



**Høgskulen  
på Vestlandet**

# **BACHELOROPPGAVE**

**Blåhenbekksvartskiferen: et vindu i ordovisisk  
paleogeografi og avsetningsmiljø**

**Blåhenbekken black shale: a window into  
Ordovician paleogeography and depositional  
environment**

**Geologi og geofare**

**GE491**

**01.06.2017**

**Ragnhild Yanine Kjølseth Tresselt (229), Torill Gilje Oppistov (214),  
Sigrid Øien Helgheim (219)**

**Veileder: Deta Gasser**

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jfr. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.

## Forord

Bacheloroppgaven *Blåhenbekksvartskiferen: et vindu i ordovisisk paleogeografi og avsetningsmiljø* valgte vi fordi vi alle er interessert i hvorfor verden ser ut som den gjør i dag. Gjennom tidligere kurs i studiet fattet vi interesse for kartlegging og berggrunnsgeologi og ville gjerne prøve å utvikle en grundigere forståelse for dette feltet. Ettersom vi alle tre er svært glade i å være ute, passet det oss godt å dra på feltarbeid i flott natur.

Vi ønsker å takke Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) for samarbeid og støtte, samt for å ha gitt oss muligheten til å være med på å bidra til kartleggingen av geologien i Sør-Trøndelag. Vi vil også takke veilederen vår, Deta Gasser, for svært god veiledning og oppfølging under arbeidet med oppgaven, og for en særdeles hyggelig og lærerik tur til Blåhenbekken. I tillegg vil vi takke for lånet av hytta vi oppholdt oss i under feltarbeidet, og Denise Rüter for tilleggshjelp med ArcGIS. Vi ønsker også å takke Høgskulen på Vestlandet for bruk av lokaler og støttelitteratur, samt et spennende studium.

Dersom ikke annet er nevnt, er figurene laget og bildene tatt av forfatterne selv.

Sogndal, 1. juni 2017



Ragnhild Yanine Kjølseth Tresselt



Torill Gilje Oppistov



Sigrid Øien Hølgheim

## Sammendrag

*Blåhenbekksvartskiferen: et vindu i ordovisisk paleogeografi og avsetningsmiljø* tar for seg den geologiske historien rundt svartskiferen funnet i området ved og rundt Blåhenbekken i Sør-Trøndelag, og hvilket av de to forhistoriske kontinentene Laurentia og Baltica den stammer fra. Dette undersøkes ved å kartlegge området rundt Blåhenbekken og ta prøver av svartskiferen, slik at den geokjemiske sammensetningen kan sammenlignes med tilsvarende prøver fra andre svartskifre i regionen, ettersom det er noenlunde avklart hvilket kontinent enkelte av disse stammer fra. Arbeidet gjort i denne oppgaven og den påfølgende diskusjonen konkluderer med at Blåhenbekksvartskiferen hører til Fundsjøgruppen, og at det dermed er sannsynlig at den ble avsatt ved den baltiske kontinentalmarginen. Dette er sannsynlig ettersom Blåhenbekksvartskiferen har høyest innhold av uran og vanadium av alle svartskifrene i Trondheimsdekkekomplekset.

Den geokjemiske signaturen ellers er nokså differensiert. Flere faktorer påvirker signaturene, som hvorvidt det er reduserende forhold i vannsøylen og sedimentet eller ikke, om det er høy eller lav produktivitet, samt ulike prosesser under metamorfosen som skjedde under den kaledonske fjellkjededannelsen.

## Abstract

*Blåhenbekken black shale: a window into Ordovician paleogeography and depositional environment* considers the geological history of the black shale found at Blåhenbekken and its surroundings in Sør-Trøndelag, and which of the two prehistorical continents Laurentia and Baltica it originates from. This is investigated by mapping the area around Blåhenbekken and by taking samples to compare the geochemical composition with corresponding samples from other black shales in this region, as it is reasonably well known which continent some of these originate from. The work done in this thesis and the following discussion concludes that the Blåhenbekken black shale belongs to the Fundsjø group, and that it is therefore probable that it was deposited at the Baltic margin. This is likely, given that this shale has the highest content of uranium and vanadium of all the black shales in the Trondheim Nappe Complex.

Its geochemical signature is otherwise quite differentiated. Multiple factors affect the signatures, like whether reducing conditions exist in the water column and the sediments, whether the productivity is high or low, and several different processes during the metamorphosis in the Caledonian orogenesis.

# Innholdsfortegnelse

Figurliste.....	v
Tabelliste .....	vii
1. Innledning.....	1
1.1. Problemstilling .....	1
1.2. Oppbygning av oppgaven.....	2
2. Bakgrunn .....	4
2.1. Marine svartskifre .....	4
2.1.1. Definisjon av svartskifer .....	4
2.1.2. Dannelsesprosesser.....	4
2.1.3. Avsetningsmiljøer .....	7
2.1.4. Geokjemisk analyse.....	9
2.2. Verden i ordovicium.....	11
2.2.1. Platetektonikk i ordovicium .....	11
2.2.2. Utvikling av livet i ordovicium .....	12
2.3. De skandinaviske Kaledonidene: regionalgeologien i Sør-Trøndelag .....	15
2.3.1. Generell kaledonsk dekkestratigrafi.....	15
2.3.2. Trondheimsdekkekomplekset.....	16
2.3.3. Blåhenbekklokaliteten .....	18
3. Metode.....	21
4. Resultater.....	23
4.1. Feltresultater.....	23
4.1.1. Kart.....	23
4.1.2. Litologi .....	23
4.1.3. Strukturer.....	37
4.2. Resultater fra geokjemiske analyser.....	46
4.2.1. EF (enrichment factor) .....	46



4.2.2. CIA (chemical index of alteration).....	47
4.2.3. Resultater fra svartskiferlokalteter i Trondheimsdekkekomplekset.....	48
5. Diskusjon.....	69
5.1. Diskusjon og tolkning av dannelsesmiljø og geologisk historie til Blåhenbekklokaliteten .....	69
5.1.1. Metavulkanske bergarter .....	69
5.1.2. Metasedimentære bergarter .....	71
5.1.3. Yngre intrusjoner.....	72
5.1.4. Metamorfose.....	73
5.1.5. Deformasjon .....	74
5.2. Geokjemi .....	76
5.2.1. Tolkning av hovedelementsammensetning .....	76
5.2.2. Tolkning av sporelementsammensetning .....	77
5.2.3. Tolkning av marine avsetningsmiljøer .....	80
5.3. Storskala tektoniske tolkninger .....	81
5.3.1. Blåhenbekken: Gula eller Fundsjø? .....	81
5.3.2. Laurentia og Baltika: opphavet til de forskjellige enhetene i Trondheimsdekkekomplekset.....	82
6. Oppsummering .....	84
7. Konklusjon .....	85
7.1. Forslag til videre arbeid.....	86
Litteraturliste .....	87

## Figurliste

<b>Figur 1:</b> Oversiktskart. Rammen merket E viser oppgavens feltområde, Blåhenbekken og omegn, både i berggrunnskartet og i løsmassekartet ("NGU Berggrunnskart 1:250 000," 2017; "NGU Løsmassekart," 2017). .....	3
<b>Figur 2:</b> En oversikt over faktorer som påvirker bevaring av organisk materiale (OM) (Stow et al., 2001).....	5
<b>Figur 3:</b> Fremstilling av de kjemiske prosessene som fører til dannelse av oksider og sulfider som inneholder sporelementer i suboksiske (dysoksiske) og anoksiske miljø. Mineralene blir så begravd og bevart sammen med OC i marine svartskifer (Piper & Calvert, 2009). .....	6
<b>Figur 4:</b> De viktigste marine miljøene til akkumulasjon av organisk materiale (Arthur & Sageman, 1994).....	7
<b>Figur 5:</b> Kontinentene i ordovicium, for 460 mill. år siden (A) og tilsvarende i silur (420 mill. år siden), etter at Iapetushavet lukket seg (B) (Blakey, 2017).....	11
<b>Figur 6:</b> Fossil av en dictyonema-graptolitt funnet ved Blåhenbekken (A), og skisse av hvordan den kan ha sett ut i live (B) ("Das Lexicon der Erde," 2010).....	13
<b>Figur 7:</b> Oversikt over Trondheimsdekkekomplekset (modifisert fra Gasser, upublisert).....	16
<b>Figur 8:</b> Bildet viser en kartskisse fra Blåhenbekken (A) og et profil gjennom fossillokaliteten (B), begge ved lokalitet 8. Figur A: BS = Black shale (svartskifer), D-D = Dictyonema-fossiler, A = Intrusive amfibolitter. Figur B: 1 = Porfyrittisk amfibolitt, 2 = Veldig finkornet amfibolitt, 3 = Biotittskifer, 4 = Muskovittskifer, 5 = Sericittskifer, 6 = Svartskifer, D = Dictyonema-fossiler, B = Blåhenbekken (Vogt, 1940). .....	19
<b>Figur 9:</b> Grov tolkning av berggrunnen i området. Utsnittene markert med ramme og nummer finnes i vedlegg 1. ....	23
<b>Figur 10:</b> Homogen amfibolitt ved lokalitet 152.....	25
<b>Figur 11:</b> Amfibolitt med puter. Blotningen i figur A er omtrent sju meter lang og tre til fire meter bred, og ligger like ved lokalitet 53. Figur B hører til lokalitet 17. Bildet i figur C er tatt ved lokalitet 19. Målestokken er en penn midt på bildet.....	26
<b>Figur 12:</b> Amfibolitt med rust på overflaten. Bildet i figur A er tatt ved lokalitet 53, mens bildet i figur B er tatt ved lokalitet 66. ....	27
<b>Figur 13:</b> To amfibolittiske ganger intruderer en amfibolitt av eldre type (lokalitet 78). Gangene ses til venstre i figur A, og den eldre amfibolitten er delen med ujevn overflate til høyre i samme bilde. Rammen viser utsnittet som vises i figur B, som viser et nærbilde av gangene med en sone av eldre amfibolitt der hammeren ligger. Figur B er rotert 90° mot venstre. ....	28
<b>Figur 14:</b> Sulfidforekomst ved lokalitet 50 (Blåhenbekken).....	29
<b>Figur 15:</b> Felsisk vulkanitt ved lokalitet 106. De hvite prikkene like ved hammerhodet er fenokrystaller.....	30

<b>Figur 16:</b> Svartskifer ved fossillokaliteten 8 (A, C), ved lokalitet 59 (B) og 138 (D). Bildene B og C er tatt av Deta Gasser under en dagstur til området i 2012.....	31
<b>Figur 17:</b> Håndstykker med fossiler av dictyonema-graptolitten funnet ved lokalitet 8. Aller tydeligst er de i figur C og D.....	32
<b>Figur 18:</b> Staurolittskifer ved lokalitet 140 (A), biotittskifer ved lokalitet 103 (B), muskovittskifer ved lokalitet 8 (C), trolig andalusittskifer, hvor andalusitten er omvandlet til en finkornet masse av sericitt, ved lokalitet 105 (D), og biotittmuskovittgranatskifer med ca. 1 mm store granater ved lokalitet 129 (E).....	33
<b>Figur 19:</b> Håndstykke av gabbro funnet ved lokalitet 86. ....	34
<b>Figur 20:</b> Porfyrittisk doleritt ved lokalitetene 80 (A) og 139 (B). ....	35
<b>Figur 21:</b> Tonalitt ved lokalitet 70.....	35
<b>Figur 22:</b> Kontaktflate mellom doleritt og biotittskifer ved lokalitet 126. Hammeren står i kontaktflaten.....	37
<b>Figur 23:</b> Storsirkelene (linjene) viser kontaktflatene. Her ser man tydelig tre trender, og stort spenn i helningen. Helningen blir brattere jo nærmere sentrum storsirkelen ligger. n = antall målinger. ....	38
<b>Figur 24:</b> Penetrativ foliasjon. Storsirkelene viser orienteringene og helningene til disse strukturene. ....	39
<b>Figur 25:</b> Avstandsskifrihet.....	41
<b>Figur 26:</b> Åpen fold i en overgangssone mellom svartskifer og staurolittskifer, som stuper ned i elven. ....	42
<b>Figur 27:</b> Illustrasjon av de ulike delene av en fold (Fossen & Gabrielsen, 2013). ....	43
<b>Figur 28:</b> Akseplan som storsirkler, og foldeakser som punkter. Stupretningen til foldeaksene leses ved å trekke kortest mulig rett linje fra punktet ut til periferien. Stupvinkelen er brattere jo nærmere sentrum punktet ligger.....	43
<b>Figur 29:</b> Punktene viser lineasjoner målt ved tre lokaliteter.....	44
<b>Figur 30:</b> Oversikt over svartskifer-prøvelokalitetene til geokjemisk analyse ved og rundt Blåhenbekken. ....	48
<b>Figur 31:</b> Kart med de ulike prøvelokalitetene i Trondheimsdekkekomplekset (TDK) med berggrunnen i bakgrunnen (for geologisk tegnforklaring, se figur 7, s. 16). Tallene bak navnene er antallet prøver som ble tatt i hver enhet. Prøvene fra Blåhenbekken ble tatt under feltarbeidet til denne oppgaven, mens de resterende prøvene ble tatt tidligere av Tor Grenne og Deta Gasser, NGU (Gasser, upublisert).....	49
<b>Figur 32:</b> Fremstilling av innholdet av hovedelementer i gruppert stolpediagram. Stolpene viser gjennomsnittsverdiene, mens de svarte linjene med topp- og bunnpunkt indikerer maksimums- og minimumsverdiene der det finnes mer enn én prøve fra enheten.....	50
<b>Figur 33:</b> Innholdet av de ulike hovedelementene framstilt for hver enkelt enhet. TOC-verdi for Bogo (A) mangler. ....	52

<b>Figur 34:</b> EF-verdi for hovedelementer. Har enheten en EF-verdi på over 1, regnes den som anriket på det aktuelle elementet, mens det motsatte er tilfelle ved EF-verdier under 1. For enkelte av søylene ligger maksimumsverdien under gjennomsnittsverdien, noe som skyldes utregningen av EF, der forholdene mellom maksimums-, minimums-, og gjennomsnittsverdiene for innholdet av elementet og tilsvarende for Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ikke nødvendigvis samsvarer. Stiplet linje markerer EF = 1. ....	53
<b>Figur 35:</b> Trekantplott som viser andelen av SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> og CaO i forhold til hverandre (A), og Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> i forhold til TiO <sub>2</sub> (B). SiO <sub>2</sub> er vanligvis tolket som enten terrigent eller biogent, mens CaO indikerer produktiviteten til kalkorganismer. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. TiO <sub>2</sub> er en god indikasjon for økende tilførsel av terrigent materiale. God korrelasjon mellom disse elementene tyder på at kilden til sedimentet er konstant, eller at det finnes Ti i krystallgitteret til leirmineralene i skiferen (Chen et al., 2016; Ross & Bustin, 2008). R <sup>2</sup> -verdien er et uttrykk for hvor godt verdiene korrelerer. Jo nærmere 1 R <sup>2</sup> -verdien er, jo bedre er korrelasjonen. ....	54
<b>Figur 36:</b> Innholdet av sporelementer gitt i ppm. Søylene angir gjennomsnittsverdiene, mens de svarte linjene viser maksimums- og minimumsverdiene. ....	58
<b>Figur 37:</b> EF for sporelementer. Stiplet linje markerer EF = 1. ....	59
<b>Figur 38:</b> Framstilling av sammenhengen mellom redoks-sensitive elementer og TOC. Ingen grenseverdier er gitt for Mo/Al og U/Al (Ross & Bustin, 2008). Stiplede linjer i A1-B2 markerer grenseverdiene. ....	63
<b>Figur 39:</b> Framstilling av under hvilke forhold de fleste svartskifrene det er tatt prøver av ble avsatt (Chen et al., 2016). Stiplede linjer markerer grenseverdiene, der disse er kjent. ....	65
<b>Figur 40:</b> Framstilling av sammenhengen mellom elementer sensitive for biologisk produktivitet i forhold til TOC (Chen et al., 2016). ....	67
<b>Figur 41:</b> Framstilling av metamorfe facies med temperatur, trykk og dyp (modifisert fra Mervine (2011)). ....	73

## Tabelliste

<b>Tabell 1:</b> CIA (chemical index of alteration). For å komme frem til verdiene i tabellen er ligning 2, som ble introdusert i kapittel 4.2.2., benyttet. Verdi over 85 tilsier intens kjemisk forvitring (Chen et al., 2016). ....	54
<b>Tabell 2:</b> Oppsummering av de viktigste geokjemiske trekkene for hver enhet, sammenlignet med de andre enhetene. ....	61

## 1. Innledning

Marine svartskifre er spesielle bergarter som har vekket stor vitenskapelig interesse fordi de kan fortelle mye om avsetningsmiljøet de ble dannet i. Det er svært omdiskutert om de representerer høy organisk produktivitet eller om bevaring av organisk materiale skyldes lavt oksygeninnhold i vannsøylen og sedimentet (Arthur & Sageman, 1994).

Det er knyttet økonomisk interesse til denne bergarten ettersom høyt innhold av organisk materiale gjør den til en viktig kildebergart for petroleum. Svartskifre kan også inneholde sjeldne sporelementer av industriell verdi. Svartskiferen kan imidlertid også inneholde sporelementer som kan føre til byggetekniske problemer, som forekomst av radongass, etsing av nedgravde jernrør og svekkelse av betong (Bryhni, 2009; Kofstad, Bjørnstad, & Alstad, 2009; Kofstad & Pedersen, 2009a, 2009c; Swanson, 1961).

I denne oppgaven blir en svartskifer definert som en finkornet leirskifer som inneholder mer enn 1% organisk karbon (Arthur & Sageman, 1994).

De marine svartskifrene man finner på land i Norge stammer hovedsakelig fra periodene kambrium, ordovicium og silur. De ble avsatt i Iapetushavet, som lå mellom kontinentene Baltica, Laurentia og Avalonia. Da dette havet lukket seg under den kaledonske fjellkjededannelsen, ble svartskifrene skjøvet på land (Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes, 2013).

Denne oppgaven tar utgangspunkt i en spesifikk forekomst av marin svartskifer fra ordovicium som opptrer ved Blåhenbekken i Sør-Trøndelag (figur 1). Den inneholder dictyonema-fossiler som indikerer at denne svartskiferen ble avsatt tidlig i ordovicium (Størmer, 1940; Vogt, 1940). Ved kartlegging av bergartene den opptrer sammen med, kan noe av den geologiske historien til området ved og rundt Blåhenbekken avdekkes. På grunn av Blåhenbekksvartskiferens geokjemiske sammensetning, ble den tolket som dannet i nærheten av det baltiske kontinentet (Gee, 1981; Ramberg et al., 2013). Det er derfor av interesse å undersøke denne skiferen nærmere.

### 1.1. Problemstilling

Problemstillingen for denne oppgaven består av to deler.

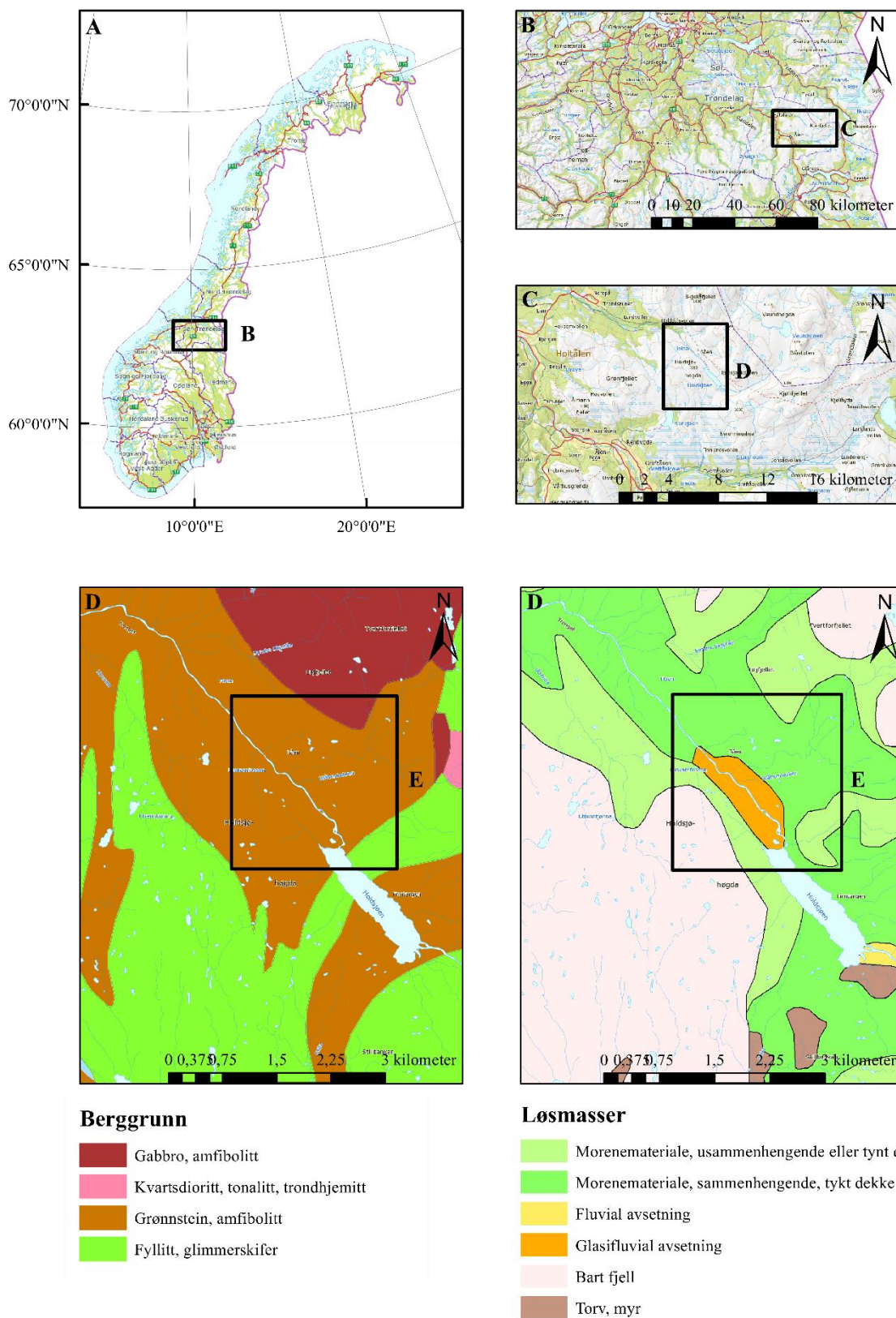
Den første delen tar utgangspunkt i et av NGUs påbegynte prosjekter. Målet er å kartlegge berggrunnen ved og rundt Blåhenbekken i Sør-Trøndelag, for å finne ut den geologiske sammenhengen rundt Blåhenbekksvartskiferen: hvilke bergarter den opptrer sammen med,

hvilken tektonisk enhet den tilhører, samt å tolke den geologiske historien til denne lokaliteten.

