakgrunn av at polposisjonen frå denne studien er svært langt frå polposisjonane ved dei aldrane (respektivt 470-460 Ma og 375-370 Ma) (Figur 7.2). Når det gjeld D4 knytt som sagt Herrevold ingen konkret alder til denne og den kan til dømes ha funne stad i tidleg jura (ca. 190 Ma) då polvandringskurva er nær polen frå denne studien. Det kan derfor ikkje utelukkast at denne er årsaka til remagnetiseringa. Også retninga til dagens dipolfelt er svært nær konfidenssirkelen til middelretninga til Stappogjedde fm, men er som sagt før signifikant forskjellig på 95 % konfidensnivå. Alderen for D1 hendinga er plassert innanfor konfidenssirkelen til polposisjonen frå denne studien og det kan argumenterast for at denne episoden kan ha ført til ei eventuell remagnetisering

Gitt at ei eventuell remagnetisering er forårsaka av ein D1 deformasjonsepisode i sein ediacara ca. 570–560 Ma under danninga av den timanske fjellkjeda (Herrevold et al., 2009) kan det relaterast til aldrane for tidleg diagenese og kompaksjon for Stappogjedde fm. 530- 560 Ma (Gorokhov et al., 2001).

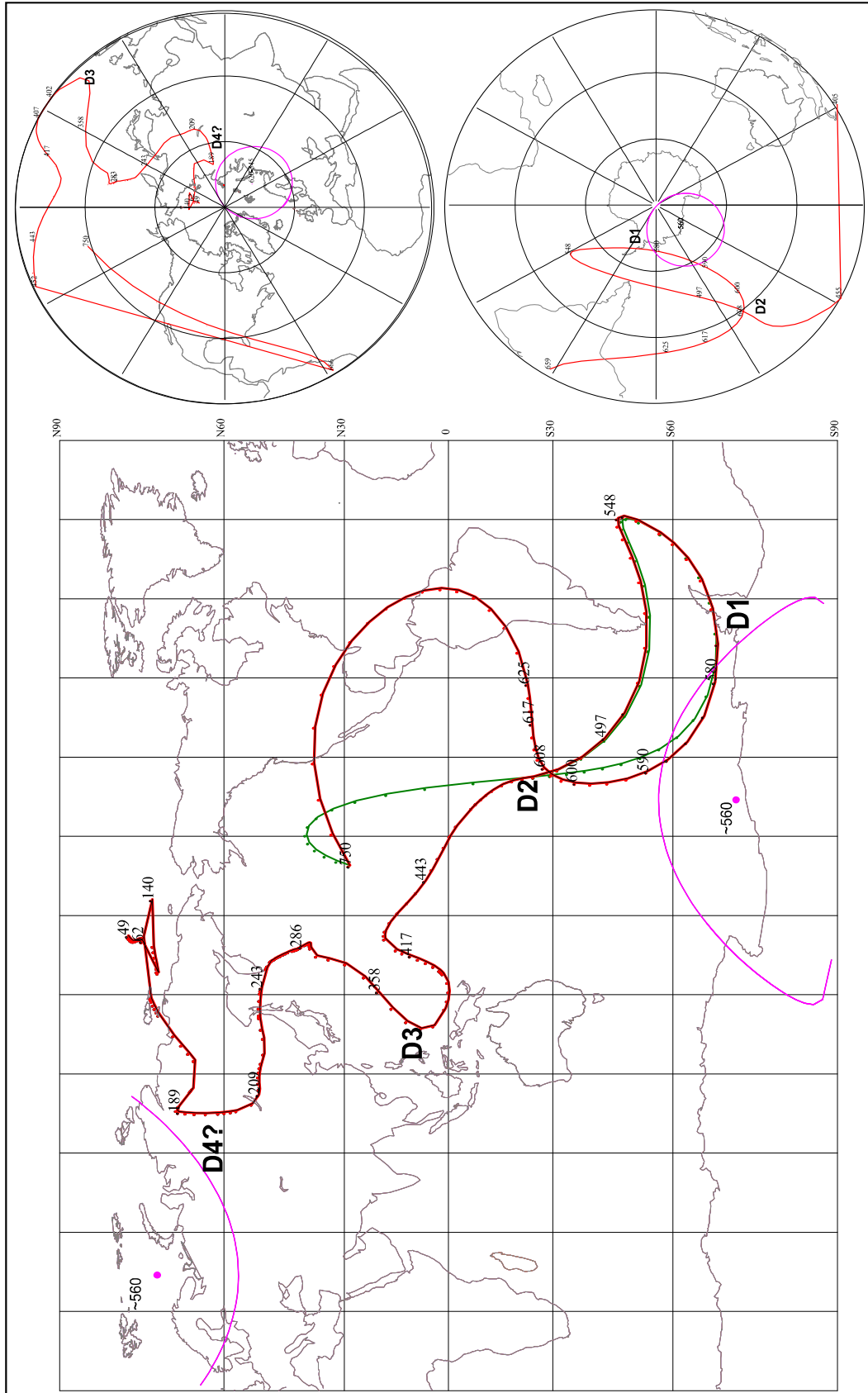
Figur 7.2 viser ei polvandringskurve (APW) for Baltica frå 49 Ma til 750 Ma. Utgangspunktet for denne var polposisjonar frå Torsvik et al. (1996, 2001) som er implementert i programvara GMAP2003 (Torsvik og Smethurst, 1999). Desse er

kombinert for å få ei polvandringskurve for Baltica frå 49 Ma til 750 Ma, der det er interpolert mellom polar ved å vekte på polar med størst Q- faktor (Van der Voo, 1990). Denne er modifisert ved å endre alder på Egersund gangane til 608 Ma basert på nyare arbeid (Walderhaug et al., 2007), og ved å ta ut resultatet frå Komagnesgangen som var datert til prekambrisk ved 580 Ma (Torsvik et al., 1995b), men som ut i frå seinare arbeid heller viser seg å vere frå sein devon ved ca. 370 Ma (Guise og Roberts, 2002) (grøn kurve). På den raude kurva er i tillegg polen frå Nyborg fm. av Torsvik et al. (1995a) teke med som viser primære magnetisering, men har dårleg direkte alderskontroll. Mellom 608 Ma og 750 Ma finnes det ingen andre polposisjonar og å setje inn ein pol frå Nyborg ved 625 Ma gjev store utslag på kurveformen og viser kor lite datagrunnlaget frå denne perioden er. Upubliserte resultat frå Nyborg fm. i parallell masteroppgåve (Hovland, 2012) støtter opp om polposisjonen fra Torsvik et al., og gjev tilleggsevidens for at denne polposisjonen kjem frå ein primær remanenskomponent.