Den andre delen går ut på å avdekke den geokjemiske sammensetningen til Blåhenbekksvartskiferen, da tidligere publiserte datasett bare omfatter noen få elementer (Gee, 1981). Den geokjemiske sammensetningen skal sammenlignes med sammensetningen av andre svartskifre fra Iapetushavet for å kunne si noe om hvorvidt disse ble dannet under lignende avsetningsmiljø og om de stammer fra samme kontinentalmargin.

## 1.2. Oppbygning av oppgaven

I denne oppgaven vil det først bli gitt bakgrunnsinformasjon om marine svartskifre, verden i ordovicium og regionalgeologi i Sør-Trøndelag. Deretter blir metodene beskrevet, før resultatene blir presentert i to deler: feltresultatene og resultatene fra den geokjemiske analysen. Videre blir resultatene diskutert og tolket, før oppgaven oppsummeres og det blir gitt en konklusjon.



Figur 1: Oversiktskart. Rammen merket E viser oppgavens feltområde, Blåhenbekken og omegn, både i berggrunnskartet og i løsmassekartet ("NGU Berggrunnskart 1:250 000," 2017; "NGU Løsmassekart," 2017).

## 2. Bakgrunn

Dette bakgrunnskapitlet er delt inn i tre deler. Først blir det gitt informasjon om svartskifer som bergart og dens avsetningsmiljø, før man går over til tidsepoken ordovicium og beskriver verden i denne perioden. Til slutt ser man på de skandinaviske Kaledonidene og regionalgeologien i Sør-Trøndelag.

### 2.1. Marine svartskifre

#### 2.1.1. Definisjon av svartskifer

Svartskifer er en marin leirskifer som er rik på organisk karbon (OC). Gjennomsnittlig OC-innhold i de fleste skifre er på 0,65 %, mens svartskifer har et innhold på over 1% (Arthur & Sageman, 1994). Innholdet av OC kan bli redusert ved metamorfose. Det organiske materialet i svartskifer kommer typisk fra en blanding av alger, planteplankton og høyere utviklede planter. Fargen er som oftest mørk grå, men kan variere fra svart til olivenbrun.

Kornstørrelsen i bergarten er som oftest silt- til leirestørrelse. Det er vanlig med laminasjon, men bergarter rike på OC kan også være ulaminerte. Svartskifre vil sverte fra ferske bruddflater (Arthur & Sageman, 1994; Swanson, 1961).

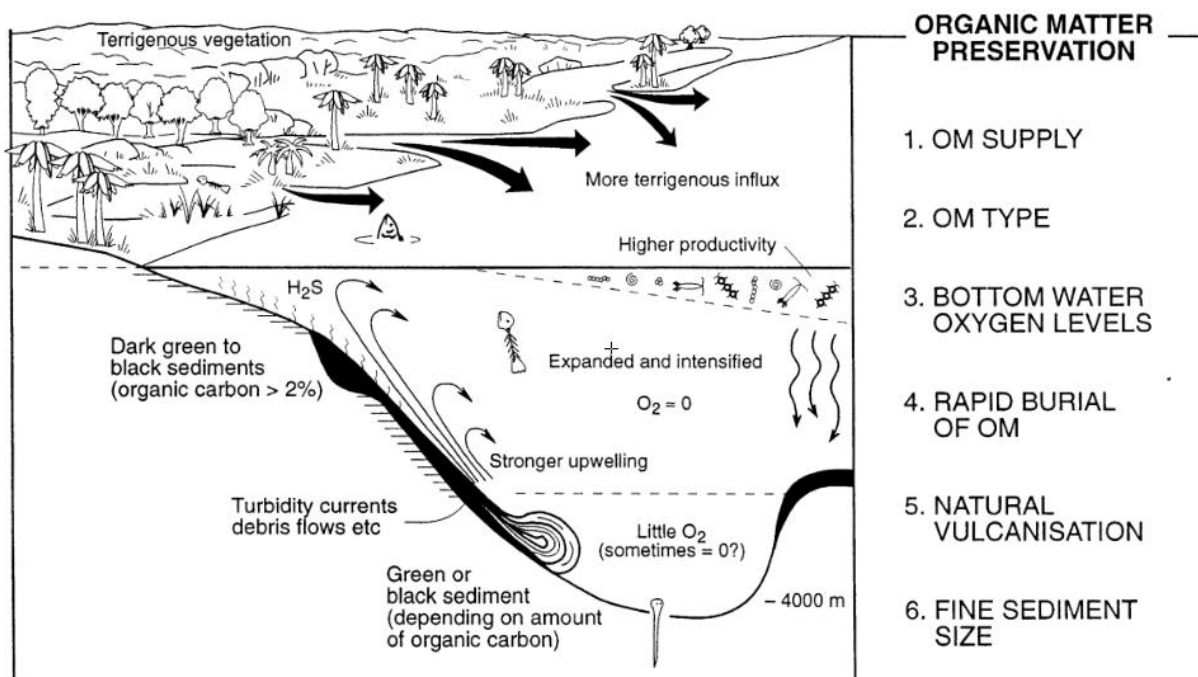
Svartskifres høye innhold av organisk materiale gjør den til en viktig bergart for å kartlegge forhistorisk miljø. Bergarten har også en viktig industriell rolle på grunn av dens høye innhold av sporelementer, som molybden (Mo), uran (U) og vanadium (V). Svartskifre er også en av kildebergartene til petroleum (Swanson, 1961).

#### 2.1.2. Dannelsesprosesser

Den viktigste kilden til OC er terrestrisk, organisk materiale som blir transportert til havet via elver, mens slikt materiale transportert med vinden er en viktig sekundærkilde. Fotosyntesen til marint planteplankton spiller også en viktig rolle i produksjonen av OC (Arthur & Sageman, 1994).

Laterale og vertikale krefter fra komplekse prosesser drevet av blant annet elver, glacial smeltevannsdiffusjon, vannstrømmer og tidevannsstrømninger, avsetter partikler rundt omkring i havet. Partiklene blir sedimentert ved en blandet strømning eller havbunnstrømninger (figur 2) (Stow, Huc & Bertrand, 2001).

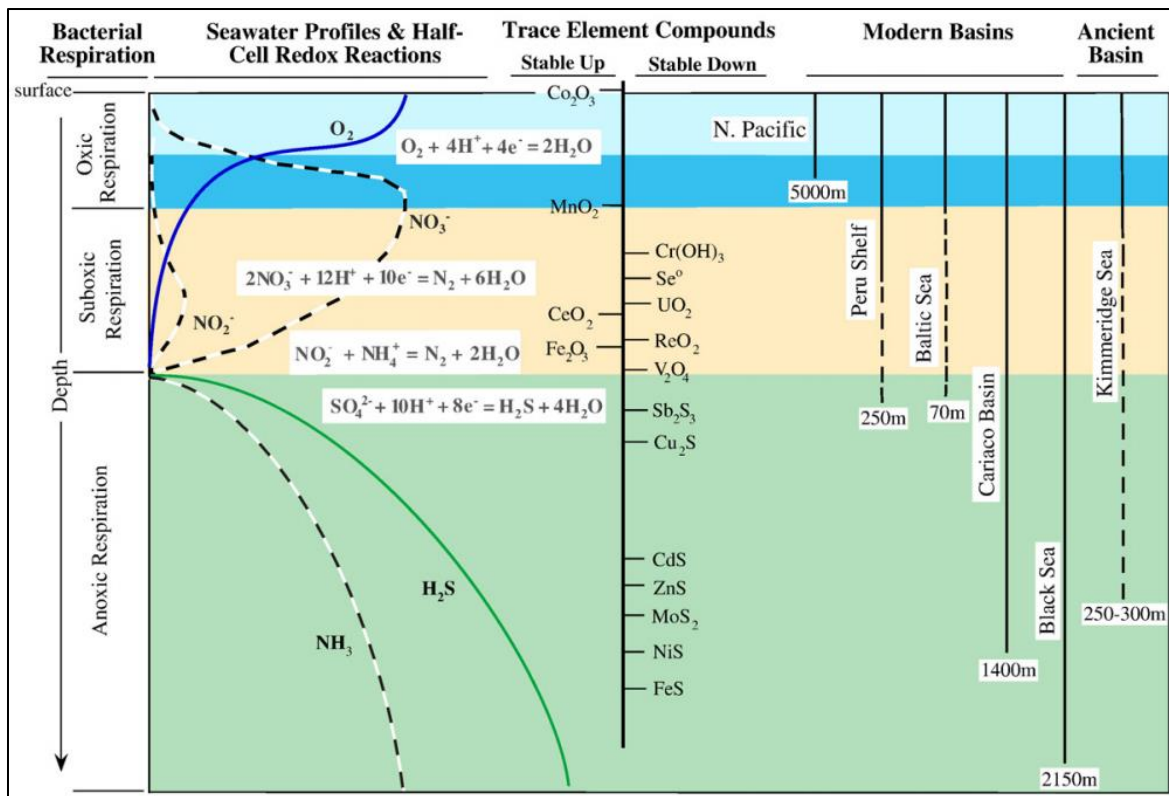




Figur 2: En oversikt over faktorer som påvirker bevaring av organisk materiale (OM) (Stow et al., 2001).

I høy-produktive områder, med god tilførsel av næringsstoffer, vil større deler OC bli transportert til havbunnen. Av det organiske materialet produsert i havoverflaten vil over 80% bli nedbrutt. 1000 m under havoverflaten vil det gjenstå 3-5% av den primære produktiviteten. Ved havbunnen er over 90% av disse 3-5% omdannet, hovedsakelig av organismer. Til slutt vil det gjenstå mindre enn 0,5% av den totale produksjonen, som blir avsatt på havbunnen (Arthur & Sageman, 1994).

Mange faktorer påvirker OC-konsentrasjonen i sedimentet. Blant annet vil høy tilførsel av OC gi høyere OC-konsentrasjon. OC-typen påvirker konsentrasjonen fordi noen OC-typer lettere blir nedbrutt enn andre. Oksygenkonsentrasjonen i vannsøylen og sedimentet påvirker også OC-konsentrasjonen, fordi OC fortere blir nedbrutt i oksygenrikt miljø. Ved høy sedimentasjon begraves OC raskt, slik at man får en høy OC-konsentrasjon i sedimentet. Kornstørrelsen og mineralogien til sedimentet påvirker også, slik at finkornet sediment har et høyere innhold av OC. Vulkaner i området kan også påvirke OC-konsentrasjonen (Arthur & Sageman, 1994; Stow et al., 2001).



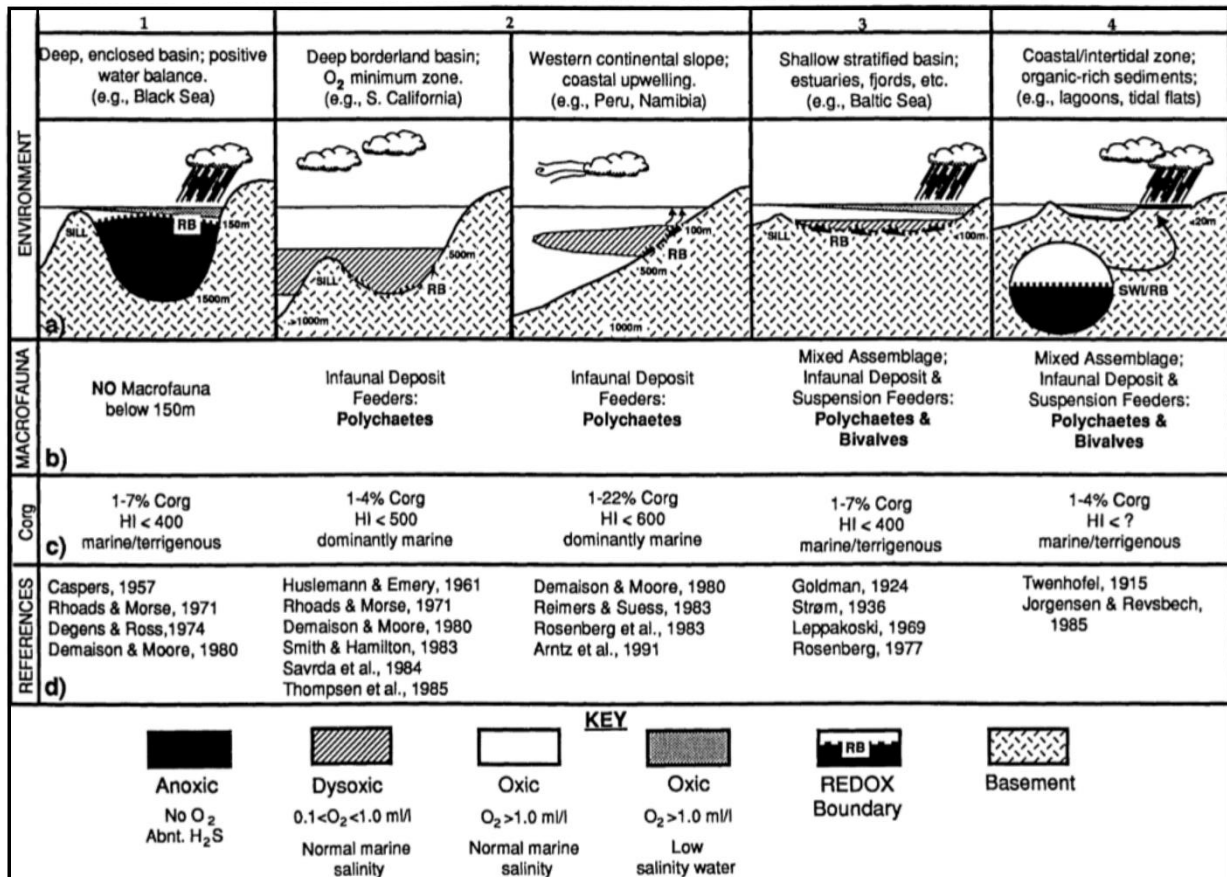
Figur 3: Fremstilling av de kjemiske prosessene som fører til dannelse av oksider og sulfider som inneholder sporelementer i suboksiske (dysoksiske) og anoksiske miljø. Mineralene blir så begravd og bevart sammen med OC i marine svartskifer (Piper & Calvert, 2009).

Dysoksiske til anoksiske (oksygenfattige til -frie) forhold på havbunnen oppstår ved kjemiske prosesser. Ved havoverflaten er vannet i likevekt med atmosfæren. Oksygenkonsentrasjonen i vannet er da over ca.  $0,5 \cdot 10^{-4}$  mol/L (oksiske forhold, mellom  $0,5 \cdot 10^{-4}$  og  $3 \cdot 10^{-4}$  mol/L, avhengig av temperaturen). Sporelementer som jern (Fe) og mangan (Mn) vil så akkumuleres som oksider, og det utvikles en oksygenkonsentrasjon på under  $0,5 \cdot 10^{-4}$  mol/L (dysoksiske miljø). Oppløst  $\text{NO}_3^-$  og det gjenværende oksygenet reagerer med oksygenhydroksider av Mn, Fe og cerium (Ce) og oppløste sporelementer som krom (Cr), rhenium (Re), U og V. Man får til slutt et anoksiske miljø når alt oppløst oksygen har reagert og  $\text{SO}_4^{2-}$ -reducerende bakterier produserer  $\text{H}_2\text{S}$  (figur 3) (Piper & Calvert, 2009).

Om et område blir oksygenfattig, er avhengig av nedbrytingen av organisk materiale og i hvilken grad området er isolert fra havstrømmer (figur 4). Størrelsen og posisjonen til de oksygenfattige områdene varierer over tid pga. endringer i sirkulasjonen, produktiviteten og temperaturen i havet. OC blir godt bevart i oksygenfattige miljøer, der alt organisk materiale på havbunnen blir begravd i sedimentet. Slike miljøer er oftest større og mer utbredt i områder med kraftig oppstrømning, høy produktivitet og svært langsom sirkulasjon (Berry, 2010).

### 2.1.3. Avsetningsmiljøer

Svartskifre er avsatt under oksygenfattige forhold. Dagens avsetningsbassenger for OC-rike sedimenter kan si noe om hvordan bassenger for eldre svartskifre kan ha sett ut. Nedenfor vises dagens mest vanlige avsetningsbassenger for OC-rike sedimenter (figur 4) (Arthur & Sageman, 1994):



Figur 4: De viktigste marine miljøene til akkumulasjon av organisk materiale (Arthur & Sageman, 1994).

#### *Dype, lukkede bassenger med positiv vannbalanse (mer væske tilført enn tapt)*

Dype, lukkede bassenger kjennetegnes ved at det ikke finnes makrofauna under redoksgrensen. Det benthiske miljøet (havbunnsmiljø) er høyt dysoksisk til anoksisk, og bevarer derfor OC godt. Bassenget er avstengt fra det åpne havet ved en terskel, og det er lite vannsirkulasjon (Arthur & Sageman, 1994).

Et veldig kjent eksempel på dype, lukkede bassenger er Svartehavet. Det er over 2000 meter dypt, og har et anoksisk marint vann med høyt innhold av H<sub>2</sub>S 150 meter under havoverflaten. Sedimentene på bunnen er finkornete, laminerte og OC-rike (Arthur & Sageman, 1994).

### *Dype, kystnære bassenger*

Dype, kystnære bassenger finnes der vinddreven oppstrømning av næringsstoffer øker produktiviteten i havoverflaten. Disse bassengene er dysoksiske rundt 500 meter under havoverflaten. De har et høyt innhold av bentiske organismer, der vanligste art er flerbørstemark. Disse finnes i sedimenter med en oksygenkonsentrasjon på 0,3 ml/L. Arter som leddyr, pigghuder, polyppdyr, mollusker, nematoder og bentiske foraminiferer finnes også i denne typen basseng. Sedimenter kan være laminert med intervaller med opp til 4% hydrogenrikt OC. Et eksempel på et slikt basseng er grabenstrukturene langs kysten av California (Arthur & Sageman, 1994).

### *Vestlige kontinentalskråninger med kystoppstrømning*

Dysoksiske avsetningsbassenger finnes i vestlige kontinentalskråninger med kystoppstrømning. Det er transport av rikelige mengder organisk materiale fra åpent hav til den bentiske sonen. Høy produktivitet vil resultere i store mengder metazoaner (organismer som utvikles fra embryo) og bakteriell avsetning, samt forbruk av oppløst oksygen. Bassenget er biologisk sett likt oksygenfattige, kystnære basseng. På grunn av lav sedimentasjonrate og høy produktivitet har bassenget et høyt innhold av OC. I bunnen av bassenget er det oksisk miljø, det er bare en sone i vannsøylen som er dysoksiske. Det kan forekomme intervaller av uforstyrret laminasjon, noe som tyder på variasjon i posisjonen til den dysoksiske sonen.

Eksempler på slike bassenger finnes i Peru og Namibia (Arthur & Sageman, 1994).

### *Grunne, stratifiserte bassenger*

Grunne, stratifiserte bassenger er avstengte bassenger med oksygenmangel og akkumulasjon av OC-rik leire. Det kan forekomme sesongmessige endringer av salt i lagdelingen av sedimentet. Leiren er vanligvis svart, anoksiske og mettet med H<sub>2</sub>S. I bassengets bentiske fauna kan man finne børstemark og mollusker tilpasset oksygenfattige miljøer. Det finnes normalt 1-7% OC i sedimentene (Arthur & Sageman, 1994).

Eksempler på grunne stratifiserte bassenger er fjorder og Østersjøen. Lokale miljøer for bevaring av OC kan forekomme i små saltbassenger. Disse forekomstene er ikke store, men har en interessant geokjemisk signatur (Arthur & Sageman, 1994; Swanson, 1961).

### *Kystsoner med organisk rikt sediment*

Langs kystsoner finnes det usammenhengende bassenger hvor finkornete, OC-rike sedimenter blir avsatt. OC-innholdet er veldig variabelt.

Eksempler på slike bassenger er laguner og tidevannsområder (Arthur & Sageman, 1994).

#### 2.1.4. Geokjemisk analyse

Geokjemiske analyser av svartskifer kan gi viktig informasjon om dannelsesmiljø og hvilke forhold de ble avsatt i. Derfor analyserer man svartskiferen kjemisk.

Grunnlaget for tolkningen av resultatene av analysene, er hvilke elementer som finnes i svartskifrene, og mengden av disse. Man skiller mellom hovedelementer og sporelementer, der hovedelementene er de som finnes i størst konsentrasjoner. Disse blir oppgitt i prosent. Sporelementene, som er de som er mest interessante for tolkningen, blir oppgitt i ppm. I denne oppgaven blir det lagt vekt på et mindre utvalg av både hovedelementer og sporelementer.

##### *Hovedelementer*

Hovedelementene blir oppgitt i form av oksider. Analysene gjort i forbindelse med denne oppgaven viser innholdet av totalt ti hovedelementer. Oksidene det blir lagt vekt på i denne oppgaven er  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  og  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Det blir antatt at kilden til elementene aluminium (Al) og titan (Ti) hovedsakelig er erosjon av kontinentale bergarter som med tiden har blitt fraktet ut i havet. Et høyt innhold av  $\text{TiO}_2$  i svartskifer indikerer forekomst av leirmineraler og tunge mineraler som rutil og ilmenitt (Chen et al., 2016).

Fosfor (P) er et av de viktigste næringsstoffene for plankton.  $\text{P}_2\text{O}_5$ -innholdet i svartskiferen er derfor en indikasjon på hvor høy produktiviteten i havet var da svartskiferen ble avsatt (Chen et al., 2016).

##### *Sporelementer*

Et av kjennetegnene på svartskifer er at de kan være anrikt på sporelementer som sølv (Ag), kadmium (Cd), kobber (Cu), Mo, nikkel (Ni), sink (Zn), U og V (Arthur & Sageman, 1994).