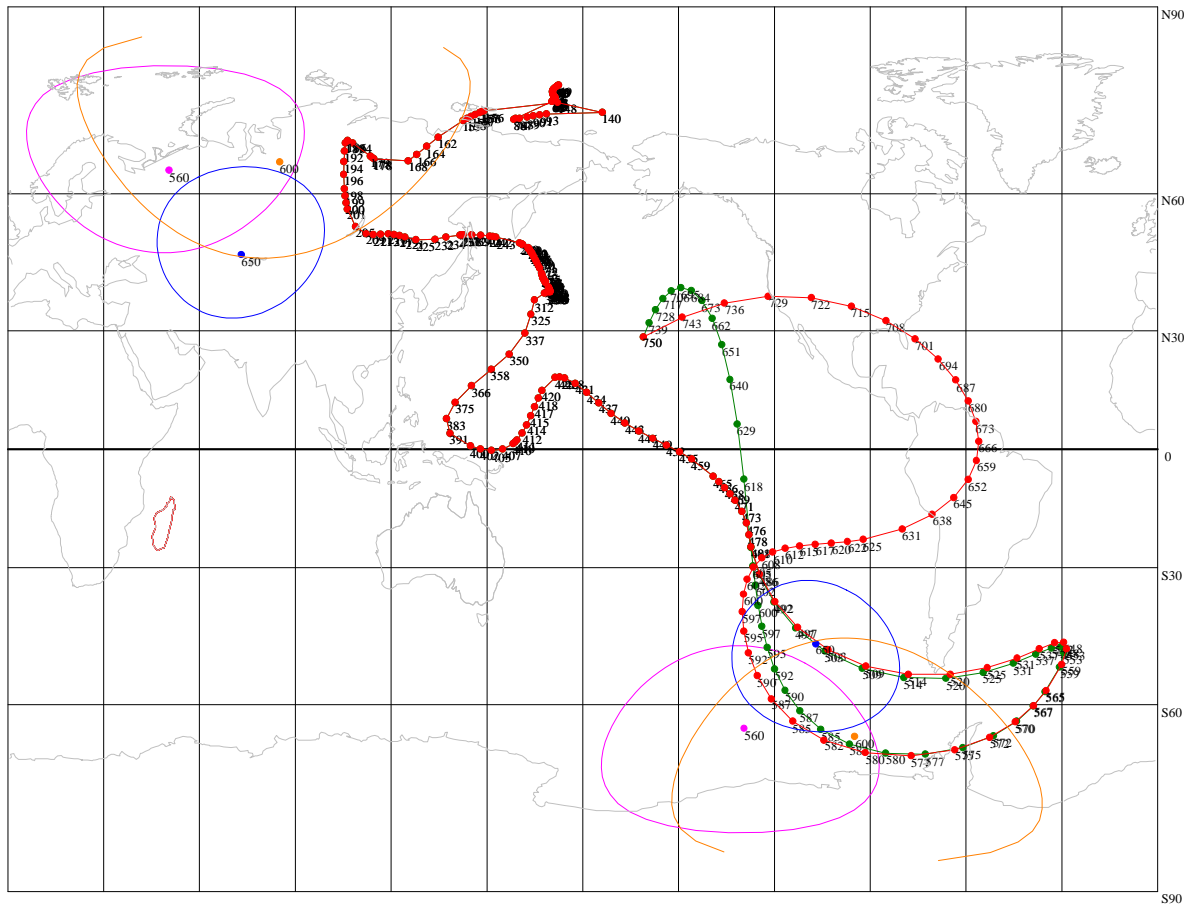
Polposisjonen frå denne studien er merka i lilla/rosa som både ein nordleg og sørleg pol, tilsvarande dei to moglege polaritetane for resultatet (Figur 7.2). Konfidenssirkelen til den sørlege polen overlappar polvandringskurva mellom ca. 580 og 590 Ma som kan passe både med alderen til ei primær avsetjing (560-545 Ma) og ei eventuell remagnetisering kort etter avsetjing frå ei deformasjonshending (D1) ca. 570–560 Ma (Figur 7.2 **Feil! Fant ikke referanse kilden.**). Den nordlege polen er nær polposisjonar frå tidleg jura (ca 190 Ma), men konfidenssirkelen overlappar ikkje polvandringskurva (Figur 7.2). I forhold til dagens nordpol ligg konfidenssirkelen til polen frå denne studien også heilt på grensa til å overlappe, men er som sagt før likevel signifikant forskjellig (Figur 7.2).

Det er brukt ukorrigert middelretning frå Stappogjedde fm. grunna uvissa om magnetiseringsalder. I Figur 7.3 er den korrigerte middelretninga til Stappogjedde vist, i tillegg til svært tentative polposisjonar frå Mortensnes fm. og Stangenes fm. Polposisjonen til Mortensnes fm er basert på middelretningar til lokalitet 11 sidan denne gav det mest stabile resultatet av lokalitetane frå Mortensnes fm., og også var mest lik middelretninga til Stappogjedde fm.

Om ei eventuell remagnetisering er forårsaka av D1 hendinga ca. 570-560 Ma vil dette truleg vere kort etter avsetjing. Då vil retningane og polposisjonen frå denne studien, sjølv ved remagnetisering, gje om lag den same posisjonen til Baltica som om den var primær.



Figur 7.2: Polvandringskurve for Baltica fra 49 Ma til 750 Ma. Til venstre Galls projeksjon. Til høgre: øvst projeksjon av nordlege halvkule, nedst: projeksjon av sørlege halvkule. Polposisjon frå ukorrigert middelretning frå Stappogjedde fm. er markert i rosa/lilla. Deformasjonsepisodar (D1- D4) foreslått av Herrevold (2009) er markert. Alle årstall i Ma.