Det er to hovedgrunner til at svartskifer er anrikt på sporelementer. Noen sporelementer, som U og V, har lett for å binde seg til organisk materiale. Dette kan skje ved oppstrømning av vann fra havbunnen, som bringer med seg sporelementer. Disse blir så absorbert av biologiske partikler, og det oppstår en konsentrasjon av sporelementer i organisk materiale, som senere blir transportert til havbunnen. Der blir det organiske materialet brutt ned av anaerobe bakterier, noe som fører til at elementene blir bundet i sedimentet under diagenesen. Ettersom svartskifer inneholder mye OC, vil den også inneholde mye av disse elementene (Arthur & Sageman, 1994).

Andre sporelementer, som arsen (As) og Mo, vil lettere danne sulfidforbindelser, noe som er lettere under anoksiske forhold. Dette fremmer også bevaring av organisk materiale (Arthur & Sageman, 1994).

Innholdet av de ulike sporelementene blir brukt til å tolke flere aspekter rundt svartskiferens dannelses måte. For eksempel blir høyt innhold av barium (Ba) brukt som en indikator for produktivitet. Konsentrasjoner av dette sporelementet kan derfor signalisere påvirkning av biologisk produktivitet, hvilket igjen kan påvirke konsentrasjonen av OC i sedimentet (Arthur & Sageman, 1994; Chen et al., 2016).

Innhold av U i vannsøylen avhenger av dybde i havet, saltinnhold og posisjon i forhold til elvemunninger. Dyphavssedimenter har et lavere innhold av U enn sedimenter avsatt i grunnere områder. Høyere saltinnhold gir mer U, derfor er det i elvemunninger en lavere konsentrasjon (1 ppb) av dette elementet enn i havet (~3 ppb) (Arthur & Sageman, 1994; Lev, McLennan, Meyers & Hanson, 1998; Swanson, 1961).

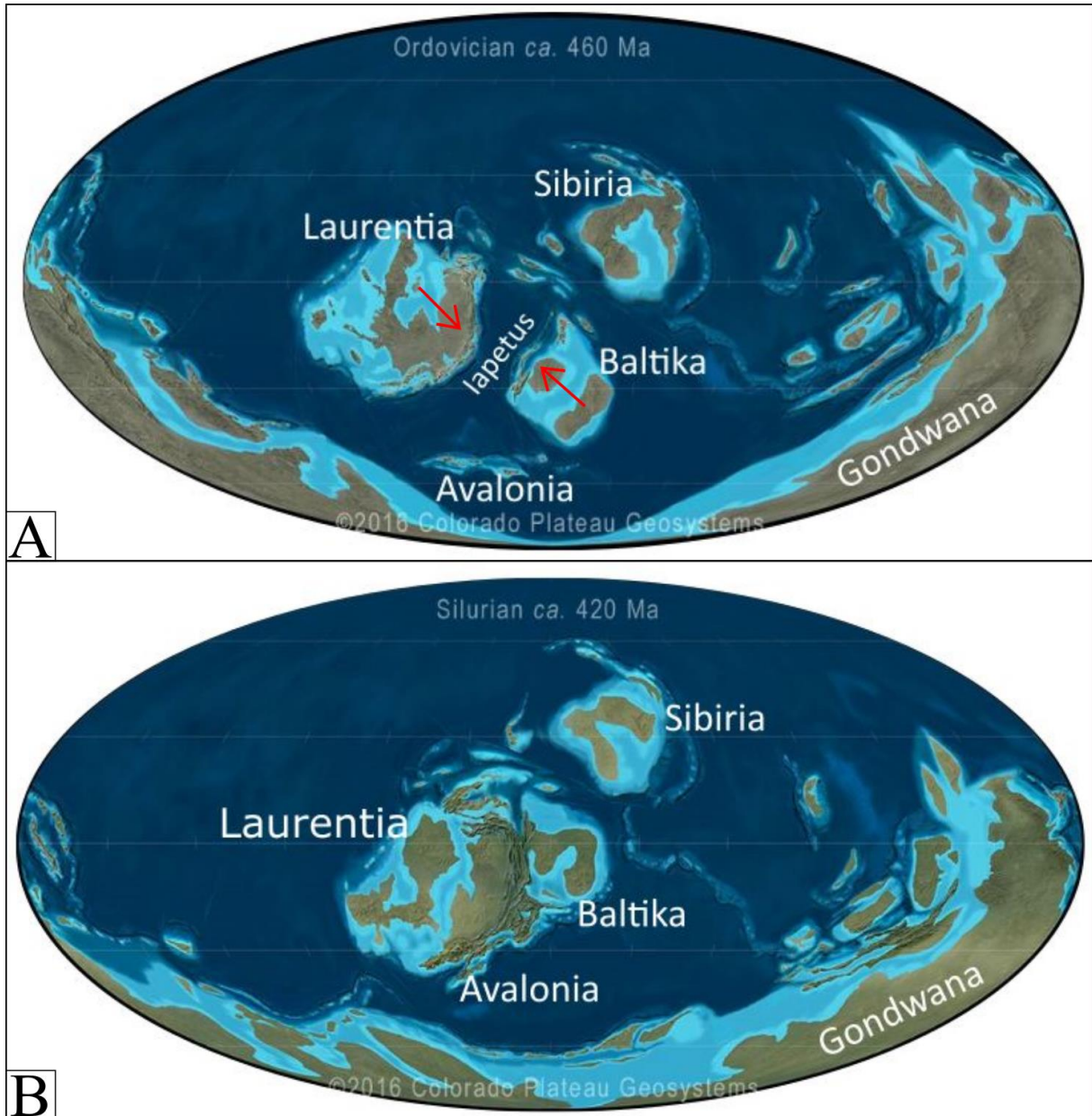
Et høyt innhold av sporelementene Mo, U og V indikerer reduserende forhold i vannsøylen og på havbunnen. Ettersom reduserende forhold vil føre til dysoksiske eller anoksiske forhold, gir høye konsentrasjoner av disse elementene en indikasjon på slike forhold. Man bruker hovedsakelig U og V, da Mo ikke vil reagere på samme måte i alle anoksiske, lukkede bassenger og er derfor ikke en like pålitelig indikator. Andre elementer som indikerer tilsvarende reduserende forhold er blant annet kobolt (Co), krom (Cr), Ni og scandium (Sc) (Chen et al., 2016; Wilde, Lyons & Quinby-Hunt, 2004).



## 2.2. Verden i ordovicium

Svartskiferen undersøkt i denne oppgaven ble avsatt i perioden ordovicium (485-444 mill. år ("Internasjonal kronostratigrafisk tabell," 2015)<sup>1</sup>). I dette kapittelet blir det gitt en oversikt over de viktigste utviklingene i denne perioden.

### 2.2.1. Platetektonikk i ordovicium



Figur 5: Kontinentene i ordovicium, for 460 mill. år siden (A) og tilsvarende i silur (420 mill. år siden), etter at Iapetushavet lukket seg (B) (Blakey, 2017).

I perioden før ordovicium, som blir kalt kambrium (541-485 mill. år), lå det meste av verdens landmasser sør for ekvator, i hovedsak fordelt på kontinentene Baltika, Sibiria, Laurentia,

<sup>1</sup> Alle geologiske tidsaldre i denne oppgaven er hentet fra denne tabellen.

Avalonia og Gondwana. Landområdene som i senere tid ble Norge og Grønland tilhørte henholdsvis Baltika og Laurentia, som i denne perioden beveget seg fra hverandre, slik at Iapetushavet ble dannet (Ramberg et al., 2013; van Staal & Hatcher, 2010).

I overgangen fra kambrium til ordovicium begynte Baltika og Laurentia å bevege seg mot hverandre igjen, og Iapetushavet begynte å lukke seg (figur 5A). Denne store platekonvergens førte til en stor kontinentkollisjon. Over subduksjonssonene ble det dannet øybuer og vulkanske øyrekker som kolliderte med Laurentia, som igjen kolliderte med Baltika. Dette førte til dannelsen av den kaledonske fjellkjeden, da Iapetushavet lukket seg fullstendig i løpet av silur og devon (444-359 mill. år; figur 5B) (Ramberg et al., 2013).

En naturlig følge av at havbunnen ble presset inn under kontinentalplatene, både ved Laurentia og Baltika, var høy vulkansk aktivitet. Øybuene som ble dannet ved kontinentalmarginene ble til ved at havbunnsplaten som ble presset ned begynte å smelte. Magma presset seg opp gjennom kontinentalplaten og størknet. I begynnelsen var det umodne øybuer, med relativt rolige utbrudd og tyntflytende lava. Etter hvert som øyene ble større og øybuene modnet, endret utbruddene karakter, og man fikk eksplosive utbrudd som etter alt å dømme var betydelig større enn de som er blitt observert av mennesker (Huff, Bergström & Kolata, 2010).

Spor av disse utbruddene finner man i den ordovisiske stratigrafien, der de best bevarte er fra marine avsetninger. Spesielt K-bentonittene (bergarter bestående av forvitret og omvandlet vulkansk aske, spesielt rike på kalium) fra midtre ordovicium representerer noen av de største askeavsetningene gjennom hele fanerozoikum (540 mill. år siden til i dag) (Huff et al., 2010; Ramberg et al., 2013).

### 2.2.2. Utvikling av livet i ordovicium

Fram til tidlig i kambrium hadde livet gått gjennom en svært langsom utvikling, men begynte nå å utvikle seg raskere. Den voldsomme akselerasjonen i utviklingen av livet i havet skjedde trolig på grunn av flere omfattende endringer i jordas atmosfære og i plasseringen til kontinentene, som beveget seg mange ganger raskere enn normalt. Sammen førte dette til raske endringer i klimaet, og ved begynnelsen av ordovicium hadde utviklingen nådd så langt at livet var betydelig mer variert enn tidligere. På land fantes det ikke liv før i midtre ordovicium, og da bare i fuktige områder der enkle moser trivdes (Cowen, 2013; Ramberg et al., 2013).



I denne perioden hadde atmosfæren en noe annerledes sammensetning enn i dag.

Oksygeninnholdet var lavere, skjønt hvor mye lavere er noe diskutert, og CO<sub>2</sub>-nivået var langt høyere enn det er i dag. Dette tyder på et varmt klima, ettersom CO<sub>2</sub> er en effektiv drivhusgass (Munnecke, Calner, Harper & Servais, 2010).

Klimaet ble jevnt kjøligere gjennom hele ordovicium, og det endte med at det mot slutten av denne perioden var flere istider, blant annet den hirnantiske glasiasjonen. Store mengder vann ble bundet i isbreer rundt på kloden, og dyrelivet ble kraftig redusert. En stigning i havnivå, som fulgte slutten av en av glasiasjonene sent i ordovicium, førte til at anoksiske forhold spredte seg langs den laurentiske plattformen. Som en følge av spredningen av slike forhold, skjedde det en oppblomstring av graptolitter, som representerer en viktig art for biostratigrafiske korrelasjoner i ordovicium (Munnecke et al., 2010; Trotter, Williams, Barnes, Lécuyer & Nicoll, 2008; Zalasiewics, 2001).

### *Graptolitter*

Livet på jorda var på sitt, frem til da, mest varierte i ordovicium. De viktigste artene det er funnet fossiler av er brachiopoder (armfotinger), trilobitter (en type leddyr) og graptolitter. Av disse er det særlig graptolittene som blir brukt til å datere bergartslag og korrelere disse lagene med tilsvarende lag andre steder i verden. På denne måten kan man si noe om verdens geologiske historie – hvor landmassene lå, hvordan de eventuelt hang sammen, klimaet på den tid og mer (Ramberg et al., 2013).



Figur 6: Fossil av en dictyonema-graptolitt funnet ved Blåhenbekken (A), og skisse av hvordan den kan ha sett ut i live (B) ("Das Lexicon der Erde," 2010).

Graptolittene var virvelløse dyr som levde i kolonier og hadde hvert sitt kalkskall som satt sammen i smale greiner. Det fantes to hovedgrupper av graptolitter: en planktonisk gruppe som fantes i intervallet ordovicium til midtre devon (485-383 mill. år), og den

mangegreinede, i hovedsak bentiske gruppen (figur 6A og 6B), som fantes fra kambrium til karbon (541-299 mill. år). Av disse er den førstnevnte den som har vært mest til nytte i korreleringen av stratigrafi fra det ene av dagens kontinenter til det andre, ettersom de planktoniske egenskapene gjorde at den både fantes i store mengder og fikk svært stor utbredelse (Zalasiewics, 2001). I denne oppgaven brukes imidlertid fossiler av den bentiske gruppen til datering.

Utbredelsen til graptolittene begrenset seg stort sett til dype havområder og tempererte farvann. En forklaring på dette kan være at de ble utkonkurrert av andre organismer som levde i grunne områder, men som ikke fantes i dypet. Det ser også ut til at graptolittene var fraværende i kalde farvann nærmere polene – en teori som blir styrket av den drastiske nedgangen i mangfoldet av graptolitter i perioder med lavere temperaturer (Zalasiewics, 2001).

## 2.3. De skandinaviske Kaledonidene: regionalgeologien i Sør-Trøndelag

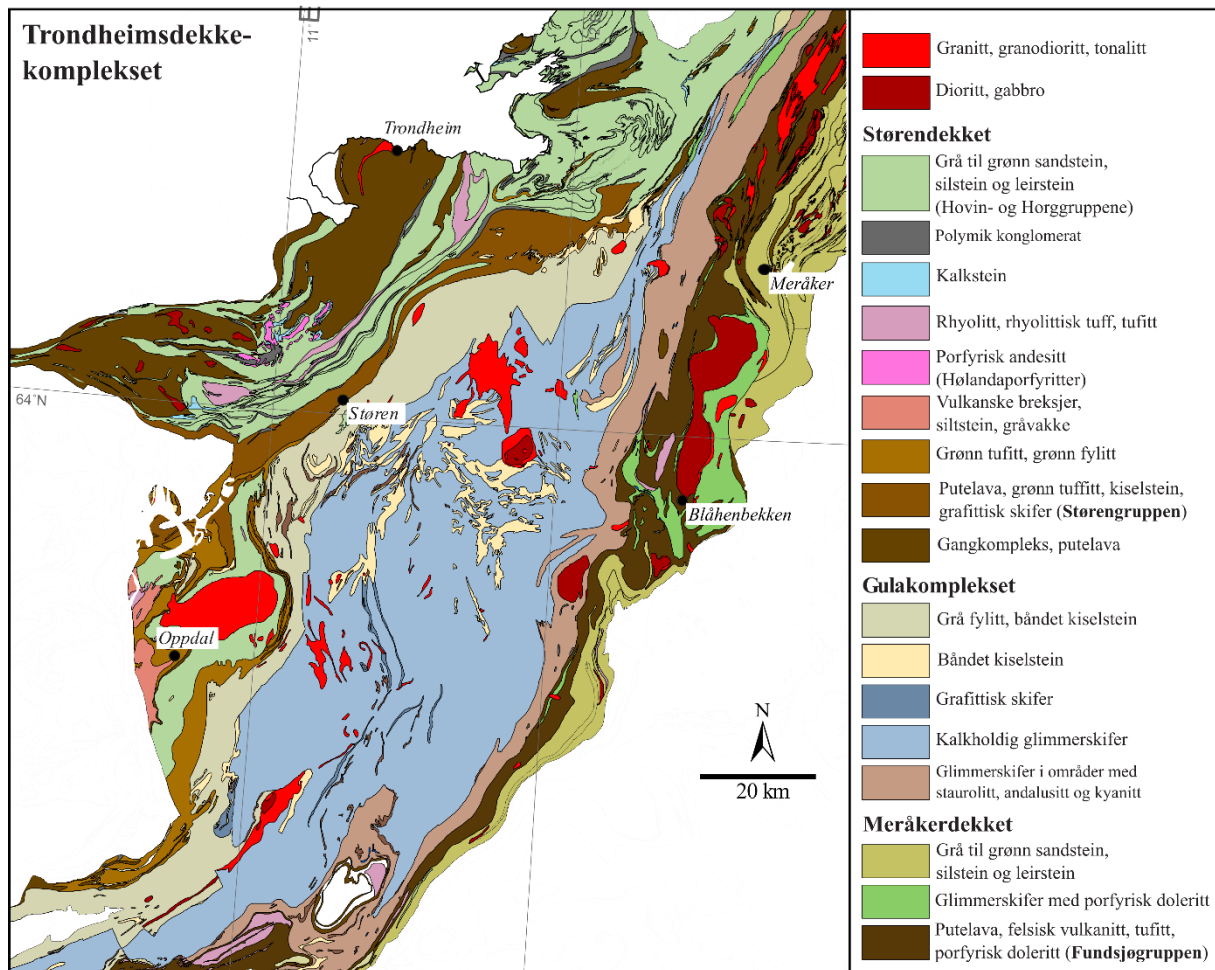
### 2.3.1. Generell kaledonsk dekkestratigrafi

Den skandinaviske kaledonske fjellkjeden består av mange skyvedekker som ligger oppå hverandre med det stedegne (autokton) grunnfjellet i bunn. Noen ble revet løs fra det prekambriske grunnfjellet og de senprekambriske til ordovisiske avsetningene på Baltika, andre kommer fra Iapetushavet, og noen muligens fra grunnfjell og overliggende avsetninger fra Laurentia. Skyvedekkerne danner en dekkestratigrafi. De nederste ble transportert kortest, mens de øverste som regel ble transportert lengst (Ramberg et al., 2013).

Undre allokton (allokton betyr skjøvet) ligger over det stedegne grunnfjellet. Dekkene fra undre allokton inneholder bergarter som er rester av sedimentære avsetninger på det baltiske grunnfjellet eller den baltiske randen, fra tiden før kollisjonen mellom Laurentia og Baltika. Bergartene viser en liten grad av deformasjon og omdanning under forholdsvis lave trykk- og temperaturforhold. Over undre allokton ligger det midtre allokton, som består av mer langtransporterte skyvedekker av kontinentalskorpe- og avsetningsbergarter. Bergartene kommer fra den ødelagte og dypereliggende randen til Baltika. Grunnfjellsenheter med eller uten senproterozoiske til kambrosiluriske avsetninger i midtre allokton har høyere omdanningsgrad enn bergartene i undre allokton. De øverste dekkene, øvre allokton og øverste allokton, består av rester fra Iapetushavet og muligens bergarter som i utgangspunktet hørte til den laurentiske siden av havet. Restene fra Iapetushavet består blant annet av et bredt spekter av ekstrusive og intrusive magmatiske og sedimentære bergarter, hvor noen av de sistnevnte inneholder fossiler fra ordovicium og silur. Disse øverste dekkene er veldig forskjellige fra de underliggende dekkene. Bergartene i de øvre dekkene har stor variasjon i sammensetning, omdanningsgrad og hvordan de er blitt deformert. De omfatter bergarter som blant annet gabbro, grønnstein, konglomerater, mylonitter, glimmerskifre, gneiser og ultramafiske bergarter (Gee, Guezou, Roberts & Wolff, 1985; Ramberg et al., 2013).

Under den kaledonske fjellkjededannelsen ble ofiolitter, dvs. gammel havbunnskorpe fra Iapetushavet, skjøvet opp på land. Ofiolittene hører til det øvre eller øverste allokton, og består av peridotitt, serpentinit, gabbro, diabas, basalt og grønnstein. Det finnes rester av ofiolitter langs hele den kaledonske fjellkjeden. De norske ofiolittkompleksene er deformert og brutt opp av forkastninger, som førte til at delene ble spredt utover. Deler av disse ofiolittene er å finne i kambrosiluriske bergarter blant annet i Trøndelag (Ramberg et al., 2013).

### 2.3.2. Trondheimsdekkekomplekset



Figur 7: Oversikt over Trondheimsdekkekomplekset (modifisert fra Gasser, upublisert).

Feltlokaliteten, Blåhenbekken i Haltdalen, ligger i den østlige delen av Sør-Trøndelag (figur 7). Dette området er geologisk en del av Trondheimsdekkekomplekset som hører til det øvre allokton i dekkestratigrafien. Trondheimsdekkekomplekset består igjen av flere dekker og komplekser, fra vest til øst: Størendekket, Gulakomplekset og Meråkerdekket (Gee et al., 1985; Grenne & Lagerblad, 1985).

Størendekket består i hovedsak av ofiolittfragmenter bestående av gabbro, grønnstein og putelava, og sedimenter i form av konglomerater, sandsteiner og skifre. Dekket inneholder også subvulkanske ganger, lag av jaspis og båndede kvartsskifre (opprinnelig kiselstein). De fleste vulkanske bergartene er kjemisk homogene og tilnærmet basaltiske. De basaltiske bergartene er hovedsakelig fra kambrium til tremadoc i undre ordovicium (541-477 mill. år siden). Størendekket har gjennomgått tre større deformasjoner (Grenne & Gasser, 2017; Grenne & Lagerblad, 1985; Ramberg et al., 2013).

Stratigrafisk ovenfor ofiolittene er det i Hølondaområdet funnet fossiler av brachiopoder som stammer fra tidlig- til midt-ordovicium. Disse fossilene er typiske for den laurentiske kontinentalmarginen (Bruton & Bockelie, 1980).

Gulakomplekset har varierende grad av deformasjon og metamorfose, og består av metasedimentære skifre, fyllitt, høymetamorfe bergarter og båndet kiselstein. Komplekset består også av vulkanske bergarter som basalter og andesitter, og plutoner (magma som har trengt igjennom omliggende bergarter). I den østlige delen er det metamorfe pelittiske bergarter (andalusittskifer, staurolittskifer), skifre med kvartsholdige og vulkanoklastiske konglomerater og basaltiske ganger. Alderen til bergartene strekker seg trolig fra tidlig neoproterozoikum til ordovicium og muligens silur (1000-430 mill. år) (Gasser, Grenne & Augland, 2017; Gee et al., 1985; "Intrusjon - geologi," 2009; Ramberg et al., 2013).

Det er noe uklart hvor bergartene i Gulakomplekset stammer fra, i og med at de geokjemisk ikke tydelig ligner på Størendekket eller Meråkerdekket. En mulig forklaring er at bergartene kan stamme fra mikrokontinenter mellom Laurentia og Baltica (Grenne, Ihlen & Vokes, 1999).