**Figur 7.3:** Polvandringskurve for Baltica mellom 750-49 Ma. Her er korrigert middelretning for Stappogjedde i rosa, i tillegg svart tentative polposisjonar for Mortensnes i oransje, og Stangesnes i blått.

Frå diskusjonen er det truleg fire moglege alternativ for magnetiseringsalder: Ei primær magnetisering er oppbevart, ei heilt ung remagnetisering, ei magnetisering relatert til tida frå jura (kanskje D4 foreslått av Herrevold (2009)), eller kanskje mest truleg; Ei remagnetisering under D1 deformasjonshendinga under formasjonen av den timanske orogensen (570-560 Ma).

### 7.3 Paleogeografisk rekonstruksjon

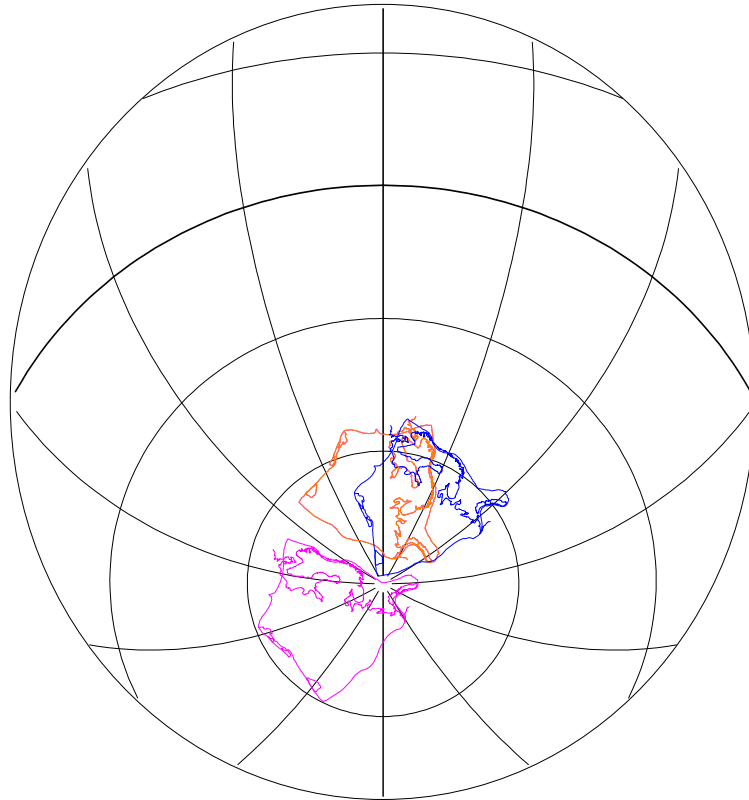
Ved å anta at remanensretningane frå denne studien enten er primære eller remagnetisert i tida nær avsetjing under D1 hendinga foreslått av Herrevold et al. (2009) kan det gjerast



ein paleogeografisk rekonstruksjon for sein ediacara. Rekonstruksjonen er konsentrert om retningane frå prøvane i Stappogjedde fm. sidan denne gjev det beste statistiske grunnlaget. Det kan også diskuterast om Mortensnes fm. kunne vore med i ein rekonstruksjon grunna den stratigrafisk underliggjande posisjonen og då nære alderen til Stappogjedde, at den gjev like retningar (i alle fall lokalitet 11) og at både Stappogjedde og Mortensnes kan vere remagnetisert i D1 og ha same magnetiseringsalder.

For at paleomagnetisme skal gje korrekte rekonstruksjonar er som tidlegare nemnt alderskontroll like viktig som remanensretningar. Det er også som tidlegare nemnt ein relativt god alderskontroll for Stappogjedde og Mortensnes fm. og plasserar Stappogjedde og Mortensnes fm. intervallet mellom 620 Ma og 542 Ma, med Mortensnes frå 620-560 Ma og Stappogjedde frå 560-542 Ma.

I Figur 7.4 er det gjort ein rekonstruksjon av Baltica i programmet GMAP 2003 av T.H Torsvik basert på middelretninga frå Stappogjedde fm. som plasserar Baltica ved svært høge breiddegrader og med ein polposisjon på  $73.1^{\circ}\text{N}$  og  $42.3^{\circ}\text{Ø}$ . Også svært tentative plasseringar Mortensnes fm basert på middelretninga til lokalitet 11, og Stangenes fm. er vist.



**Figur 7.4:** Rekonstruksjon av Baltica basert på ein ukorrigert middelretning frå Stappogjedde fm. i rosa. Viser i tillegg ein svært tentativ plassering av Baltica frå resultat frå Stangenes (blått) og Mortensnes fm. (oransje).

Som diskusjonen tidlegare har vist er det store usikkerheitane angåande alderen på magnetiseringa frå denne studien og det er derfor ikkje gjort nokon vidare forsøk på setje rekonstruksjonen i samanheng med det globale paleogeografiske scenarioet i neoproterozoikum.

#### **7.4 Samanlikning med tidlegare arbeid**

Som sagt tidlegare er plasseringa til Baltica godt avgrensa ved ~608 Ma og frå ~535 Ma og vidare (Meert et al., 2007), mens intervallet mellom gjev eit svært forvirrande bilete med polar som som sagt tidlegare antyder både høge og låge breiddegrader.