Meråkerdekket består av et bimodalt vulkansk kompleks som er dominert av mafiske vulkanitter i amfibolitt-facies, den såkalte Fundsjøgruppen. Det overleires av en tynn lagrekke, hovedsakelig bestående av turbidittavsetninger fra ordovisisk til tidlig-silurisk alder som har gjennomgått lav metamorfosegrad (Grenne & Lagerblad, 1985; Ramberg et al., 2013).

Fundsjøgruppen består av mafiske og felsiske vulkanske bergarter, tynne sedimentlag og intrusjoner. Putelava ligger i bunn og viser geokjemisk en øybuesignatur. Alderen til denne putelavaen er ukjent. Over ligger staurolittskifer og andalusittskifer som ligner på det østlige Gulakomplekset. Det har vært uklart om disse staurolittskifrene representerer en innfoldet del av Gulakomplekset eller om de representerer egne avsetninger innenfor Fundsjøgruppen. Fundsjøgruppen inneholder også dolerittganger som har intrudert i de foldete skifrene og putelavaen. Etter intrusjonen av doleritt, ble det intrusjon av store gabbroiske til tonalittiske plutoner (Grenne & Lagerblad, 1985).

En tidlig deformasjon påvirket Gulakomplekset og Fundsjøgruppen, men ikke de overliggende sedimentene. Det er derfor en uoverensstemmelse mellom Fundsjøgruppen og disse lagene. Gulakomplekset og Fundsjøgruppen har vært utsatt for minst fire deformasjonsfaser og blitt påvirket av to faser med folding. En kraftig deformasjon stod for

den regionale skifriheten, og etter det ble bergartene igjen deformert til åpne folder med horisontale til stupende foldeakser (Grenne & Lagerblad, 1985).

Både Gulakomplekset og Meråkerdekket inneholder plutoner som er datert til å være 435 millioner år gamle. Plutonene kutter grensen mellom disse to. Forekomsten av plutoner i begge indikerer at sammenslåingen av Gulakomplekset og Meråkerdekket har skjedd før 435 millioner år siden, men etter intrusjonene av doleritt i Fundsjøgruppen (Nilsen, Corfu & Roberts, 2007).

### 2.3.3. Blåhenbekklokaliteten

Området ved og rundt Blåhenbekken, som er en del av Fundsjøgruppen, har tidligere blitt beskrevet og diskutert av Vogt (1940), Størmer (1940), Nilsen (1971), Rui (1972) og Gee (1981). Ved denne lokaliteten ble svartskifer, biotitt- og staurolittskifer, amfibolitt, putelava og doleritt beskrevet. Observasjonene har ført til ulike tolkninger av når og hvordan bergartene har oppstått og hvilke dekker og komplekser de hører til. Det er to hovedmodeller:

- 1) Gulakomplekset er foldet inn i Fundsjøgruppen, slik at staurolittskiferen som ligger i det som i dag blir kalt Meråkerdekket hører til dette komplekset (Nilsen, 1971; Rui, 1972).
- 2) Staurolittskiferen i Meråkerdekket er ulik den staurolittskiferen som er å finne i Gulakomplekset. Den antas å være en del av Fundsjøgruppen, avsatt oppå de tilhørende vulkanittene, før de ble foldet sammen og intrudert av dolerittganger (Gee, 1981).

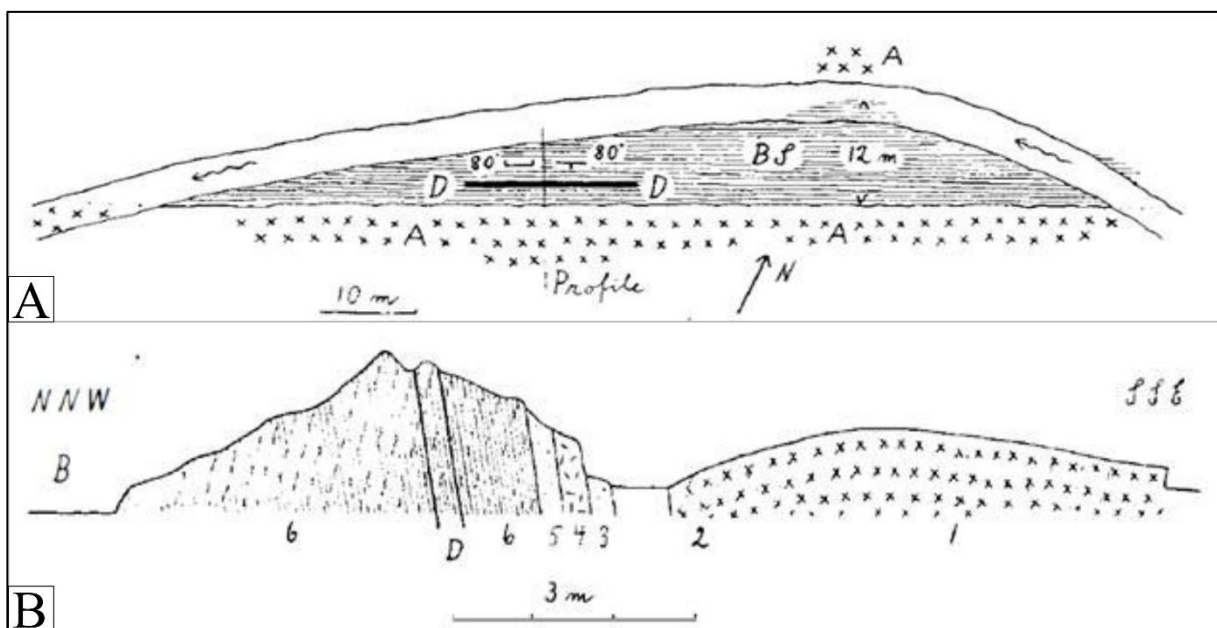
Det er blitt funnet dolerittganger i Fundsjøgruppen, men ikke i Gulakomplekset. Forekomsten av dolerittgangene ved Blåhenbekken forsterker modell to (Gee, 1981).

### *Fossilholdige svartskifre*

I den østlige delen av Trøndelag finnes det to steder hvor det er svartskifre med graptolittfossiler, ved Kjølhaugan i Meråker kommune i Nord-Trøndelag og Blåhenbekken i Holtålen kommune i Sør-Trøndelag. Graptolittfossilene ved Kjølhaugan er datert til den første epoken i silur, llandovery (444-433 mill. år siden). Svartskiferen med graptolittfossilene ved sørbredden av Blåhenbekken er datert til å være av alderen tremadoc (485-477 mill. år) i epoken undre ordovicium (Gee, 1981; Ramberg et al., 2013; Størmer, 1940; Vogt, 1940).

Den fossilholdige svartskiferen ved Blåhenbekken ble funnet i 1888 av J. H. L. Vogt. I 1937 utførte Th. Vogt nærmere undersøkelser av fossilene i svartskiferen, som senere ble

identifisert som *dictyonema flabelliforme sociale* (dictyonema-graptolitter) av L. Størmer. Th. Vogt så at svartskiferen lå som et tilnærmet vertikalt lag avsatt mellom to amfibolitter (figur 8A). Det ble funnet et 30 cm bredt lag med dictyonema-graptolitter i svartskiferen på kun denne lokaliteten i Holtålen (figur 8B). Formen på dictyonema-fossilene tyder på at svartskiferen har blitt sammenpresset tilnærmet vinkelrett på hovedfoliasjonen. Fossilene var ikke tydelige, men noen av stilkene til koloniene var synlige i de svakt forvitrede artene. I overgangen mellom amfibolitten og svartskiferen, på den østlige delen av lokaliteten, ligger det tre tynne lag med sericittskifer, muskovittskifer og biotittskifer (Størmer, 1940; Vogt, 1940).



Figur 8: Bildet viser en kartskisse fra Blåhenbekken (A) og et profil gjennom fossillokaliteten (B), begge ved lokalitet 8. Figur A: BS = Black shale (svartskifer), D-D = Dictyonema-fossiler, A = Intrusive amfibolitter. Figur B: 1 = Porfyrittisk amfibolitt, 2 = Veldig finkornet amfibolitt, 3 = Biotittskifer, 4 = Muskovittskifer, 5 = Sericittskifer, 6 = Svartskifer, D = Dictyonema-fossiler, B = Blåhenbekken (Vogt, 1940).

Svartskifer uten fossiler var å finne flere steder i området. Ved nyere undersøkelser er det kommet frem at svartskiferen har en sammenheng med putelava, og at de er intrudert av dolerittganger, men ifølge Gee (1981) trengs det mer detaljerte feltundersøkelser for å bekrefte dette.

#### *Geokjemien til Blåhenbekksvartskiferen*

Geokjemiske analyser av sen-kambriske og tidlig ordovisiske svartskifre avsatt på Baltika har høyere innhold av Mo, U og V enn svartskifre av samme alder avsatt på Laurentia. Ved å gjøre geokjemiske analyser av svartskifre i Trondheimsdekkekomplekset, kan det muligens avklare om de opprinnelig stammer fra den laurentiske eller baltiske kontinentalmarginen

(Berry, Wilde, Quinby-Hunt & Orth, 1986; Swanson, 1961; Wilde et al., 2004; Wilde, Quinby-Hunt, Berry & Orth, 1989).

Det har blitt tatt geokjemiske prøver av dictyonemasvartskiferen ved Blåhenbekken som viser at denne også inneholder de nevnte sporelementene. Innholdet av V er mellom 700 ppm og 1700 ppm, Mo-innholdet varierer fra 60 ppm til 150 ppm og innholdet av U er mellom 25 ppm og 100 ppm. Prøvene viser også at den har en kjemisk likhet med sedimenter av tilsvarende type og alder på den baltoskandiske plattformen i Skåne og Östergötland (Gee, 1981).

De geokjemiske kjennetegnene til svartskiferen ved Blåhenbekken er en viktig markør i lagdelingen i det kaledonske allokton i det østlige Sør-Trøndelag. Det viser at den Mo-, U- og V-rike svartskiferen er av regional betydning både i Norge og Sverige (Gee, 1981). Det finnes derimot ikke geokjemiske analyser fra andre svartskifre i øvre og øverste allokton ennå, noe som gjør det vanskelig å få bekreftet laurentisk vs. baltisk signatur i de kaledonske dekkene.



### 3. Metode

Feltarbeidet for denne oppgaven omfatter detaljert kartlegging av bergarter langs Blåhenbekken og Holda i Sør-Trøndelag og prøvetaking av svartskifere fra de ulike lokalitetene til geokjemisk analyse.

Feltarbeidet ble gjort i tidsrommet 1. til 6. august 2016. Det meste av området er dekket av løsmasser, derfor foregikk kartleggingen i hovedsak langs elva og bekkene der vannet hadde erodert ned i fjellet. For hver lokalitet ble det markert et punkt på håndholdt GPS av typen Garmin e-trex. Der det var aktuelt (for eksempel ved kontaktflater mellom de ulike bergartene eller ved skifrihet i bergarten), ble det tatt strukturmålinger. Skisser og foto er en vesentlig del av dokumentasjonen, og det ble tatt prøver til geokjemisk analyse på alle lokalitetene med svartskifer. Ved den fossilholdige lokaliteten ble det også tatt håndstykker med fossilprøver, og da det ved samme lokalitet er et felt med muskovittskifer, ble det tatt prøver av denne til mulig datering.

De innsamlete dataene – koordinater til hver lokalitet, type bergart, strukturmålinger, foto og skisser – blir lagt inn i databaseprogrammet BGS SIGMA ("System for Integrated Geoscience Mapping", 2015). Når dette blir koblet sammen med ArcGIS, blir dataene stedfestet på kartet slik at man der kan fargekode lokalitetspunktene etter type bergart og deretter gjøre en tolkning. ArcGIS blir også brukt til å lage innledningskartet, berggrunnskart, strukturkart og kart over prøvelokalitetene ved Blåhenbekken, med utgangspunkt i disse lokalitetspunktene og dataene knyttet til dem.

Formålet med den geokjemiske analysen er å fastslå den kjemiske sammensetningen til svartskiferen, og å finne ut hvilke sporelementer som finnes i svartskiferen i dette området. Disse sporelementene skal sammenlignes med sporelementer i andre svartskifre fra Trondheimsdekkekomplekset for å gi grunnlag for tolkningen av hvor disse ble avsatt i forhold til hverandre senere i oppgaven.

Den geokjemiske analysen blir utført ved NGUs laboratorium ved hjelp av XRF (X-ray fluorescence), som er en ikke-destruktiv metode for å fastslå den kjemiske sammensetningen til bergartsprøvene ved hjelp av røntgenstråler. Ved å bruke denne metoden kan man finne mengden hoved- og sporelementer. De åtte prøvene fra Blåhenbekken blir analysert ved bruk av XRF for hoved- (>~0,5%) og sporelementer (<~0,5%). XRF fungerer best for elementer med atomnummer 9 eller høyere, mens den er mindre presis for sjeldne jordarter (REE).

Prøvene blir klargjort for analyse av hovedelementene ved å smelte 0,6 g prøvemateriale (pulverisert) blandet med 4,2 g litiumborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) til homogene glassperler. For analyse av sporelementene blir 9,6 g prøvemateriale (fint pulver) blandet med 2,4 g voks og presset sammen til tablettform.

PANaluthical Axios 4kW XRF Rh-røntgenrør er instrumentet som brukes ved NGUs laboratorium.

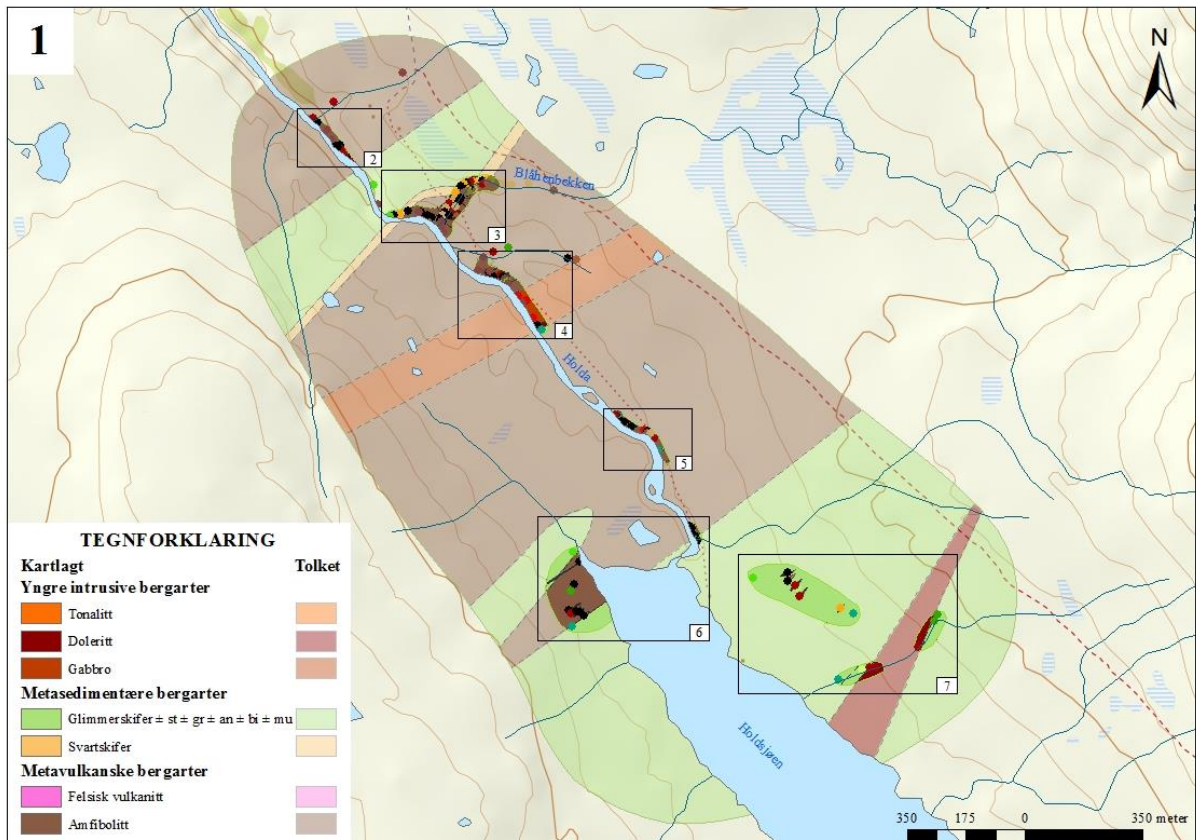
Stereoplottene blir laget i Stereonet 9 (Allmendinger, 2017). De geokjemiske diagrammene blir laget i Excel. Disse, sammen med stereoplottene og andre figurer, blir redigert i Inkscape ("Inkscape 0.92," 2017).

## 4. Resultater

Resultatkapittelet er todelt. Feltresultatene blir presentert først, med kart og litologisk og strukturgeologisk beskrivelse, mens resultatene av den geokjemiske analysen blir presentert i del to.

### 4.1. Feltresultater

#### 4.1.1. Kart



Figur 9: Grov tolkning av berggrunnen i området. Utsnittene markert med ramme og nummer finnes i vedlegg 1.

Figur 9 viser et oversiktskart over berggrunnen med observasjonspunktene i feltområdet og tolkningen av geologien i området. I vedlegg 1 vises kartutsnittene fra figur 9 i detalj. Lokalitetsnumrene er også vist på disse kartene. Ved flere av lokalitetene ble det gjort strukturmålinger, som er vist i tabell (vedlegg 2) og på kart (vedlegg 3).

#### 4.1.2. Litologi

I feltområdet ble det funnet metavulkanske, metasedimentære og yngre intrusive bergarter. I dette kapittelet vil hver bergart bli beskrevet. De eldste bergartene vil bli beskrevet først, deretter de yngre.

## *Metavulkanske bergarter*

### *Amfibolitt*

Amfibolitten i området er en massiv, hard bergart som opptrer over store deler av området (figur 9). Den varierer i innhold og struktur fra sted til sted, så det skilles mellom homogen amfibolitt, amfibolitt med puter og amfibolitt med rust.

Amfibolitten er svart til lys grå, med et varierende grønnskjær. Det kan også være variasjon i fargen til bergarten i samme blotning.

Amfibolitten består hovedsakelig av hornblende og plagioklas. Den er som oftest så finkornet at kornene er umulige å se, men enkelte steder er det synlige korn av blant annet hornblende, plagioklas og kvarts. Andelen av de ulike mineralene varierer, slik at den for eksempel kan inneholde mer feltspat enkelte steder.

Stedvis kan man se årer av et hvitt mineral som gjennomtrenger bergarten. Årene består for det meste av kvarts og har ulik form og størrelse. Det er også forskjellig hvor mange årer som gjennomtrenger bergarten, og i hvilken grad de er erodert ned.

## Homogen amfibolitt



*Figur 10: Homogen amfibolitt ved lokalitet 152.*

Den homogene amfibolitten er som oftest finkornet (figur 10), men enkelte steder kan man se synlige korn. Denne gruppen er den som har mest grønnskjær. Alle de homogene amfibolittene er forholdsvis harde.



## Amfibolitt med puter



Figur 11: Amfibolitt med puter. Blotningen i figur A er omtrent sju meter lang og tre til fire meter bred, og ligger like ved lokalitet 53. Figur B hører til lokalitet 17. Bildet i figur C er tatt ved lokalitet 19. Målestokken er en penn midt på bildet.

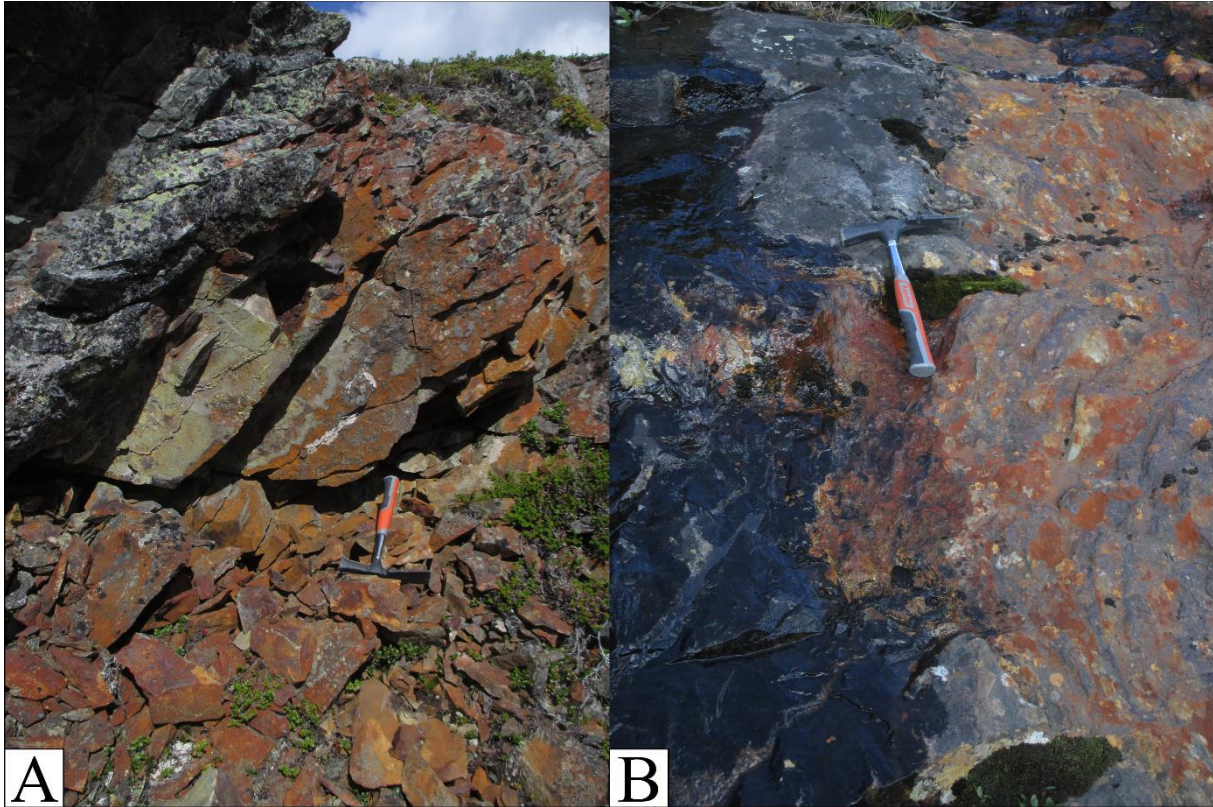
Putestrukturer oppstår når mafisk til intermediær lava blir avkjølt hurtig når den ekstruderer fra submarine vulkanske spalter. Slike spalter kan være knyttet til midthavsrygger, øybuer og andre tektoniske miljøer. Det dannes en tynn, mørk rand som resultat av at den varme lavaen ikke har rukket å bli krystallisert, i form av en slags obsidian. Lavaen innenfor randen bruker lenger tid på å størkne og krystallisere, samtidig som trykket øker. De mørke mineralene blir krystallisert, slik at det blir igjen lyse mineraler. Ved for stort trykk innenfor randen, sprekker den, og lava kan strømme videre eller igjennom, slik at det dannes flere puter. Putelava er å finne i ofiolitter flere steder, som blant annet i Trondheimsdekket (Selbekk, 2009).