**Tabell 7.1: Oversikt over paleomagnetiske polar frå Baltica (Ediacara-tidleg ordovicium). Dec=deklinasjon, Inc=inklinasjon, a95=konfidenssirkel på 95% om middelretninga, Glat=lokalitet breiddegrad, Glon=lokalitet lengdegrad, Plat=paleomagnetisk pol breiddegrad, Plon=paleomagnetisk pol lengdegrad, Q=Q faktor frå Van der Voo (1990).**

Polnamn	Alder	Dec	Inc	a95	Glat	Glon	Plat	Plon	Q	Referanse
Andrarum Limestone	500	51	57	6.8	56	14	52	110	3	Torsvik og Rehnström (2001 )
Tornerask fm./Dividal gr.	535	57	66	8.9	68	20	56	116	4	Torsvik og Rehnström (2001 )
Winter Coast MEAN	555	296	37	11	65	40	30	298	6	Meert et al. (2007)
Volhynia lavas (Ukraina)	555	296	66	2.4	53	28	36	333	4	Nawrocki et al. (2004)
Ukrainske traps (A)	580	*	*	*	*	*	20	4	6	Elming et al. (2007)
Ukrainske traps (B)	580	*	*	*	*	*	24	84	3	Elming et al. (2007)
Fen kompleks	583	203	-49	8	59	9.3	57	151	4	Meert et al. (1998)
Alnø kompleks-bratt	584	51	70	8.3	63	18	63	101	4	Meert et al. (2007)
Alnø kompleks-flat	584	108	11	32	63	18	3.5	269	3	Meert et al. (2007)
Egersund gangen	608	120	69	10	58	6.2	31	44	6	Walderhaug et al. (2007)
<b>Stappogjedde fm.</b>	<b>~560</b>	<b>45.5</b>	<b>87.5</b>	<b>8.4</b>	<b>70</b>	<b>30</b>	<b>73.3</b>	<b>42.9</b>	<b>?</b>	<b>Denne studien</b>

\*Sjå Elming et al. (2007)

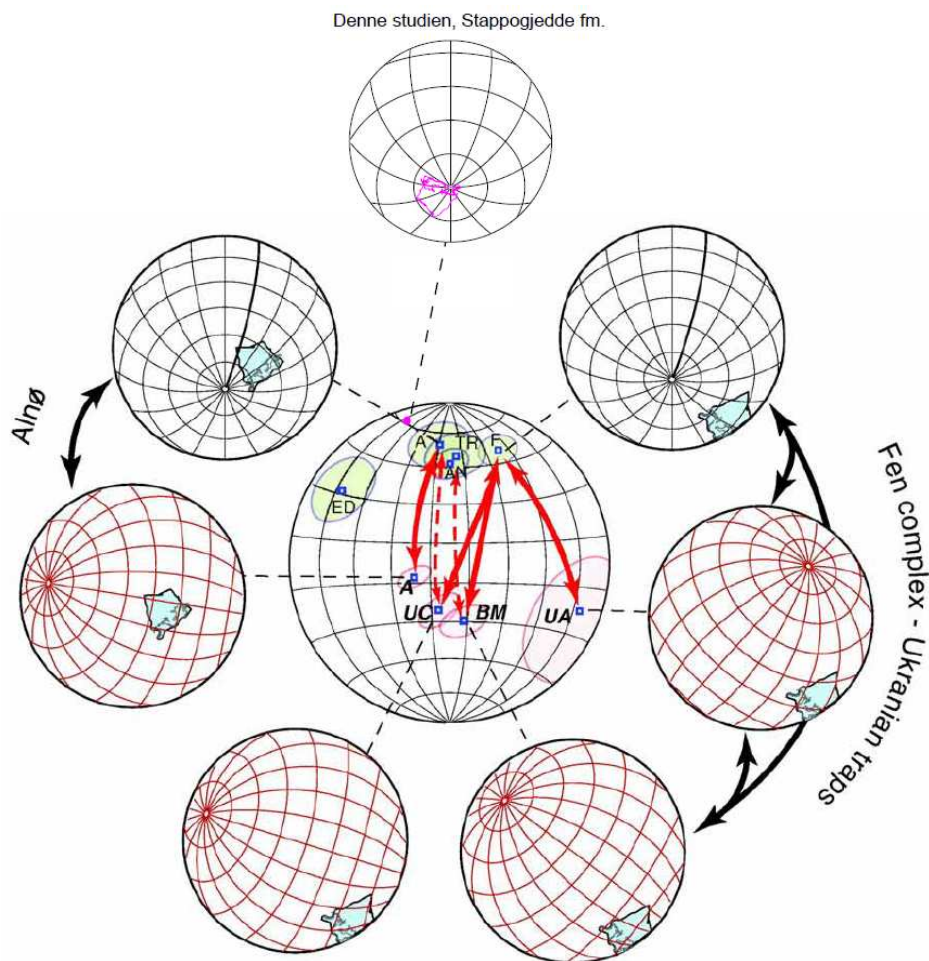
Dei paleomagnetiske dataa frå Egersund gangane med alder på ~608 Ma lokaliserer som sagt tidlegare Baltica ved intermediære til høge breiddegrader med ein polposisjon på 31°N og 44°Ø (Walderhaug et al., 2007). Deretter gjev paleomagnetiske data frå Alnø karbonatitt komplekset i NA Sverige (Meert et al., 2007, Piper, 1981) med alder 584±7 Ma eit tvetydig resultat med ein flat og ein bratt magnetiseringskomponent som indikerer høvesvis låge og høge breiddegrader. Denne er antatt å ha intrudert tilnærmet samtidig med Fen komplekset frå 583±15Ma (Meert et al., 1998) som viser ein bratt magnetiseringskomponent lik den bratte frå Alnø komplekset, men ingen flat komponent. Eit sett med paleomagnetiske retningar frå "Winter Coast" sediment i Russland med alder på 555±3Ma (Popov et al., 2002, 2005, Llanos et al., 2005) med ei middelretning som gjev ein paleopol ved 29.6 °N og 298.1°Ø og plasserer Baltica ved relativt låge breiddegrader frå ~5°S til 40°S (Meert et al., 2007). Også paleomagnetiske data frå basalter i Ukraina med alder på ~580 Ma (Elming et al., 2007) gjev polposisjonar ved låge til intermediære breiddegrader (Elming et al., 2007, Nawrocki et al., 2004). Dette

resultatet står igjen i kontrast til resultatet frå Fen komplekset og den bratte magnetiseringskomponenten frå Alnø komplekset, og resultatet frå denne studien.

Det mest robuste resultatet av desse er også som sagt før truleg frå Egersund og frå sedimenta frå Winter Coast (Abrajevitch og Van der Voo, 2010).

Torsvik og Rehnström (2001) plasserar imidlertid Baltica på høge breidder i nærleiken av posisjonen frå Fen komplekset med paleomagnetiske data frå Tornerask fm. /Dividal gr. frå ca. 535 Ma.

Resultatet frå denne studien støttar tidlegare arbeid som plasserar Baltica ved høge breiddegrader og i (Figur 7.5) nokre utvalde ediacara polar for Baltica samalikna med resultatet frå denne studien.