I felt ble det funnet godt utviklete puter, som vist i figur 11A. I figur 11B vises puter med tydelige mørke randsoner. Noen puter kan man se todimensjonalt (figur 11B og C), mens det



andre steder finnes tredimensjonale puter (figur 11A). Størrelsen på putene varierer fra 10 cm (figur 11B og C) til omtrent 1 m (figur 11A).

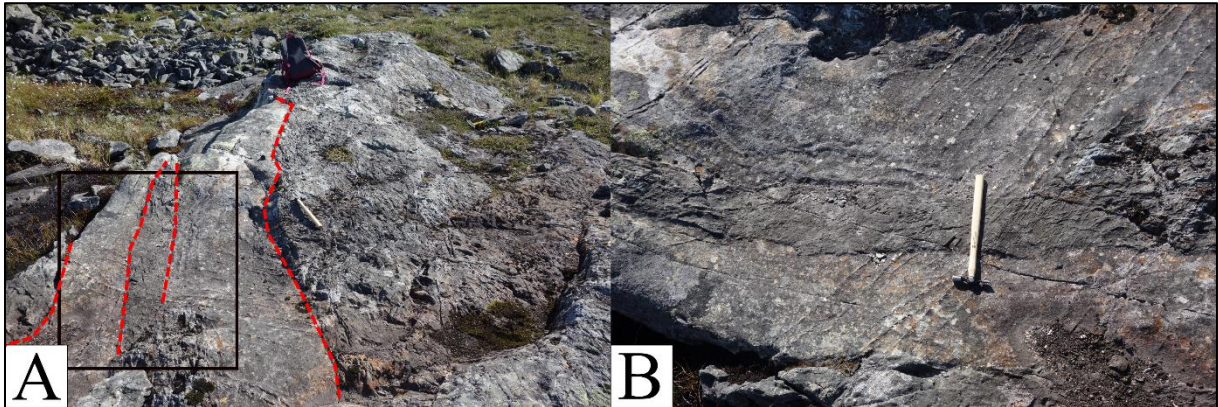
#### Amfibolitt med rust



Figur 12: Amfibolitt med rust på overflaten. Bildet i figur A er tatt ved lokalitet 53, mens bildet i figur B er tatt ved lokalitet 66.

Flere steder har amfibolitten rust utfelt i svakhetssoner, som for eksempel i foliasjonslag og sprekker (figur 12A), eller på overflaten (figur 12B). Der bergarten er sterkt påvirket av rust er den lettere å bryte opp. Den sterke rustfargen skyldes tilstedeværelsen av jernholdige mineraler som reagerer med vann og luft, eksempelvis pyritt.

## Amfibolittisk gang



Figur 13: To amfibolittiske ganger intruderer en amfibolitt av eldre type (lokalitet 78). Gangene ses til venstre i figur A, og den eldre amfibolitten er delen med ujevn overflate til høyre i samme bilde. Rammen viser utsnittet som vises i figur B, som viser et nærbilde av gangene med en sone av eldre amfibolitt der hammeren ligger. Figur B er rotert 90° mot venstre.

Ved lokalitet 78 ble det funnet en svært interessant blotning, der to finkornete amfibolittiske ganger intruderer en eldre amfibolitt. Til venstre i figur 13A ligger gangene med en sone som har visse likheter med den eldre amfibolitten til høyre i samme bilde. I figur 13B vises tverrgående minerallineasjoner som muligens kan være avkjølings- eller tektoniske sprekker som har blitt fylt med felsisk materiale.

Det kan se ut til at gangen er noe foldet, men ettersom blotningen ender ved bekken like under kanten av bildet i figur 13A, er det vanskelig å si noe sikkert.

Den eldre amfibolitten har en del groper som kan minne om varioler i form, men som er langt større og derfor har et annet opphav. I denne blotningen er det også funnet spor av små, deformerte puter. Ettersom det er nokså vanlig med kalkfyllinger i drenerte puter, er det sannsynlig at disse gropene kan stamme fra forvitring av slike kalkfyllinger, siden kalk forvitrer betydelig lettere enn amfibolitt.

Denne gangen kan representere en tilførselsgang til lavaene som nå danner amfibolittene. Det er også mulig at det er en finkornet variant av de yngre dolerittgangene som blir beskrevet senere i dette kapittelet.



## Sulfidrike soner



*Figur 14: Sulfidforekomst ved lokalitet 50 (Blåhenbekken).*

På sørøstsiden av Blåhenbekken, nær utløpet, ble det funnet en sulfidforekomst (figur 14). Den er svært hard og har et lag med rust på overflaten, noe som tyder på innhold av jern. På grunn av jerninnholdet i sulfiden, er den beslektet med amfibolittene. Til høyre for fallet i bekken er det en grense mellom amfibolitt og doleritt (markert med oransje kors i kartutsnitt 3, vedlegg 1). Sulfidforekomsten ligger innenfor amfibolitten.

## Felsisk vulkanitt



Figur 15: Felsisk vulkanitt ved lokalitet 106. De hvite prikkene like ved hammerhodet er fenokrystaller.

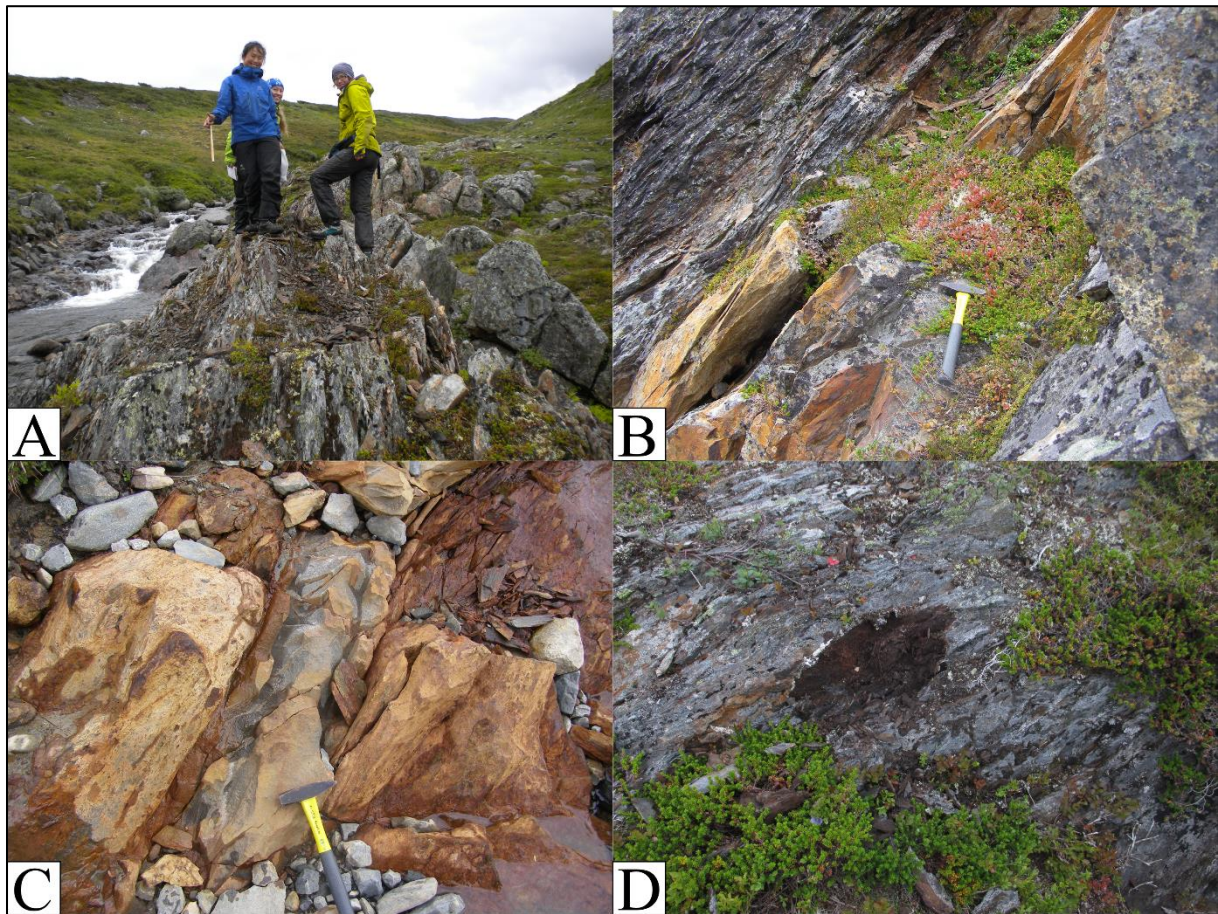
Den felsiske vulkanitten i området (figur 15) er en ekstrusiv bergart som ble funnet to steder under feltarbeidet (kartutsnitt 5 og 6, vedlegg 1). Den opptrer som lava eller aske-/tufflag mellom de basaltiske lavaene. Hovedsakelig består grunnmassen av finkornete felsiske mineraler, med fenokrystaller av kvarts og feltspat.

### *Metasedimentære bergarter*

Metasedimentære bergarter er sedimentære bergarter som har gjennomgått en viss grad av metamorfose. I området ved og rundt Blåhenbekken omfatter dette både svartskifer og ulike glimmerskifer.



## Svartskifer

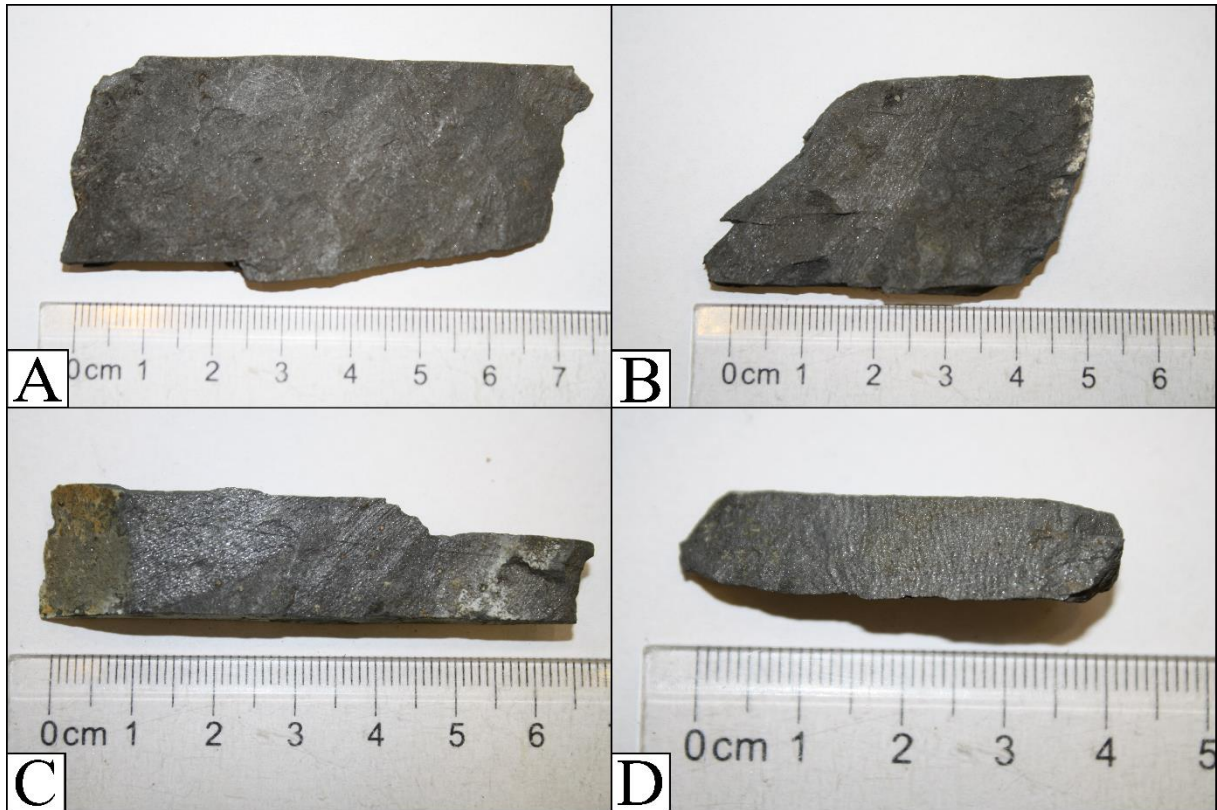


Figur 16: Svartskifer ved fossillokaliteten 8 (A, C), ved lokalitet 59 (B) og 138 (D). Bildene B og C er tatt av Deta Gasser under en dagstur til området i 2012.

Svartskifer er en type skifer med svært høyt innhold av organisk materiale, som ved metamorfose blir omdannet til grafitt. Svartskiferen i feltområdet er ulaminert, mørk grå til svart, og svært finkornet, med en karakteristisk oransje forvitningsfarge (figur 16). På de fleste av lokalitetene er hardheten svært lav, og det sverter fra ferske bruddflater.

Svartskiferen finnes ved flere lokaliteter i området, hvorav det ved en av dem også er fossiler av typen dictyonema-graptolitter (figur 17). Den fossilholdige delen av svartskiferen er et ca. 30 cm bredt belte på lokalitet 8 like ved Blåhenbekken, på den sørøstlige bredden (figur 16A). Beltet ligger mellom de tre personene på bildet, i det som ser ut til å være sterkere forvitret enn resten. Ingen av de observerte fossilene viser hele graptolitt-kolonier, og det er nok så varierende hvor godt de er bevart.

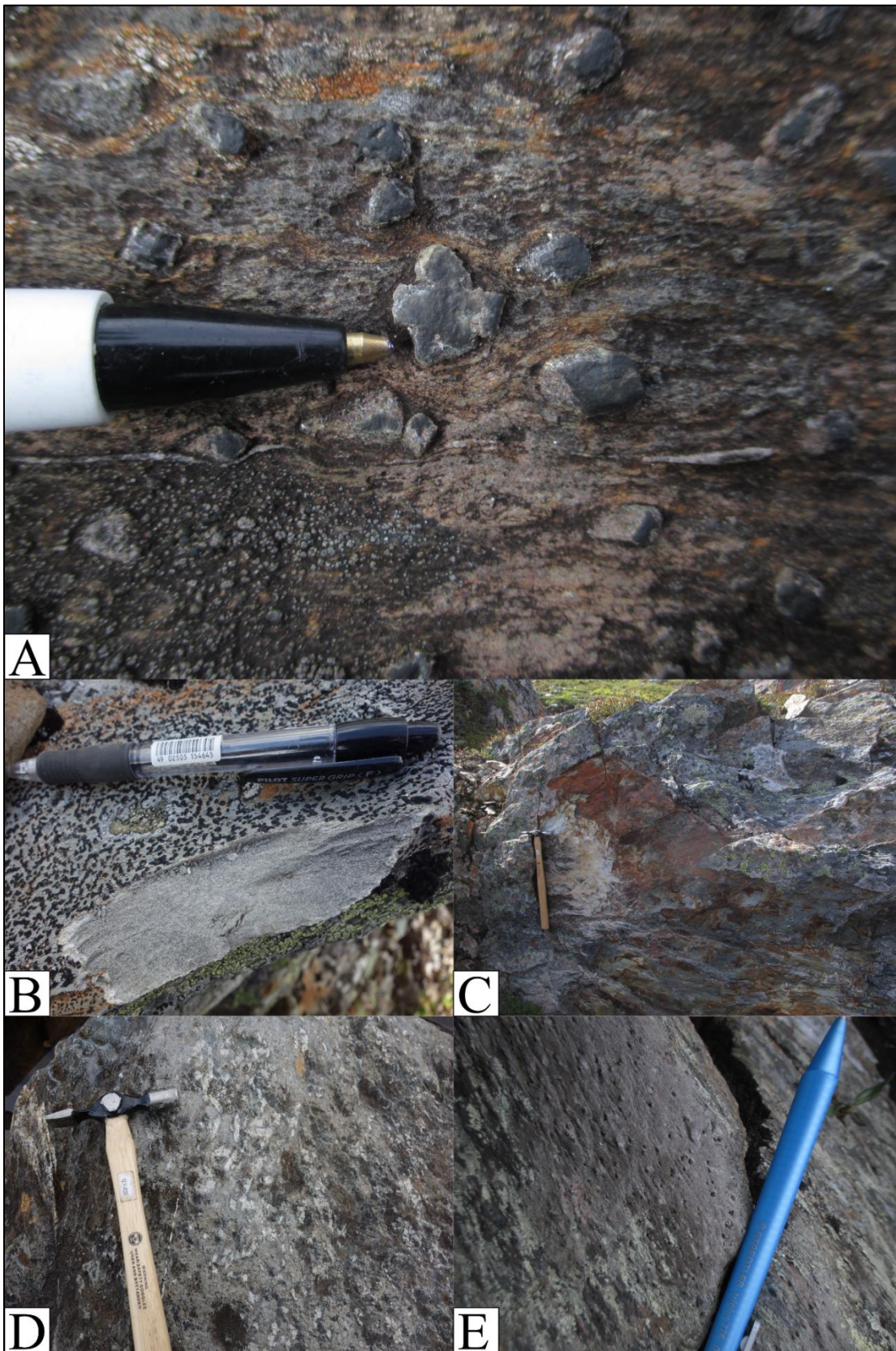
Figur 16C viser en forekomst av svartskifer som intruderes av en dolerittgang. Dolerittgangen er den grå bergarten der hammeren ligger.



Figur 17: Håndstykker med fossiler av dictyonema-graptolitten funnet ved lokalitet 8. Aller tydeligst er de i figur C og D.



Glimmerskifer ± staurolitt ± biotitt ± muskovitt ± andalusitt ± sericitt ± granat



Figur 18: Staurolittskifer ved lokalitet 140 (A), biotittskifer ved lokalitet 103 (B), muskovittskifer ved lokalitet 8 (C), trolig andalusittskifer, hvor andalusitten er omvandlet til en finkornet masse av sericitt, ved lokalitet 105 (D), og biotittmuskovittgranatskifer med ca. 1 mm store granater ved lokalitet 129 (E).



I feltområdet ble det funnet glimmerskifer med innhold av blant annet biotitt og kvarts, samt granat enkelte steder. Noen har i tillegg høyere innhold av enten staurolitt, muskovitt eller andalusitt. De er følgelig navngitt etter dens største andel av ett av disse mineralene, henholdsvis staurolittskifer, biotittskifer, muskovittskifer og andalusittskifer (figur 18A-D). Biotittmuskovittgranatskifer (figur 18E) er navngitt etter mengden av de ulike mineralene, der det er høyest innhold av biotitt.

### *Yngre intrusive bergarter*

#### Gabbro

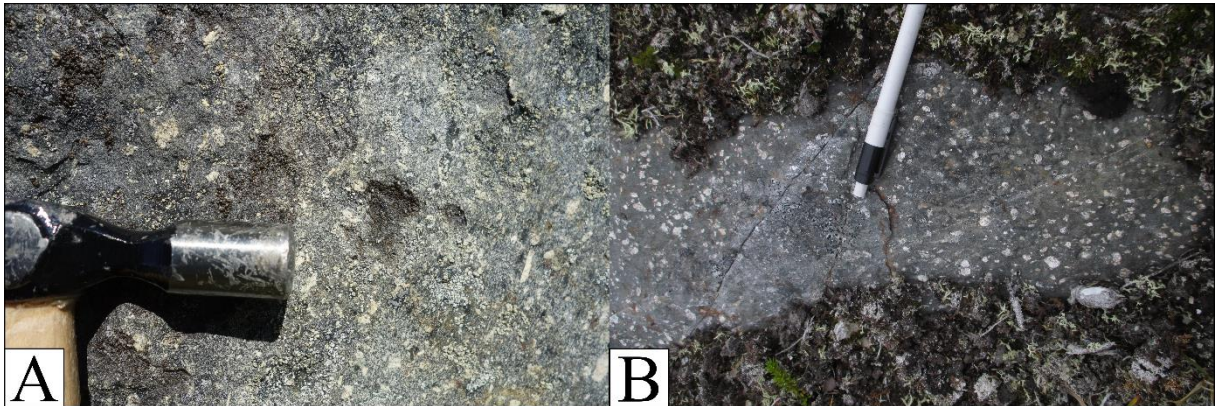


*Figur 19: Håndstykke av gabbro funnet ved lokalitet 86.*

Gabbro er en mørk, magmatisk bergart som hovedsakelig består av kalsiumrik plagioklas og mørke mineraler som augitt, hypersthen, hornblende og olivin. Typen gabbro blir bestemt ut fra hvilke av de mørke mineralene som er tilstede, og andelen av disse. I området ble det funnet en gabbrolignende bergart flere steder, med omtrent lik andel mørke og lyse mineraler (figur 19). Kornstørrelsen for begge typene er omtrent 2-3 mm. Ettersom det ser ut til at den opptrer som ganger i amfibolitten, er den trolig en av de yngre bergartene i området.



## Doleritt



Figur 20: Porfyrittisk doleritt ved lokalitetene 80 (A) og 139 (B).

Doleritt er en gangbergart som generelt ble funnet i hele feltområdet (figur 20). Den er mørk, finkornet med ulike mengder lyse fenokrystaller av plagioklas, opp til 0,5 cm i diameter (porfyrittisk tekstur). Gangene som ble funnet er oftest mellom 0,1 og 0,5 m brede, men også bredere ganger enn dette ble funnet.

## Tonalitt



Figur 21: Tonalitt ved lokalitet 70.