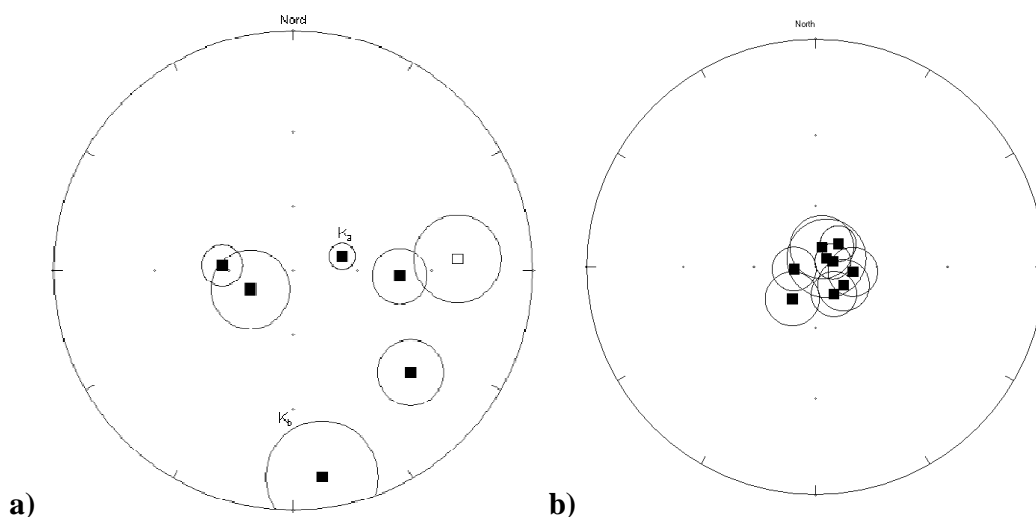
**Figur 7.5:** Fordelinga av nokre valde paleomagnetiske polar og paleogeografisk plassering for Baltica i ediacara samanlikna med resultatet frå denne studien indikert øvst. A= Alnø, ED= Egersund, F=Fen, BM= Middel for Baltica frå (Meert et al., 2007), TR= Tornerask/Dividal, AN=Andrarum Limestone. Raude piler knytt saman korresponderande polposisjonar. Modifisert frå Abrajevitch and Van der Voo (2010)

Av tidligare arbeid på Varangerhalvøya i tidsrommet som angår denne studien har som sagt i kapittel 3 Bylund (1994b) gjort studier på Stappogjedde og Mortensnes fm. der han samla inn ein lokalitet frå Mortensnes fm. og fem lokalitetar frå Stappogjedde. Ein av lokalitetane i Stappogjedde fm. er lokalisert ved Komagnes der majoriteten av prøvane i denne studien er tekne. Bylund har isolert to komponentar ( $K_a$  og  $K_b$ ) der a komponenten har ein NØ trend med bratte nedpeikande inklinasjonar som er lik retningane frå denne studien, og b komponenten har ein flat nedpeikande SØ retning. Det var ingen prøvar der begge komponentane blei isolert. I denne studien er det ikkje observert komponentar med

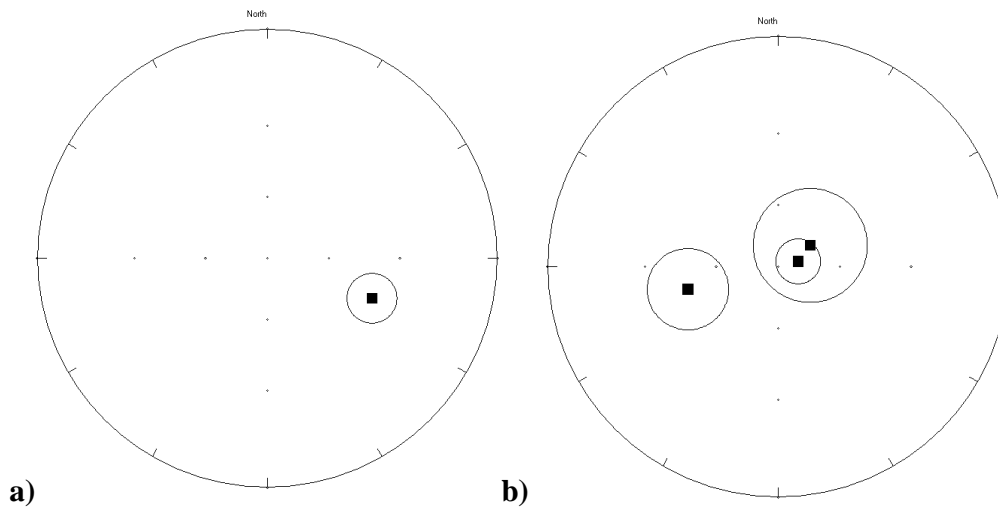
ein slik flat inklinasjon. I Figur 7.6 er det ei samanlikning av remanensretningane frå Bylund (1994) med dette studiet, der  $K_a$  og  $K_b$  er retningane frå lokaliteten ved Komagnes. Bylund (1994) gjorde også paleomagnetisk undersøking av ein lokalitet frå Mortensnes fm. Ved samanlikning er det lite samsvar mellom denne middelretninga og middelretninga til tre lokalitetar frå Mortensnes i denne studien (Figur 7.7).

På grunn av dei svært varierende retningane Bylund oppnår og nærleiken til den kaledonske fjellkjeda koplar han ikkje dei paleomagnetiske polane til spesifikke aldrar, derimot foreslår Bylund at komponent ( $K_a$ ) frå lokaliteten ved Komagnes kan vere av primært opphav. Figur 7.6 viser at  $K_a$  komponenten ligg svært nær resultatet frå retningane i denne studien.

Det kan argumenterast for at denne studien gjev eit meir truverdig resultat ved at den har konsentrert seg om området (Komagnes) der Bylund isolerte ein mogleg primær remanenskomponent, at den viser konsistente retningar og betre samling, og at SQUID magnetometeret som denne studien er utført på er betydeleg meir følsamt enn spinner magnetometeret anvendt av Bylund.



**Figur 7.6: Stereografisk projekson av lokalitetsmiddelretningar frå Stappogjedde fm. a) Bylund (1994b) sine retningar frå Stappogjedde fm. med  $K_a$  og  $K_b$  som retningane frå lokaliteten ved Komagnes og b) retningane frå Stappogjedde ved Komagnes i denne studien. Begge viser korrigerete retningar.**



**Figur 7.7:** Stereografisk projeksjon av lokalitetsmiddelretningar frå Mortensnes fm. a) viser Bylund (1994) sin ukorrigererte middelretning av ein lokalitet, b) viser middelretningar frå tre lokalitetar funne i denne studien.

## 7.5 Implikasjonar for teoriar om nondipolfelt og raske akseskift

Eit problem både frå dei paleomagnetiske dataa frå Baltica og Laurentia i ediacara er at dei gjev eit kaotisk bilete av plassering, med plassering både ved høge og låge breiddegrader over eit relativt lite tidsrom som gjev svært høge platehastigheitar opp mot 50cm/året (Abrajevitch og Van der Voo, 2010). Denne studien viser utelukkande bratte nedpeikande retningar, og ingen teikn til ein flatare inklinasjonsvinkel og støttar derfor dei paleomagnetiske polane (*Fen, bratt i Alnø, Egersund, Tornerask*) som plasserer Baltica ved intermediære til høge breiddegrader i dette tidsrommet (Figur 7.5), men kan ikkje avkrefte eller bekrefte teorien.

## 7.6 Implikasjonar for glasiasjonar i ediacara

Som sagt tidlegare kan truleg Mortensnes fm., og Moelv tillitten, koplatt mot den ca. 580 Ma Gaskier glasiasjonen som ikkje er rekna for å vere ei snøballepisode. Resultatet frå denne studien plasserer Baltica ved høge breiddegrader i dette tidsrommet. Dette motbeviser ikkje forslaget om globale glasiasjonar, men det trengst ingen omfattande

glasiasjon for å danne dei glasiiale avsetjingane, kun normale klimaforhold (Bingen et al., 2005).

### **7.7 Tektoniske implikasjonar for Baltica og Varanger**

Om det har skjedd ei remagnetisering under danninga av den timanske fjellkjedefoldinga (D1) antyder dette at ei stor tektonisk hending råka Varangerhalvøya 560-570 Ma. Dette resultatet bekreftar tidlegare antakelsar om at denne hendinga hadde stor innverknad på austlege deler av Varangerhalvøya.

### **7.8 Vidare arbeid**

Datagrunnlaget frå sein neoproterozoikum er enno mangelfullt og fleire paleomagnetiske undersøkingar bør gjerast. Stangenes ser ut til å kunne gje gode paleomagnetiske resultat og fleire prøvar i denne formasjonen kan gje eit meir truverdige resultat enn denne studien, sjølv om den er av eldre alder. Konglomeratstenen av den raudlege klasten i diamiktitten frå Mortensnes fm., truleg frå underliggjande Nyborg fm., såg også ut til å kunne gje bevis for ei primær magnetisering og fleire prøvar frå denne kan gje utfyllande svar.



## 8. Oppsummering og konklusjon

I denne studien blei det gjort paleomagnetiske undersøkingar i den mektige sedimenttrekkja frå sein neoproterozoikum på Varangerhalvøya for å supplere dagens noko mangelfulle datagrunnlag frå Baltica i dette tidsrommet. Undersøkingane er gjort hovudsakleg i silt- og slamstein frå Stappogjedde fm., men også enkeltlokalitetar frå Mortensnes fm. og Stangenes fm. Følgjande konklusjonar kan trekkjast frå resultatane i studien:

- Prøvene frå Stappogjedde har generelt høge magnetiseringsintensitetar til å vere sedimentære bergartar, og gjev konsistente retningar med relativt god samling.
- Stappogjedde fm. tyder på å utelukkande innehalde magnetitt som det remanensbærande mineralet, mens Mortensnes og Stangenes viser teikn til å innehalde hematitt.
- Det er fleire indikasjonar på at magnetiseringa er av sekundært opphav: Ein negativ foldtest, kun ein polaritet, ei middelretning svært nær dagens dipolfelt, forholdet mellom Mrs/Ms og Bcr/Bc gjev verdiar som indikerer ustabile MD korn og Köningsberger forholdet gjev låge verdiar for Q og antyder også ustabile MD korn.
- Målingar av AMS viser derimot at den primære avsetjingsfabricen truleg er oppbevart i Stappogjedde, med unntak av ein lokalitet i Tanadalen som kan vere påverka av kaledonsk deformasjon.
- Ei eventuell remagnetisering er foreslått å ha skjedd kort etter avsetjing under formasjonen av den timanske orogenese 570-560 Ma (D1).
- Gitt at Stappogjedde viser primære retningar eller er remagnetisert kort etter avsetjing, plasserer dette Baltica ved svært høge breiddegrader med ein polposisjon på 73.1°N og 42.3°Ø (Dp=16.7, Dm=16.8) og breiddegrad på 85 ° i tidsrommet mellom 620 Ma og 542 Ma og støttar dermed tidlegare arbeid der resultatane gjev høge breiddegrader.

- Ved samanlikning med tidlegare arbeid frå Stappogjedde fm. av Bylund (1994b) gjev denne studien eit betre statistisk grunnlag og ein mykje større konsistens og samling, og er utført på eit meir følsamt SQUID magnetometer.
- Det trengst ingen snøballepisode for å danne dei glasiale avsetjingane ved ei plassering av Baltica ved slike høge breiddegrader, men utelukkar heller ikkje globale glasiasjonar.
- Resultatet kan verken avkrefte eller bekrefte teorien om akseskift og hurtige platehastigheitar, men plasserer Baltica i gruppa som gjev høge breiddegrader.
- Datagrunnlaget er framleis mangelfullt og fleire undersøkingar er nødvendig.
- Den eldre kryogenske Stangenes fm. viser teikn til å vere stabil og kan vere eit godt alternativ for ei seinare paleomagnetisk undersøking.