Tonalitt, også kalt trondhemitt hvis den inneholder lite mørke mineraler, er en magmatisk bergart (figur 21). Den er en lys, finkornet bergart som består av mye kvarts og plagioklas, samt biotitt. Under feltarbeidet ble det funnet tonalitt ved fire lokaliteter. Den ene ble funnet ved Holdas nordøstlige bredde, i nærheten av utløpet til bekken som renner omtrent 500 m nord for Blåhenbekken (kartutsnitt 2, vedlegg 1). De andre ble funnet i den sørøstlige delen av feltområdet (kartutsnitt 6 og 7, vedlegg 1).



#### 4.1.3. Strukturer

Strukturer i en bergart kan oppstå blant annet når den utsettes for deformasjon og metamorfose. I felt ble det observert planære strukturer (kontaktflater mellom ulike bergarter samt foliasjoner), foldestrukturer (akseplan og foldeakser) og linesjoner. Strukturene blir beskrevet fra eldst til yngst. De er samlet i tabell (vedlegg 2), og strukturkart (vedlegg 3), som kan sammenlignes med berggrunnskart i vedlegg 1 for lokalitetsnummer.

##### *Kontaktflater (Kf)*

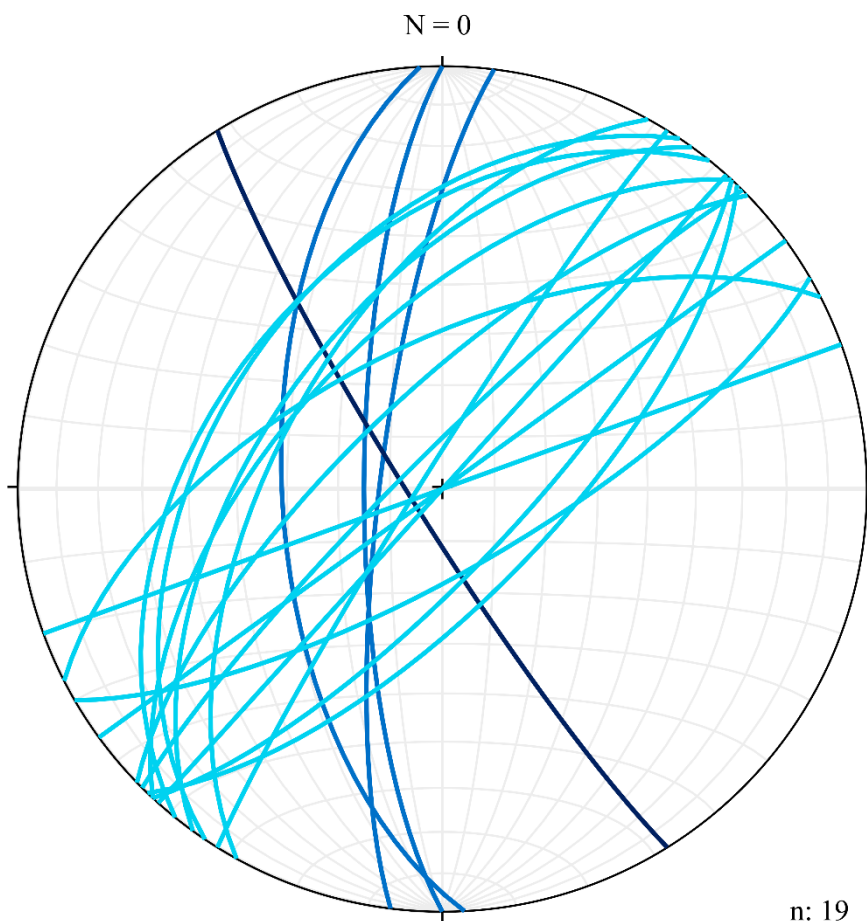


*Figur 22: Kontaktflate mellom doleritt og biotittskifer ved lokalitet 126. Hammeren står i kontaktflaten.*

En kontaktflate er grensen mellom to ulike bergarter, som vises i figur 22. Et eksempel er mellom to sedimentære bergarter, der kontaktflaten i mange tilfeller vil være parallell med lagningen, med mindre det har vært et avbrudd i sedimentasjonen – en diskordans.

Kontaktflater mellom gangbergarter og sidebergarter kan teoretisk sett ha en vilkårlig orientering, men vil ofte følge svakhetssoner som for eksempel sprekker.

Dersom bergartene er foliært, kan kontaktflaten bli parallell med foliasjonen i begge bergartene på grunn av senere deformasjon.



Figur 23: Storsirklene (linjene) viser kontaktflatene. Her ser man tydelig tre trender, og stort spenn i helningen. Helningen blir brattere jo nærmere sentrum storsirkelen ligger.  $n$  = antall målinger.

Figur 23 viser de målte kontaktflatene i feltområdet. Disse forekommer i de fleste tilfeller mellom dolerittganger og andre bergarter. De er hovedsakelig orientert i nordøstlig-sørvestlig retning, der helningen varierer fra  $40^\circ$  til  $90^\circ$  både mot nordvest og sørøst (lyseblå). Disse er spredt over hele feltområdet. I hovedtrenden er det tre målinger som viser vertikale kontaktflater (vist i figur 23 med linjer som går gjennom sirkelens sentrum) som ligger ved lokalitetene 4, 123 og 146 (kartutsnitt 3 og 6, vedlegg 3). De to sistnevnte lokalitetene ligger relativt nærme hverandre lengst sør i feltet. Ved lokalitetene 11, 122 og 126 (kartutsnitt 3 og 6, vedlegg 3) heller kontaktflatene mot sørøst, motsatt av fallretningen til de øvrige kontaktflatene som følger hovedtrenden.

Orienteringen til fire kontaktflater avviker fra hovedtrenden. Tre av disse er orientert omtrent nord-sør (mellomblå). Disse er konsentrert ved Blåhenbekken. Dette tyder på at gangene ved Blåhenbekken muligens følger to trender, en i nordøstlig-sørvestlig retning, og en i nord-sør-retning (kartutsnitt 3, vedlegg 3). Den siste målingen (mørk blå), som er gjort ved lokalitet nr. 110, er orientert nord-nordvest-sør-sørøst og har en helning på  $84^\circ$  (kartutsnitt 5, vedlegg 3).

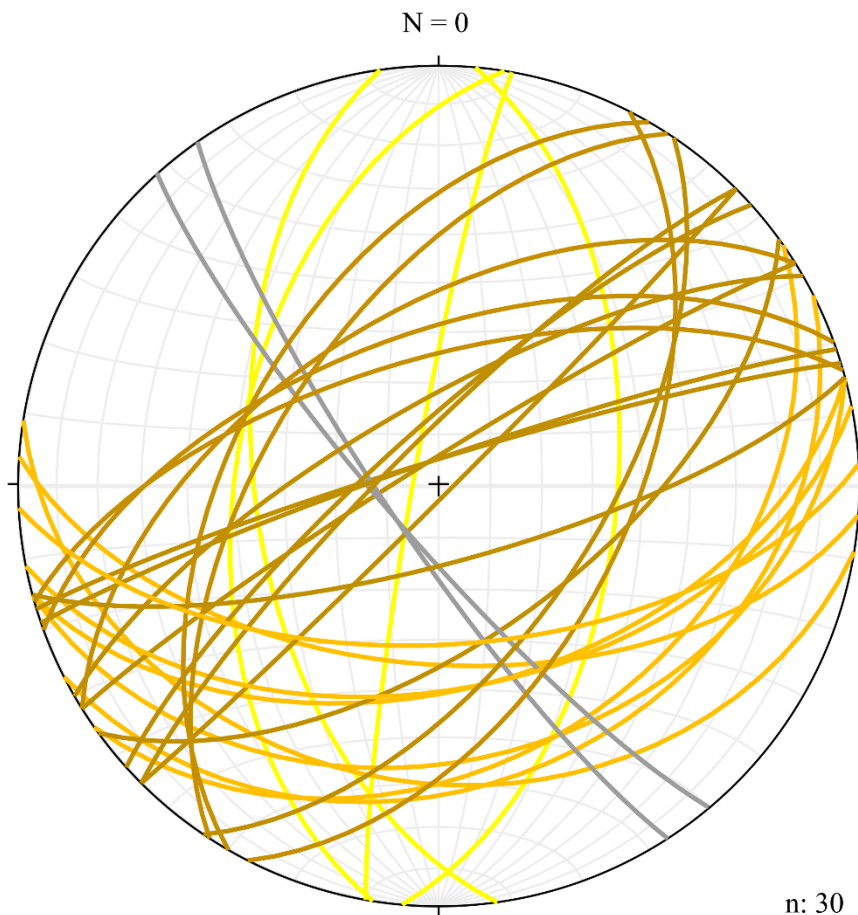


## Foliasjon

I felt ble det funnet to ulike foliasjonstyper, penetrativ foliasjon og avstandsskiffrighet.

### Penetrativ foliasjon (Pf)

Penetrativ foliasjon er en planær struktur som gjennomsetter bergarten. Et sett med penetrativ foliasjon består av flere tilnærmet parallelle plan som ligger tett inntil hverandre. Det kan være flere sett med ulike orienteringer i samme bergart (Fossen & Gabrielsen, 2013).



Figur 24: Penetrativ foliasjon. Storsirklene viser orienteringene og helningene til disse strukturene.

Totalt ble det målt penetrativ foliasjon med fall mellom  $30^\circ$  og  $90^\circ$ , ved 30 lokaliteter.

Plottet viser tre hovedtrender (figur 24). Strukturene markert med oransje har en orientering i øst-nordøst-vest-sørvest-retning med fall mot sør. Disse strukturene er gjennomgående i hele feltområdet. Strukturene markert med gult er orientert i nord-sør-retning med fall mot både øst og vest. Den som har fall mot øst befinner seg helt nord i feltområdet, mens de tre som faller mot vest er lokalisert ved Blåhenbekken (kartutsnitt 2 og 3, vedlegg 3). Strukturene markert med brunt er orientert omtrent i nordøstlig-sørvestlig retning med fall mot nordvest

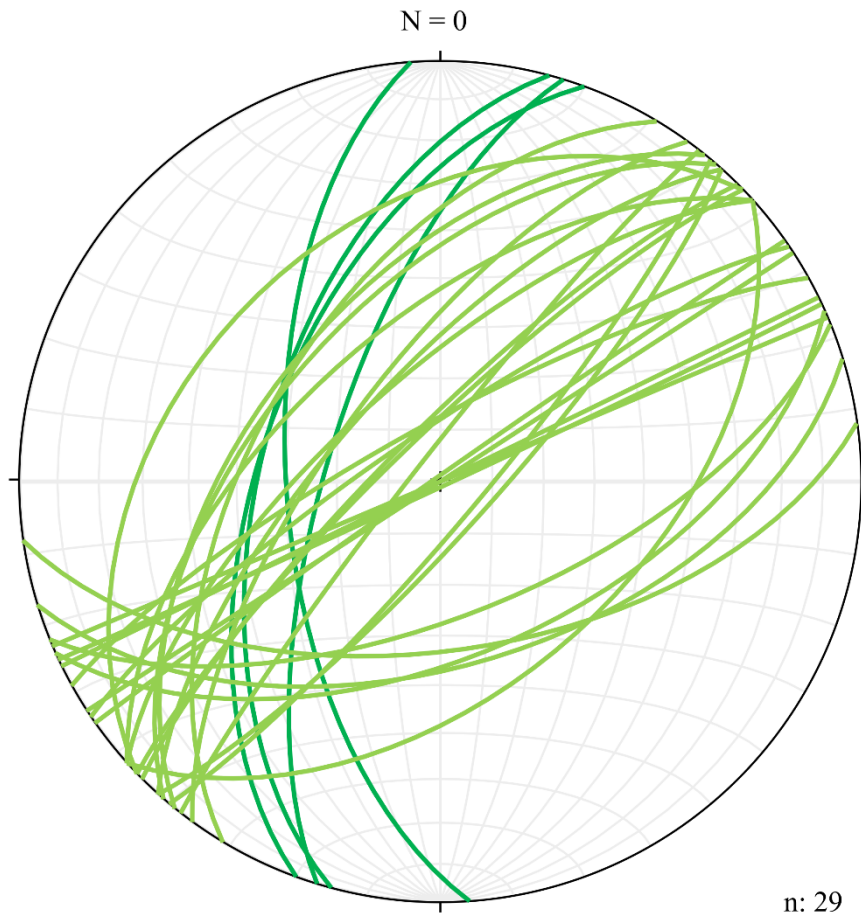
og sørøst. De har et brattere fall enn strukturene markert med oransje. Disse strukturene finnes i det meste av feltområdet.

Ved Blåhenbekken er det flere interessante lokaliteter (lokalitetene 31-36) som har omtrent samme orientering, men så å si motsatt fallretning (øverst til høyre i kartutsnitt 3, vedlegg 3). Lenger ned i samme kartutsnitt er det også flere lokaliteter som er nokså iøynefallende. For eksempel er det ved lokalitet 40 gjort målinger av to strukturer som har lik orientering, men motsatt fall. Den ene av disse, som faller mot nord-nordvest, har omtrent samme fallretning som lokalitet 31. Strukturene ved lokalitetene 13 og 14 har omtrent samme orientering og samme fallretning som den ene av strukturene målt ved lokalitet 40. Strukturen målt ved lokalitet 13 har nær vertikalt fall. I kartutsnitt 6 ser man en lignende trend, ettersom det ved lokalitetene 145 og 155 er gjort målinger av penetrativ foliasjon som faller mot hverandre.

I tillegg er det to strukturer som avviker fra hovedtrendene (grå), som begge er orientert i nord-nordvestlig-sør-sørøstlig retning med et relativt bratt fall mot sør-sørvest. Disse er målt ved lokalitetene 109 (samme sted som 110) og 129, og vises på kartutsnitt 5 og 6 i vedlegg 3.

### Avstandsskifrihet (As)

Avstandsskifrihet ligner penetrativ foliasjon, med unntak av at de parallelle planene har en viss avstand.



Figur 25: Avstandsskifrihet.

Figur 25 viser 29 målinger av avstandsskifrihet, målt ved 28 ulike lokaliteter. Strukturene er hovedsakelig orientert i nordøstlig-sørvestlig retning (lys grønn). Noen strukturer avviker fra dette, og går mer i nord-sør-retning med fall mot vest (mørk grønn). Disse avvikene vises i kartutsnitt 2, 3 og 4 i vedlegg 3.

De fleste plan i hovedtrenden faller mot nordvest, mens noen faller mot sørøst. De med fall mot sørøst ligger omtrent midt i feltområdet, lokalisert fra Blåhenbekken og et stykke sørover (kartutsnitt 3, 4 og 5, vedlegg 3). Fallene varierer mellom  $30^\circ$  og  $90^\circ$ , i likhet med fallene til de penetrative foliasjonene. De vertikale eller nær vertikale planene befinner seg i den sørlige delen av feltområdet (kartutsnitt 5 og 6, vedlegg 3).

## Foldestrukturer

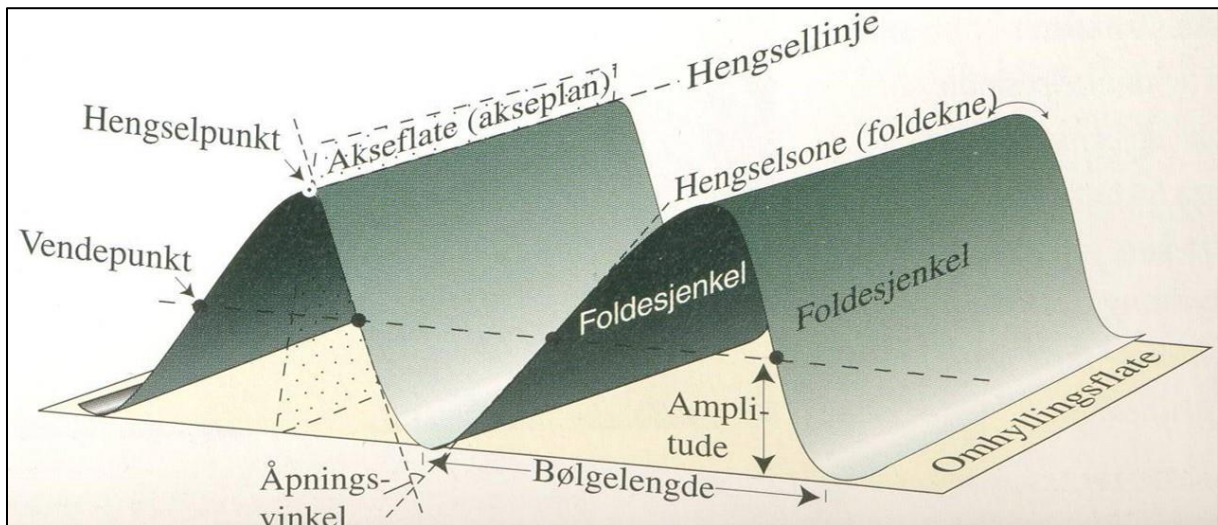


Figur 26: Åpen fold i en overgangssone mellom svartskifer og staurolittskifer, som stuper ned i elven.

Foldestrukturer, som den åpne folden avbildet i figur 26, blir dannet ved at bergarten blir utsatt for spenning. Måling av foldeaksens og akseplanets orientering blir beskrevet i de følgende underkapitlene. Ut fra dette kan man danne seg et bilde av deformasjonen i området.

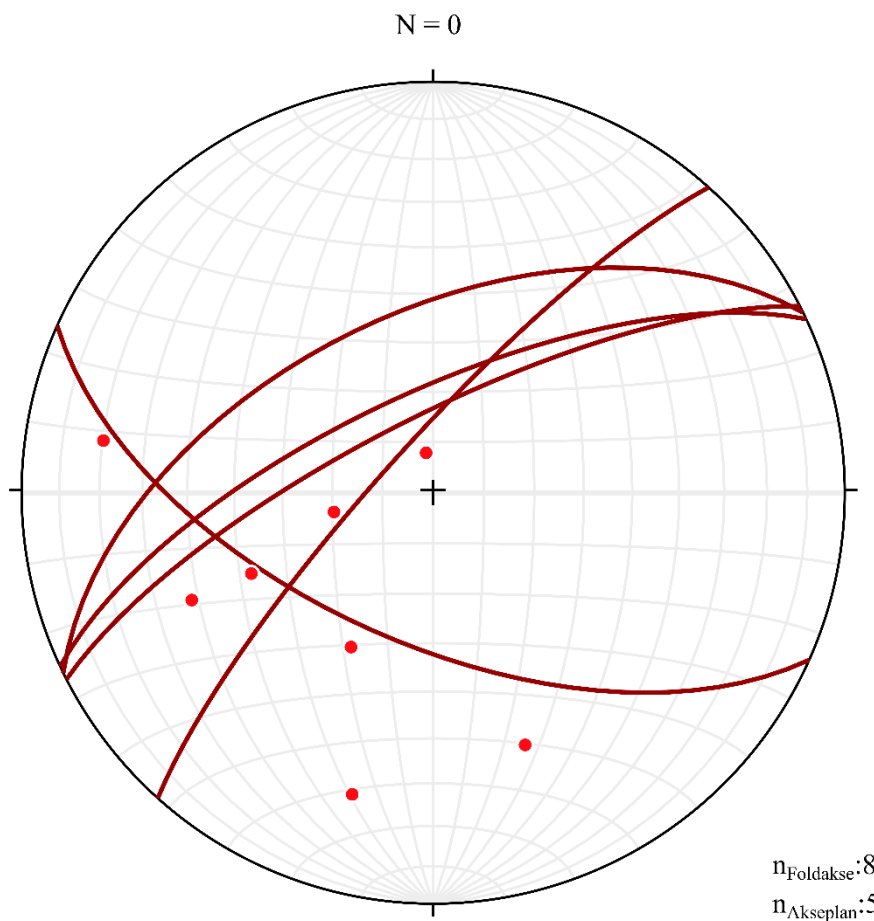


## Foldeakse (Fa) og akseplan (Ap)



Figur 27: Illustrasjon av de ulike delene av en fold (Fossen & Gabrielsen, 2013).

Foldeaksen er en linje som er parallell med hengselinjen (figur 27). Sammen med akseplanet beskriver foldeaksen foldens orientering. Akseplanet er et tenkt plan som går gjennom hengselinjen/foldeaksen til folden, som illustrert i figur 27 (Fossen & Gabrielsen, 2013).



Figur 28: Akseplan som storsirkler, og foldeakser som punkter. Stupretningen til foldeaksene leses ved å trekke kortest mulig rett linje fra punktet ut til periferien. Stupvinkelen er brattere jo nærmere sentrum punktet ligger.

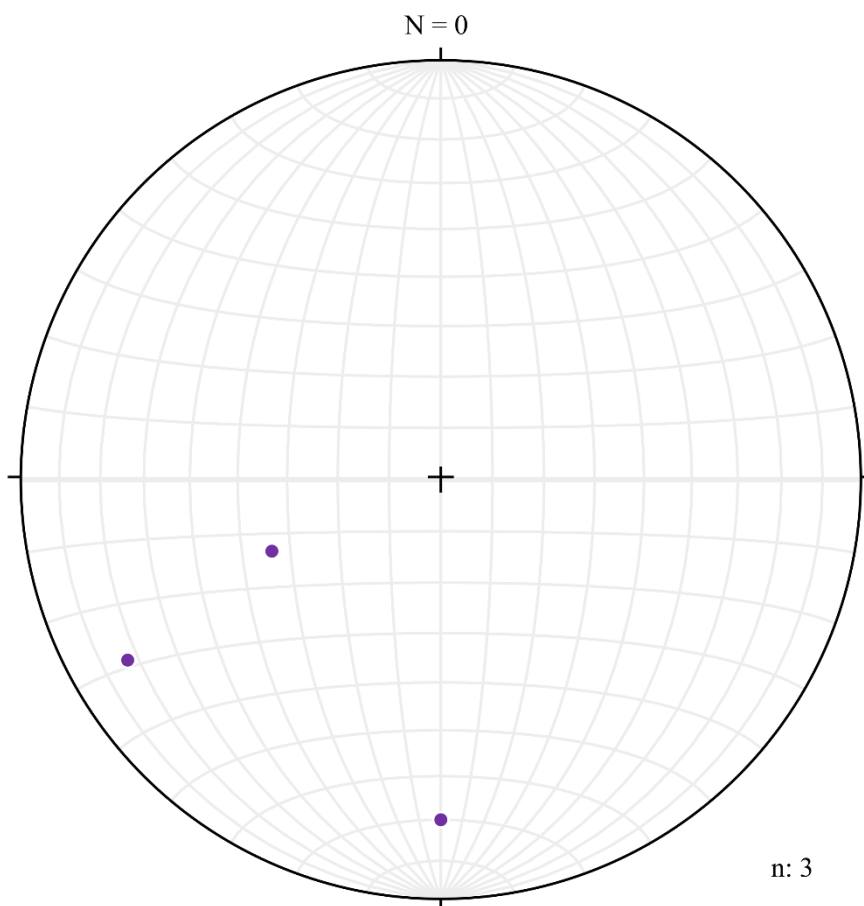


Foldeaksene er målt i hele feltområdet (vedlegg 3). De fleste stuper mot sørvest, med tre unntak: den ene er målt ved lokalitet 60, og stuper mot sør-sørøst med en slak vinkel. En annen er målt ved lokalitet 124, og stuper mot nord med en bratt vinkel. Den siste, målt ved lokalitet 153, stuper mot vest-nordvest og har en nokså slak vinkel (kartutsnitt 3 og 6, vedlegg 1 og 3).

Akseplanene vist i figur 28 representerer fem målinger, som hovedsakelig er konsentrert i den sørlige halvdel av feltområdet (kartutsnitt 5, 6 og 7, vedlegg 3). Akseplanene er hovedsakelig orientert nordøst-sørvest med fall mot nordvest. Det er ett unntak som er orientert vest-nordvest-sør-sørøst, med fall mot sør-sørvest, målt ved lokalitet 153.

### *Lineasjon (L)*

Lineasjon er parallelle linjestrukturer som går gjennom eller fyller en flate i en bergart. Det finnes mange forskjellige typer lineasjoner, som blant annet minerallineasjon og skjæringslineasjon (Fossen & Gabrielsen, 2013).



Figur 29: Punktene viser lineasjoner målt ved tre lokaliteter.

Bare tre lineasjoner ble målt under feltarbeidet (figur 29), så datagrunnlaget er ikke representativt. De er målt ved punktene 41 (minerallineasjon), 78 (minerallineasjon) og 127

(strekingslineasjon). Lineasjonene ved lokalitetene 41 og 127 er orientert omtrent likt. De tre lineasjonene ligger relativt tett i plottet og stuper mot sør og sørvest, ikke ulikt majoriteten av foldeaksene (figur 28).

## 4.2. Resultater fra geokjemiske analyser

Som forklart i bakgrunnskapittelet 2.1.4., gir svartskiferens geokjemiske signatur en god indikasjon på under hvilke forhold den ble avsatt. I dette underkapittelet blir det gjort rede for de geokjemiske egenskapene til Blåhenbekksvartskiferen og svartskifre fra andre enheter i Sør-Trøndelag.

### 4.2.1. EF (enrichment factor)

For å kunne sammenligne de kjemiske egenskapene til ulike svartskifre, kan man regne ut den relative anrikelsen av de forskjellige elementene, EF (enrichment factor). Utregningen av EF er vist i ligning 1. Ettersom  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -innholdet ikke blir påvirket av biologiske eller diagenetiske prosesser, blir innholdet av dette elementet satt i forhold til elementet man vil finne anrikelsen av. I nevneren er verdiene hentet fra en referanseskifer, som for eksempel "average shale" (AS) (Wedepohl, 1971) eller, til sammenligning, "North American Shale Composite" (NASC) (Gromet, Dymek, Haskin & Korotev, 1984). EF-verdiene med NASC som referanse er relativt like AS. I oppgaven blir det derfor bare vist EF diagrammer med AS verdier. Diagrammene med NASC som referanse er til sammenligning vist i vedlegg 6.

$$1) \quad EF = \frac{\left(\frac{\text{element}}{\text{Al}}\right)_{\text{prøve}}}{\left(\frac{\text{element}}{\text{Al}}\right)_{\text{skifer}}}$$

En EF-verdi over 1 tilsier at svartskiferen er anriket på et gitt element i forhold til referanseskiferen, mens EF-verdi under 1 tilsier det motsatte.

#### *Metode for utregning av EF til sporelementer*

I ligning 1 brukes verdien for  $\text{Al}_2\text{O}_3$  for hovedelementene, som alle er oppgitt som oksider.

Man kan ikke gjøre det samme for sporelementene, da disse ikke er oppgitt som oksider, men enkeltelemerter. Dermed må man først gjøre noen utregninger for å finne den riktige verdien å sette inn for Al i ligningen. Disse er beskrevet som følger:

1. Finner molekylmassen for  $\text{Al}_2$  og  $\text{O}_3$ :

Atommassen for Al: 26,98u

Atommassen for O: 16,00u

Molekylmassen for  $\text{Al}_2$ :

$$2 * 26,98 = 53,96\text{u}$$

Molekylmassen for  $\text{O}_3$ :

$$3 * 16,00 = 48,00\text{u}$$

Molekylmassen for  $\text{Al}_2\text{O}_3$ :

$$53,96 + 48,00 = 101,96\text{u}$$

2. Finner forholdet mellom  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{Al}_2$ :

$$\frac{101,96}{53,96} = 1,89$$

3. Finner korrekt verdi for Al i referanseskiferen:

$$\frac{16,70 \text{ (målt } \text{Al}_2\text{O}_3\text{)}}{1,89} = 8,84$$

Man må deretter finne riktig verdi for Al for de andre skifrene ved å gjøre tilsvarende utregning (trinn 3) for de ulike prøvene, før man kan benytte ligning 1.

#### 4.2.2. CIA (chemical index of alteration)

CIA blir brukt for å kunne rekonstruere paleoklimatiske forhold. Denne verdien blir regnet ut ved å bruke ligning 2. CIA-verdiene angir graden av kjemisk forvitring sedimentene ble utsatt for før de ble avsatt på havbunnen. Høye verdier, dvs. over 85, indikerer intens kjemisk forvitring og dermed også tropisk klima, mens verdier fra 50 til 70 indikerer svakere kjemisk forvitring og slik et tørrere klima (Chen et al., 2016).

$$2) \text{ CIA} = \text{molar} \left( \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \right) * 100$$

#### *Metode for utregning av molar*

Verdiene til  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  og  $\text{K}_2\text{O}$  er oppgitt i vektprosent. Dette må gjøres om til molar for videre å kunne settes inn i ligning 2, slik at CIA kan regnes ut. Framgangsmåten er beskrevet som følger:

1. Først utregnes den molare massen til  $\text{Al}_2\text{O}_3$ :

Den molare massen til Al og O er henholdsvis 26,98 g/mol og 16,00 g/mol.

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,98 * 2 + 16,00 * 3 = 101,96 \text{ g/mol}$$

2. Så blir antall mol funnet for 100 g av svartskiferprøven, der x er vektprosent:

$$\text{Mol } \text{Al}_2\text{O}_3 = \frac{x \text{ g}/100 \text{ g}}{101,96 \text{ g/mol}} = 0,0098x \text{ mol}/100 \text{ g}$$

3. Etterpå blir 0,0098x mol/100 g omgjort til molar ved å multiplisere dette med tettheten til  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3970 g/L ("Aluminium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database,"):

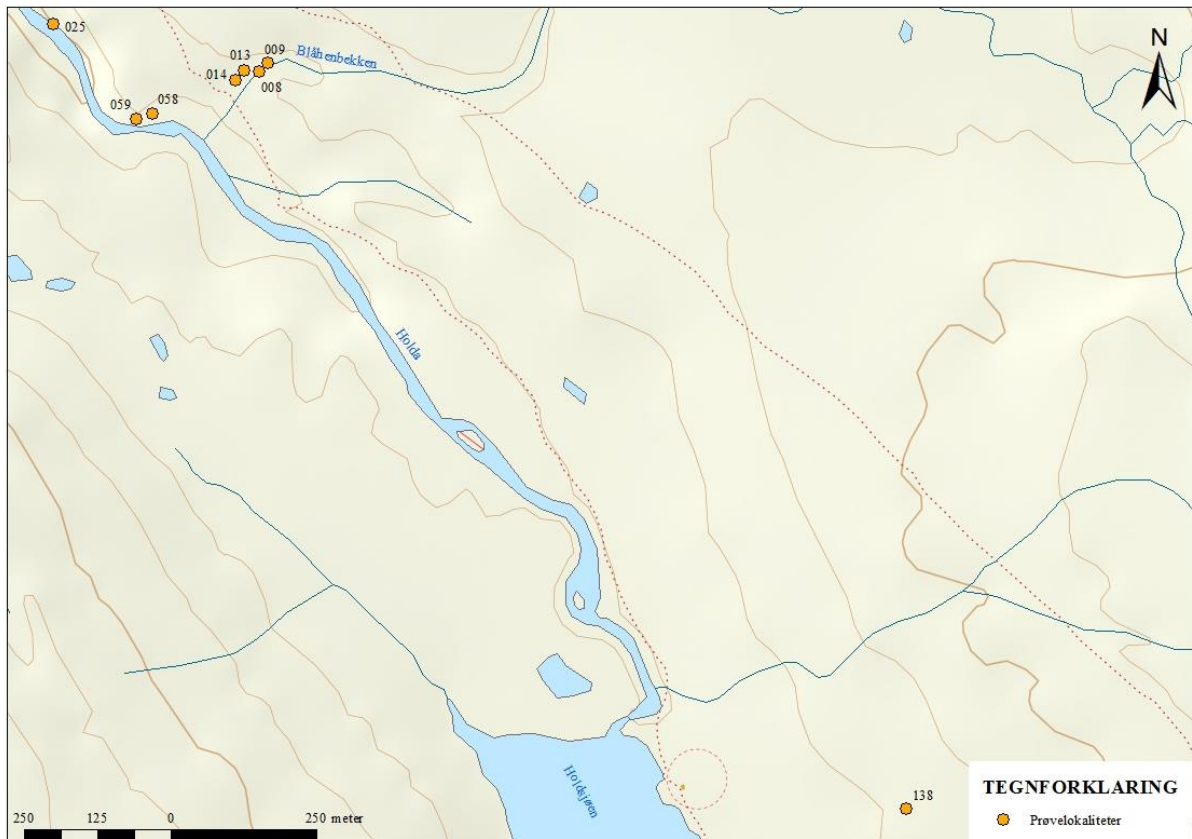
$$0,0098x \text{ mol}/100 \text{ g} * 3970 \text{ g}/\text{L} = 0,3891x \text{ mol}/\text{L}$$



Tilsvarende utregninger er gjort for CaO, Na<sub>2</sub>O og K<sub>2</sub>O, der tetthetene er henholdsvis 3300 g/L, 2300 g/L og 2300 g/L ("Calcium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database," ; "Potassium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database," ; "Sodium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database,").

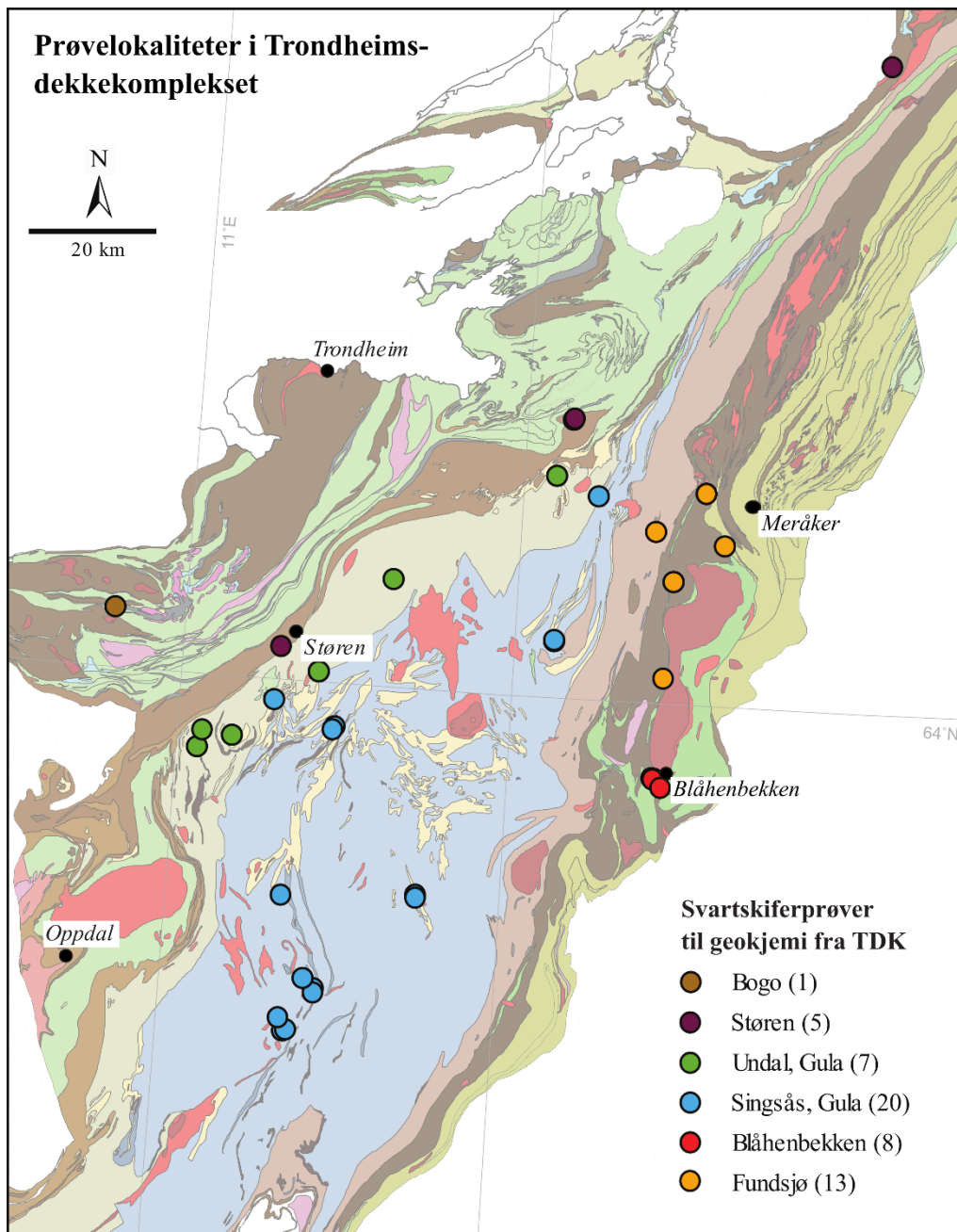
#### 4.2.3. Resultater fra svartskiferlokaliteter i Trondheimsdekkekomplekset

##### *Prøvelokaliteter*



Figur 30: Oversikt over svartskifer-prøvelokalitetene til geokjemisk analyse ved og rundt Blåhenbekken.

Under feltarbeidet i august 2016 ble det tatt prøver fra Blåhenbekklokaliteten (figur 30). Tidligere er det blitt tatt prøver av andre viktige enheter i Trondheimsdekkekomplekset, deriblant Bogo, Støren, Gula (delt i Undal i vest og Singsås i øst) og Fundsjø (Grenne & Gasser, upublisert).

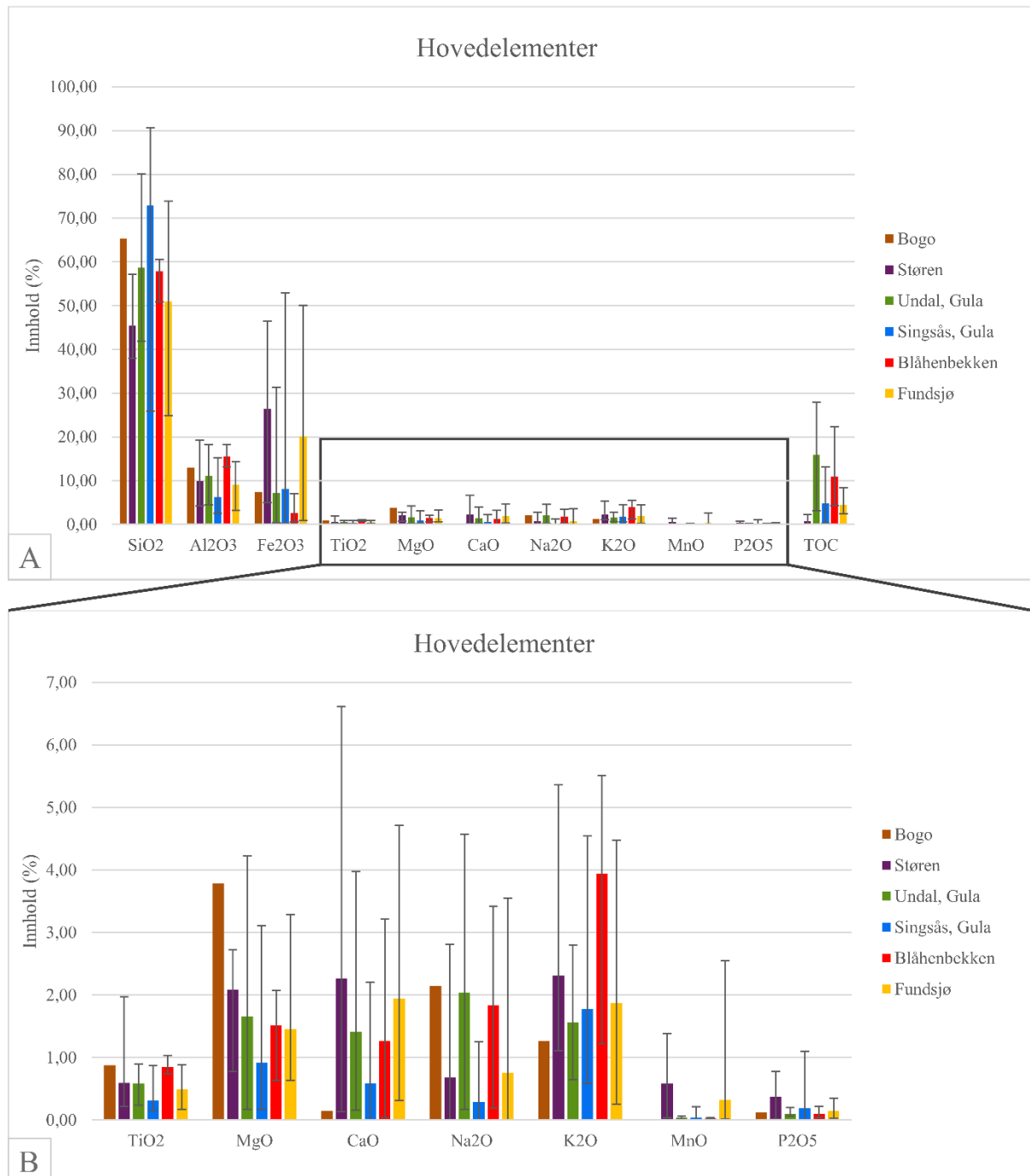


Figur 31: Kart med de ulike prøvelokalitetene i Trondheimsdekkekomplekset (TDK) med berggrunnen i bakgrunnen (for geologisk tegnforklaring, se figur 7, s. 16). Tallene bak navnene er antallet prøver som ble tatt i hver enhet. Prøvene fra Blåhenbekken ble tatt under feltarbeidet til denne oppgaven, mens de resterende prøvene ble tatt tidligere av Tor Grenne og Deta Gasser, NGU (Gasser, upublisert).

Datagrunnlaget for de ulike enhetene er varierende, og det er stor forskjell i hvor stort område prøvene er fra, slik figur 31 viser. For enhetene der det er tatt mer enn én prøve, blir maksimums-, minimums- og gjennomsnittsverdier vist i diagrammene. Det er bare tatt én prøve fra Bogo, derfor har denne bare én verdi.

### Hovedelementetsammensetning av svartskifrene i de ulike enhetene

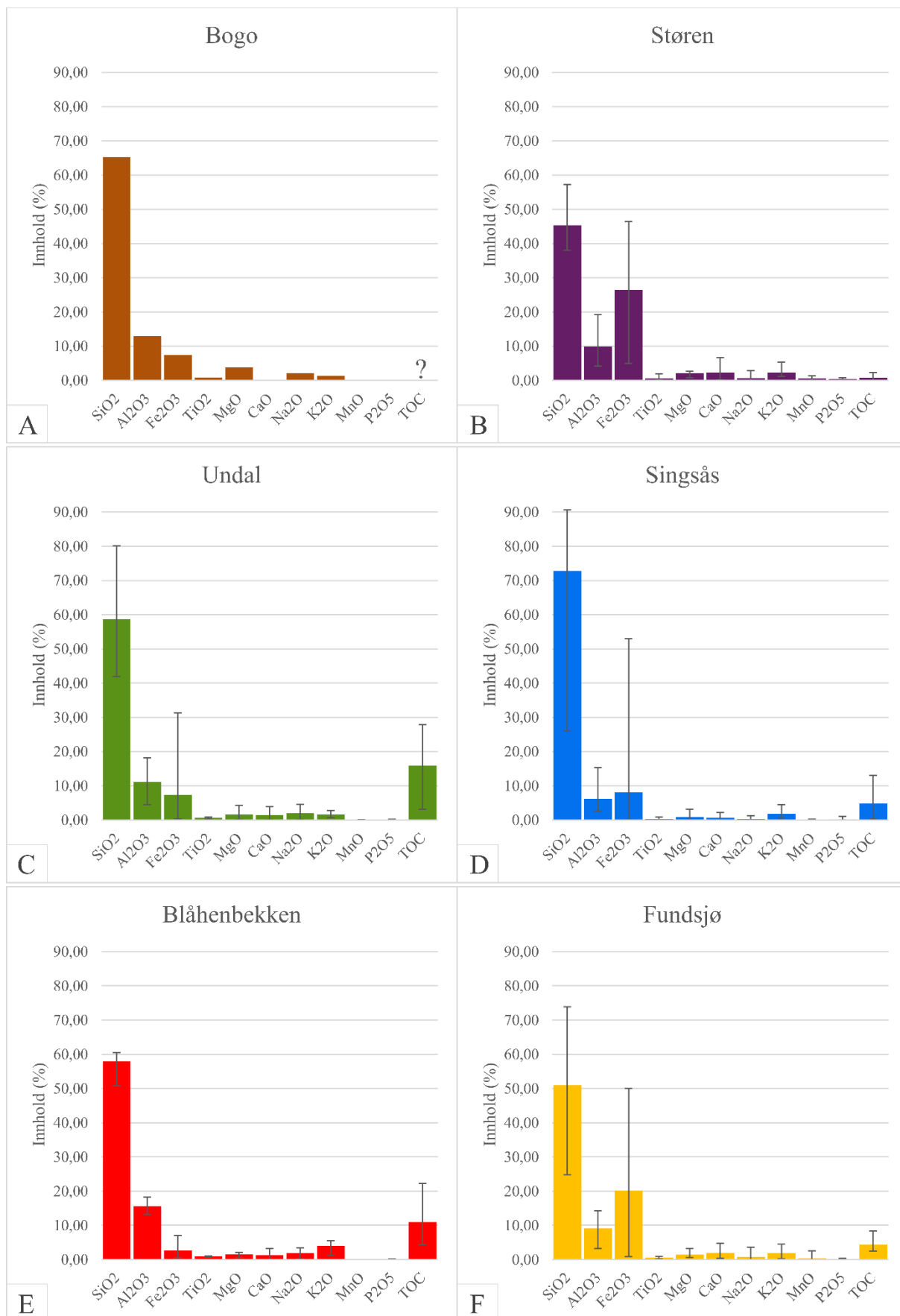
De følgende diagrammene viser verdier for totalt ti hovedelementer, samt total organic carbon (TOC). Verdiene finnes i tabellen i vedlegg 4. I beskrivelsene av diagrammene vil hovedsakelig gjennomsnittet bli omtalt, og innholdet av et gitt element for de ulike enhetene blir sammenlignet.