## 9.Referansar

- Abrajevitch, Alexandra og Van der Voo, Rob (2010) Incompatible ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 293, 164-170.
- Aleinikoff, J. N., Zartman, R. E., Walter, M., Rankin, D. W., Lyttle, P. T. og Burton, W. C. (1995) U-pb ages of metarhyolites of the catoctin and mount-rogers formations, central and southern appalachians - evidence for 2 pulses of iapetan rifting. *American Journal of Science*, 295, 428-454.
- Arnaud, E. og Eyles, C. H. (2002) Glacial influence on neoproterozoic sedimentation: The smalfjord formation, northern norway. *Sedimentology*, 49, 765-788.
- Beckinsale, RD, Reading, HG og Rex, DC (1976) Potassium-argon ages for basic dykes from east finnmark: Stratigraphical and structural implications. *Scottish Journal of Geology*, 12, 51-65.
- Bingen, B., Griffin, W. L., Torsvik, T. H. og Saeed, A. (2005) Timing of late neoproterozoic glaciation on baltica constrained by detrital zircon geochronology in the hedmark group, south-east norway. *Terra Nova*, 17, 250-258.
- Bogdanova, S. V., Gorbatshev, R. og Stephenson, R. A. (2001) Eurobridge: Palaeoproterozoic accretion of fennoscandia and sarmatia - selected papers at eug-9 in strasbourg (1997) and the 5th eurobridge workshop in vilnius, lithuania on june 12-16, 1997. *Tectonophysics*, 339, VII-X.
- Butler, Robert F. (1992) *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*, Boston, Blackwell Scientific Publications.
- Bylund, G. (1994a) Paleomagnetism of the late precambrian vadso and barents sea groups, varanger peninsula, norway. *Precambrian Research*, 69, 81-93.
- Bylund, G. (1994b) Paleomagnetism of vendian early cambrian sedimentary-rocks from e finnmark, norway. *Tectonophysics*, 231, 45-57.
- Canontapia, E. (1994) Anisotropy of magnetic-susceptibility parameters - guidelines for their rational selection. *Pure and Applied Geophysics*, 142, 365-382.
- Cawood, P.A. og Pisarevsky, S.A. (2006) Was baltica right-way-up or upside-down in the neoproterozoic? *Journal of the Geological Society*, 163, 753.
- Cawood, Peter A., McCausland, Phil J.A. og Dunning, Greg R. (2001) Opening iapetus: Constraints from the laurentian margin in newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 443-453.
- Cocks, L.R.M. og Torsvik, T.H. (2005) Baltica from the late precambrian to mid-palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 72, 39-66.
- Dalziel, I. W. D. (1991) Pacific margins of laurentia and east antarctica australia as a conjugate rift pair - evidence and implications for an eocambrian supercontinent. *Geology*, 19, 598-601.

- Dunlop, D.J. og Özdemir, Ö. (2001) *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers*, Cambridge Univ Pr.
- Edwards, M.B. (1984) *Sedimentology of the upper proterozoic glacial record, vestertana group, finmark, north norway*, Universitetsforlaget.
- Elming, S.Å., Kravchenko, SN, Layer, P., Rusakov, OM, Glevasskaya, AM, Mikhailova, NP og Bachtadse, V. (2007) Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the ediacaran traps from the southwestern margin of the east european craton, ukraine: Relevance to the rodinia break-up. *Journal of the Geological Society*, 164, 969-982.
- Evans, D.A.D. (2000) Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the neoproterozoic climatic paradox. *American Journal of Science*, 300, 347-433.
- Fetter, Allen H. og Goldberg, Steven A. (1995) Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the neoproterozoic grandfather mountain rift basin. *The Journal of Geology*, 10, 313-326.
- Gorokhov, I. M., Siedlecka, A., Roberts, D., Melnikov, N. N. og Turchenko, T. L. (2001) Rb–sr dating of diagenetic illite in neoproterozoic shales, varanger peninsula, northern norway. *Geological Magazine*, 138.
- Guise, P.G. og Roberts, D. (2002) Devonian ages from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of plagioclase in dolerite dykes, eastern varanger peninsula, north norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 440, 27-38.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C. og Rice, A.H.N. (2005) Toward a neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1181-1207.
- Herrevold, Tore, Gabrielsen, Roy H. og Roberts, David (2009) Structural geology of the southeastern part of the trollfjorden-komagelva fault zone, varanger peninsula, finnmark, north norway. *Norwegian Journal of Geology*, 89, 305-325.
- Hoffman, P. F. (1991) Did the breakout of laurentia turn gondwanaland inside-out. *Science*, 252, 1409-1412.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P. og Schrag, D. P. (1998) A neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281, 1342-1346.
- Hoffman, P. F. og Schrag, D. P. (2002) The snowball earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14, 129-155.
- Hovland, A. (2012) Paleomagnetiske undersøkingar av neoproterozoiske nyborg og fugleberget formasjonane, varangerhalvøya, finnmark. *Upublisert mastergradsoppgåve*. Universitetet i Bergen, Bergen.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K. og Peltier, W.R. (2000) Neoproterozoic 'snowball earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, 405, 425-429.
- Jelinek, V. (1978) Statistical processing of anisotropy of magnetic-susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica Et Geodaetica*, 22, 50-62.
- Kerr, R.A. (2010) Snowball earth has melted back to a profound wintry mix. *Science*, 327, 1186-1186.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.

- Kirschvink, J.L. (1992) Late proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball earth. *The Proterozoic Biosphere*, 52.
- Kjøde, J. (1980) Palaeomagnetism of late precambrian dolerite dykes from varanger peninsula, north norway. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21, 38-49.
- Kjøde, J., Storetvedt, KM, Roberts, D. og Gidskehaug, A. (1978) Palaeomagnetic evidence for large-scale dextral movement along the trollfjord-komagelv fault, finnmark, north norway. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 132-144.
- Knutsen, J.O. (1995) Kompleks flerkomponent magnetisering i senprekambriske doleritt/metadoleritt ganger på varangerhalvøyen. Cand. Scient. Oppgave. *Institutt for den faste jords fysikk*. Bergen, Universitetet i Bergen.
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. og Vernikovsky, V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179-210.
- Llanos, M. P. I., Tait, J. A., Popov, V. og Abalmassova, A. (2005) Palaeomagnetic data from ediacaran (vendian) sediments of the arkhangel'sk region, nw russia: An alternative apparent polar wander path of baltica for the late proterozoic-early palaeozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 732-747.
- Løvlie, R. (2010) Exercise 3, thermomagnetic analysis. *GEOV 211. Paleomagnetiske metoder. Institutt for Geovitenskap, UiB*.
- McElhinny, M.W. og McFadden, P.L. (2000) *Paleomagnetism: Continents and oceans*, Academic Pr.
- McElhinny, MW (1964) Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8, 338-340.
- Meert, J. G. og Torsvik, T. H. (2003) The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375, 261-288.
- Meert, J. G., Torsvik, T. H., Eide, E. A. og Dahlgren, S. (1998) Tectonic significance of the fen province, s. Norway: Constraints from geochronology and paleomagnetism. *Journal of Geology*, 106, 553-564.
- Meert, Joseph G., Walderhaug, Harald J., Torsvik, Trond H. og Hendriks, Bart W. H. (2007) Age and paleomagnetic signature of the alno carbonatite complex (ne sweden): Additional controversy for the neoproterozoic paleoposition of baltica. *Precambrian Research*, 154, 159-174.
- Moores, E. M. (1991) Southwest united-states-east antarctic (sweat) connection - a hypothesis. *Geology*, 19, 425-428.
- Nawrocki, J., Boguckij, A. og Katinas, V. (2004) New late vendian palaeogeography of baltica and the tesz. *Geological Quarterly*, 48, 309-316.
- Piper, J. D. A. (1981) Magnetic-properties of the alnon complex. *Geologiska Foreningens I Stockholm Forhandlingar*, 103, 9-15.
- Poorter, RPE (1972) Palaeomagnetism of the rogaland precambrian (southwestern norway). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 5, 167-176.
- Popov, V., Iosifidi, A., Khramov, A., Tait, J. og Bachtadse, V. (2002) Paleomagnetism of upper vendian sediments from the winter coast, white sea region, russia:

- Implications for the paleogeography of baltica during neoproterozoic times. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107.
- Popov, V., Khramov, A. og Bachtadse, V. (2005) Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the upper vendian sedimentary rocks in the sections of the zolotitsa river and in the verkhotina hole, winter coast of the white sea, russia. *Russian Journal of Earth Sciences*, 7, 1-29.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K. L. og Dunlop, D. J. (1975) Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 133-143.
- Ramberg, Ivar B., Bryhni, Inge og Nøttvedt, Arvid (2007) *Landet blir til: Norges geologi*, Trondheim, Norsk geologisk forening.
- Roberts, D. og Siedlecka, A. (2002) Timanian orogenic deformation along the northeastern margin of baltica, northwest russia and northeast norway, and avalonian-cadomian connections. *Tectonophysics*, 352, 169-184.
- Siedlecka, Anna og Roberts, David (1992) *The bedrock geology of varanger peninsula, finnmark, north norway: An excursion guide*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- Siedlecka, Anna, Roberts, David og Olsen, Lars (1998) *Geologi på varangerhalvøya: En oversikt med ekskursjonsforslag*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- Stephenson, A. (1981) Gyromagnetic remanence and anisotropy in single-domain particles, rocks, and magnetic recording tape. *Philosophical Magazine B*, 44, 635-664.
- Storetvedt, K.M. (1966) Remanent magnetization of some dolerite intrusions in the egersund area, southern norway.
- Su, Qi, Goldberg, Steven A. og Fullagar, Paul D. (1994) Precise u-pb zircon ages of neoproterozoic plutons in the southern appalachian blue ridge and their implications for the initial rifting of laurentia. *Precambrian Research*, 68, 81-95.
- Torsvik, T. H., Lohmann, K. C. og Sturt, B. A. (1995a) Vendian glaciations and their relation to the dispersal of rodinia - paleomagnetic constraints. *Geology*, 23, 727-730.
- Torsvik, T. H. og Rehnstrom, E. F. (2001) Cambrian palaeomagnetic data from baltica: Implications for true polar wander and cambrian palaeogeography. *Journal of the Geological Society*, 158, 321-329.
- Torsvik, T. H. og Rehnstrom, E. F. (2003) The tomquist sea and baltica-avalonia docking. *Tectonophysics*, 362, 67-82.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., VanderVoo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. og Walderhaug, H. J. (1996) Continental break-up and collision in the neoproterozoic and palaeozoic - a tale of baltica and laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40, 229-258.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Meert, J. G., Mosar, J. og Walderhaug, H. J. (2001) Reconstructions of the continents around the north atlantic at about the 60th parallel. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 55-69.
- Torsvik, T.H. og Cocks, L.R.M. (2005) Norway in space and time: A centennial cavalcade. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 73-86.
- Torsvik, T.H. og Smethurst, M.A. (1999) Plate tectonic modelling: Virtual reality with gmap1. *Computers & Geosciences*, 25, 395-402.

- Torsvik, TH, Roberts, D. og Siedlecka, A. (1995b) Palaeomagnetic data from sedimentary rocks and dolerite dykes, kildin island, rybachi, sredni and varanger peninsulas, nw russia and ne norway: A review. *Geology of the Eastern Finnmark: Western Kola Peninsula Region*, 315-326.
- Van der Voo, R. (1990) The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.
- Walderhaug, H. J. (2010a) Exercise: Anisotropy of magnetic susceptibility (ams) *GEOV 211. Paleomagnetiske metoder. Institutt for Geovitenskap, UiB.*
- Walderhaug, H. J. (2010b) Exercise: Directional analysis and paleogeographic reconstructions. *GEOV 211. Paleomagnetiske metoder. Institutt for Geovitenskap, UiB.*
- Walderhaug, H. J. (2010c) Exercise: Hysteresis- and isothermal remanent magnetization curves. . *GEOV 211. Paleomagnetiske metoder. Institutt for Geovitenskap, UiB.*
- Walderhaug, Harald J., Torsvik, Trond H. og Halvorsen, Erik (2007) The egersund dykes (sw norway): A robust early ediacaran (vendian) palaeomagnetic pole from baltica. *Geophysical Journal International*, 168, 935-948.
- Williams, GE (1975) Late precambrian glacial climate and the earth's obliquity. *Geol. Mag*, 112, 441-544.