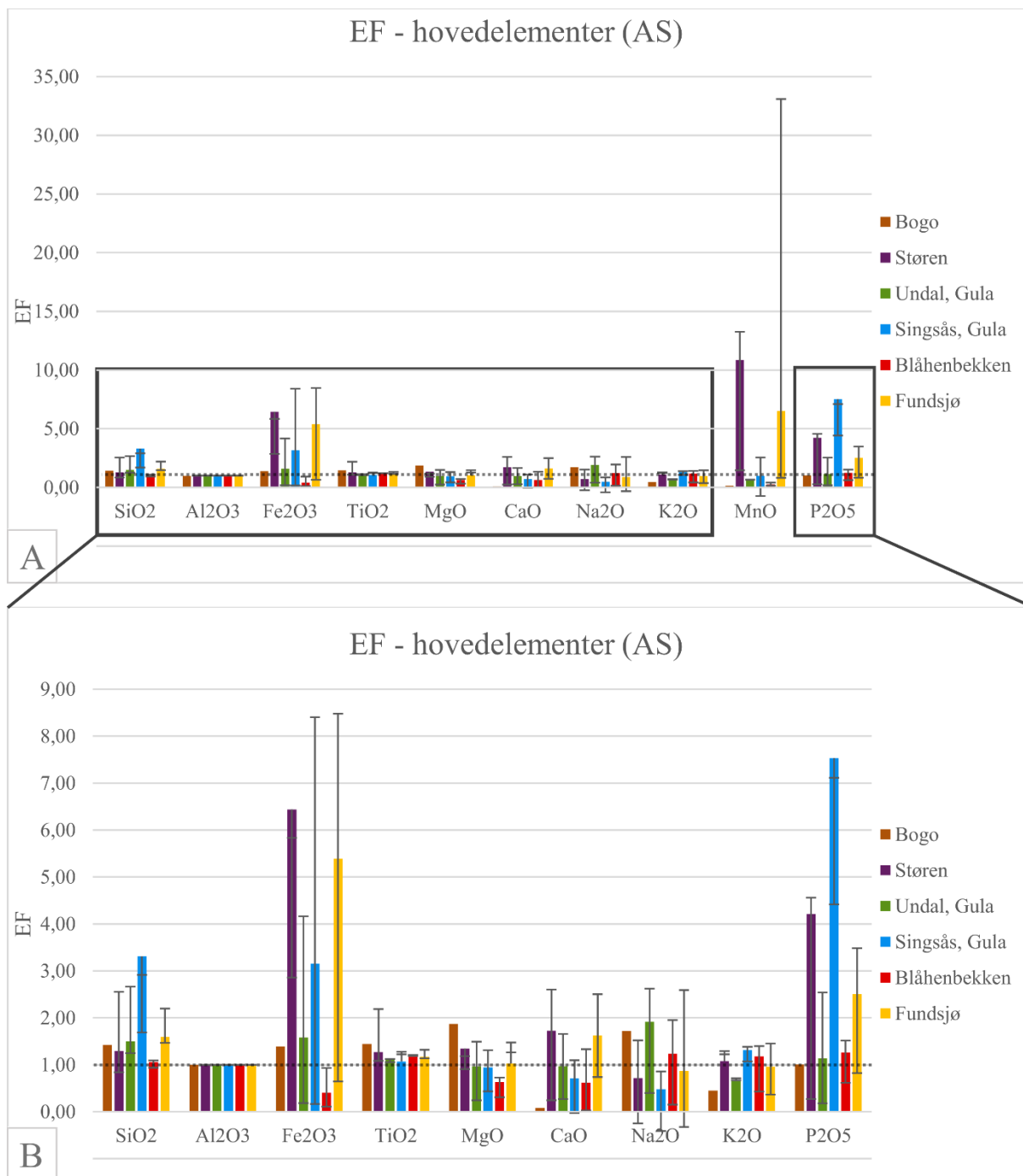
Figur 32: Fremstilling av innholdet av hovedelementer i gruppert stolpediagram. Stolpene viser gjennomsnittsverdiene, mens de svarte linjene med topp- og bunnpunkt indikerer maksimums- og minimumsverdiene der det finnes mer enn én prøve fra enheten.

Diagrammet over (figur 32) viser innholdet av de ulike hovedelementene, samt TOC-verdier for de seks enhetene. TOC-verdien mangler for Bogo. Verdiene til oksidene  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{NaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  og  $\text{P}_2\text{O}_5$  er vanskelig å lese i figur 32A og er derfor fremstilt igjen i figur 32B. Figur 33A-F viser de samme dataene, men fremstilt slik at sammensetningen av elementene skal kunne sammenlignes enhet for enhet.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  utgjør størstedelen av de totale prøvene, og mengden av disse varierer i forhold til hverandre.

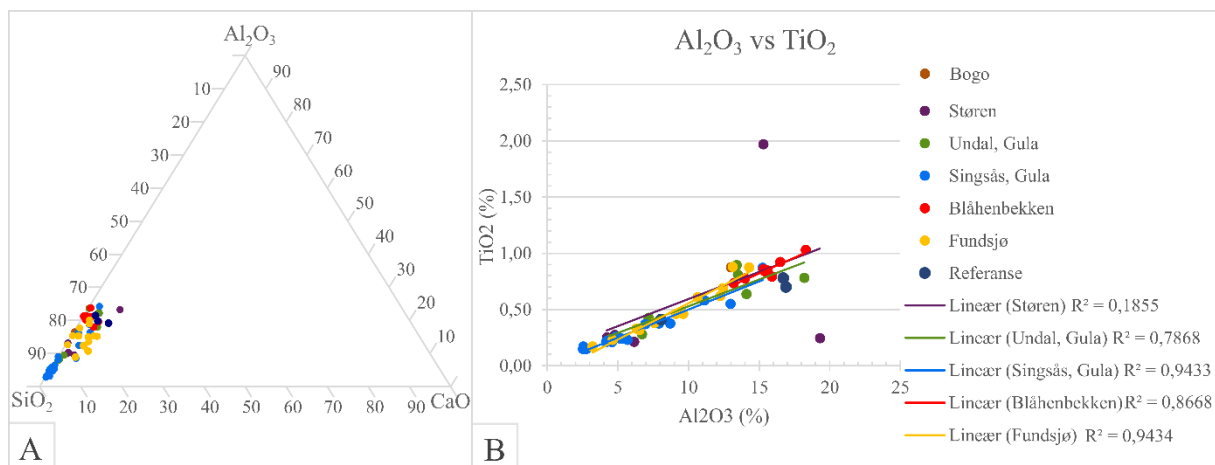




Figur 33: Innholdet av de ulike hovedelementene framstilt for hver enkelt enhet. TOC-verdi for Bogo (A) mangler.



Figur 34: EF-verdi for hovedelementer. Har enheten en EF-verdi på over 1, regnes den som anriket på det aktuelle elementet, mens det motsatte er tilfelle ved EF-verdier under 1. For enkelte av søylene ligger maksimumsverdien under gjennomsnittsverdien, noe som skyldes utregningen av EF, der forholdene mellom maksimums-, minimums-, og gjennomsnittsverdiene for innholdet av elementet og tilsvarende for Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ikke nødvendigvis samsvarer. Stiplet linje markerer EF = 1.



Figur 35: Trekantplott som viser andelen av  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{CaO}$  i forhold til hverandre (A), og  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i forhold til  $\text{TiO}_2$  (B).  $\text{SiO}_2$  er vanligvis tolket som enten terrigent eller biogent, mens  $\text{CaO}$  indikerer produktiviteten til kalkorganismer.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{TiO}_2$  er en god indikasjon for økende tilførsel av terrigent materiale. God korrelasjon mellom disse elementene tyder på at kilden til sedimentet er konstant, eller at det finnes Ti i krystallgitteret til leirmineralene i skiferen (Chen et al., 2016; Ross & Bustin, 2008).  $R^2$ -verdien er et uttrykk for hvor godt verdiene korrelerer. Jo nærmere 1  $R^2$ -verdien er, jo bedre er korrelasjonen.

I figur 35A vises de relative andelene av  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{CaO}$ . Verdiene for alle enhetene ligger nederst i det venstre hjørnet, hvilket vil si at  $\text{SiO}_2$  er det dominerende hovedelementet. I figur 35B ser man at verdiene varierer fra 0,7868 til 0,9434, hvilket tilsier god korrelasjon. Unntaket er Støren, som har en  $R^2$ -verdi på 0,1855.

Tabell 1: CIA (chemical index of alteration). For å komme frem til verdiene i tabellen er ligning 2, som ble introdusert i kapittel 4.2.2., benyttet. Verdi over 85 tilsier intens kjemisk forvitring (Chen et al., 2016).

CIA			
Enhet	Min.	Maks.	Gjennomsnitt
<b>Bogo</b>	79,7	79,7	79,7
<b>Støren</b>	55,5	80,3	65,8
<b>Undal, Gula</b>	60,9	79,0	69,1
<b>Singsås, Gula</b>	49,6	86,2	74,5
<b>Blåhenbekken</b>	59,7	81,0	71,2
<b>Fundsjø</b>	50,2	79,9	64,5

Tabell 1 viser minimums-, maksimums- og gjennomsnittsverdiene for CIA (chemical index of alteration) til de ulike enhetene. Svartskiferen som er brukt som referanse i denne oppgaven har vanligvis CIA-verdier på 70-75, hvilket indikerer moderat kjemisk forvitring (Chen et al., 2016).

## Bogo

Merk at det bare er tatt én prøve fra denne enheten.  $\text{SiO}_2$  er det dominerende elementet i denne prøven (figur 33A). Det er mindre innhold av  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , men vesentlig mer enn de resterende elementene. Det er høyest innhold av  $\text{MgO}$  og  $\text{TiO}_2$  og lavest innhold av  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  og  $\text{P}_2\text{O}_5$  sammenlignet med de andre enhetene (figur 32, 33 og 34).

Figur 34A og B viser at Bogo har de laveste EF-verdiene for  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  og  $\text{K}_2\text{O}$  blant enhetene.

Denne enheten har CIA-verdi på 79,7, som vist i tabell 1. Dette indikerer at sedimentet er produsert av moderat kjemisk forvitring.

## Støren

I Støren er det størst andel av  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mens det er lavt innhold av de andre elementene (figur 33 B). En lignende trend er å se i Fundsjø. Støren skiller seg ut ved å ha lavest innhold av  $\text{SiO}_2$  (under 50%) og høyest innhold av  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (like under 30%), samt høyt innhold av  $\text{CaO}$  og moderat av  $\text{TiO}_2$  og  $\text{MgO}$  sammenlignet med de andre enhetene. Støren har den laveste TOC-verdien blant de av enhetene som har denne verdien registrert (figur 32A).

Som figur 34A viser, er Støren svært anrikt på  $\text{MnO}$ , til tross for at det i figur 33B tilsynelatende er svært lite av dette elementet. Denne enheten har også høye EF-verdier for  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  og  $\text{P}_2\text{O}_5$ , på over henholdsvis 6 og 4.

I figur 35B vises det at det er to prøver fra denne enheten som ikke følger den vanlige  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{TiO}_2$ -trenden.

CIA-verdiene for Støren varierer fra 55,5 til 80,2. Dette tyder på svak til moderat kjemisk forvitring.

## Undal, Gula

Undal har et  $\text{SiO}_2$ -innhold i underkant av 60% (figur 33C). Denne enheten har en høy TOC-verdi, noe over 15%, mens de andre enhetene har en lavere verdi. Figur 34B viser at Undal er den enheten som er mest anrikt på  $\text{Na}_2\text{O}$ . Forholdet mellom  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{TiO}_2$  (figur 35B) er forholdsvis høyt for denne enheten.

Denne enheten har CIA-verdier på 60,9 til 79,0, noe som antyder svak til moderat kjemisk forvitring.



### Singsås, Gula

Singsås har et SiO<sub>2</sub>-innhold på over 70%, mens innholdet av Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ligger begge under 10% (figur 33D). De andre enhetene har lavere SiO<sub>2</sub>-innhold enn Singsås. Singsås har det laveste innholdet av Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, på rundt 6%. Figur 35A viser det høye SiO<sub>2</sub>-innholdet, mens figur 35B viser at forholdet mellom Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og TiO<sub>2</sub> er nokså lavt.

I figur 34 B ser man at denne enheten er svært anrikt på P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, med en EF-verdi på omtrent 7,5, og mest anrikt på K<sub>2</sub>O, med en EF-verdi på omtrent 1,3. Til gjengjeld er den ikke anrikt på Na<sub>2</sub>O og CaO (figur 34).

CIA-verdiene for Singsås er nokså varierende, og ligger mellom 49,6 og 86,2. Dette indikerer svak til intens kjemisk forvitring.

### Blåhenbekken

Denne enheten har et høyt innhold av Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (ca. 15%), og et SiO<sub>2</sub>-innhold som ligger i underkant av 60% (figur 33E). Innholdet av Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ligger på ca. 3%, hvilket er det laveste Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-innholdet blant enhetene. Blåhenbekken skiller seg ut fra de andre enhetene ved å ha et noe høyere K<sub>2</sub>O-innhold (ca. 4%) enn de andre enhetene.

Figur 34A og B viser at Blåhenbekken har en noe mindre variasjon i EF-verdier for de ulike elementene. EF-verdiene for Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og MnO avviker fra dette ved at de er en del lavere enn for de andre elementene. Denne enheten er også minst anrikt på MgO og lite på CaO.

Som figur 35B viser, er denne enheten, sammen med Undal, den som har det høyeste forholdet mellom Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og TiO<sub>2</sub>.

Som vist i tabell 1, har denne enheten CIA-verdier fra 59,7 til 81,0, noe som tyder på svak til moderat kjemisk forvitring.

### Fundsjø

Fundsjø har et SiO<sub>2</sub>-innhold på omtrent 50% og et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-innhold på omtrent 20% (figur 33F). Disse to elementene er henholdsvis lavere og høyere enn i de andre enhetene, med unntak av Støren. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-innholdet er relativt likt de andre enhetene, og ligger så vidt i underkant av 10%.

Denne enheten er sammen med Støren den som er mest anrikt på MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og CaO, som figur 34A og B viser. Den er i tillegg blant de tre enhetene som er mest anrikt på P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

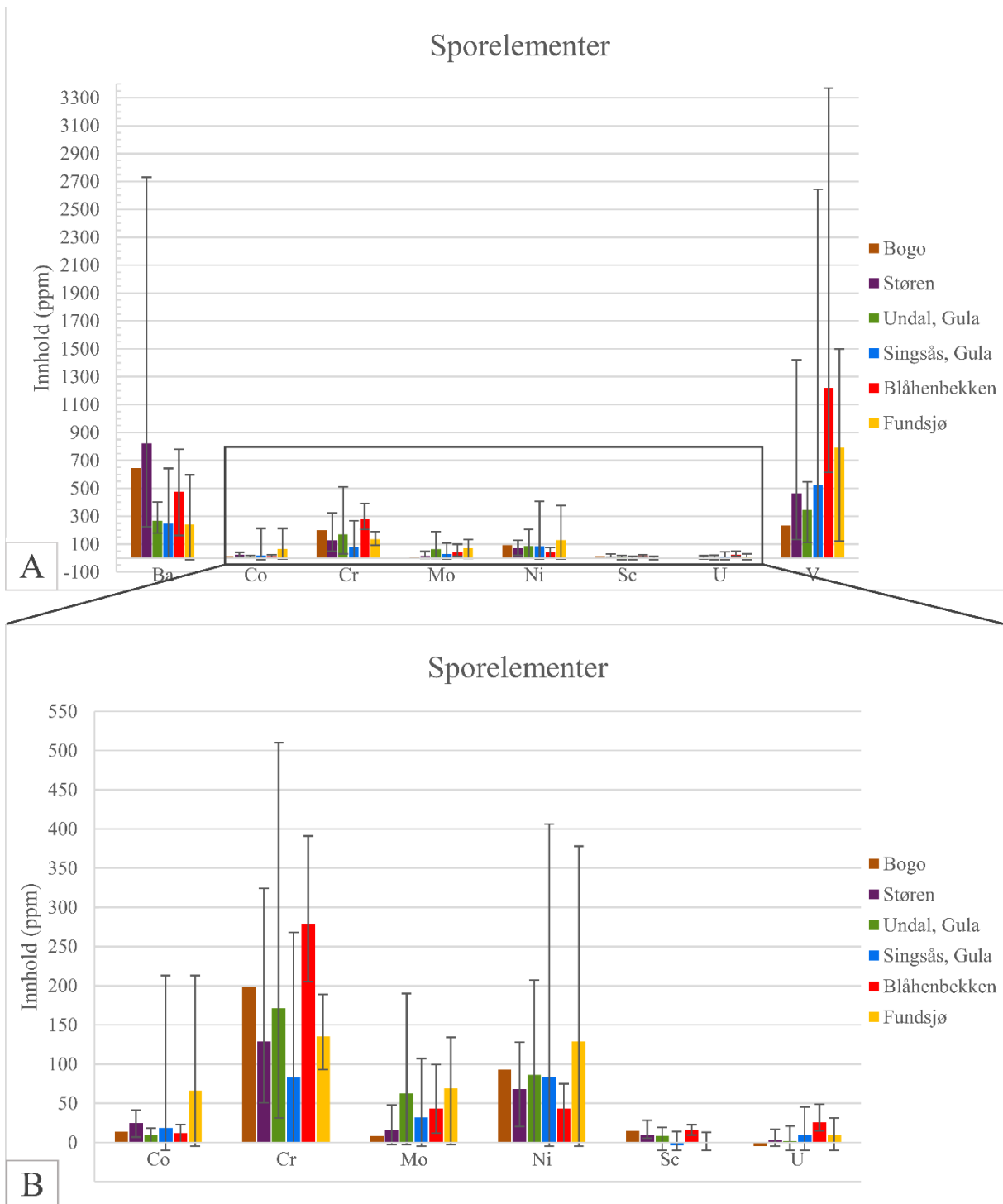
Generelt ser det ut til at de kjemiske sammensetningene av hovedelementene til Fundsjø og Støren er nokså like.

Fundsjøes CIA-verdier varierer mellom 50,1 og 79,9. Dette tilsier svak til moderat kjemisk forvitring.

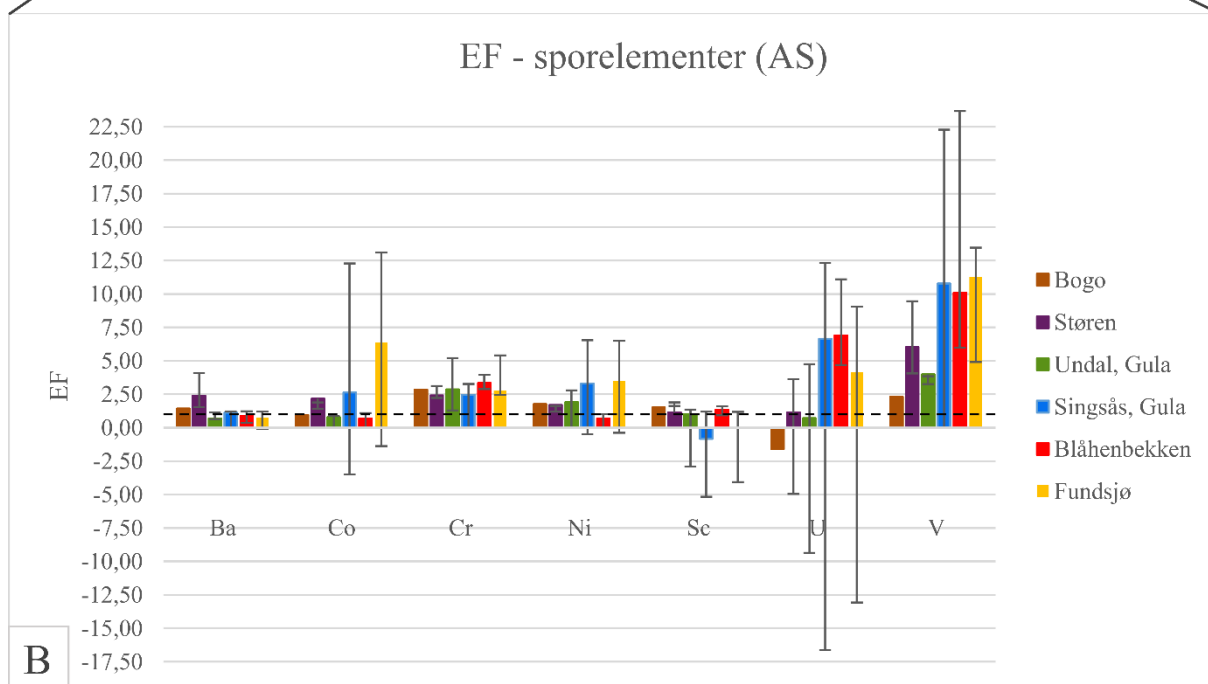
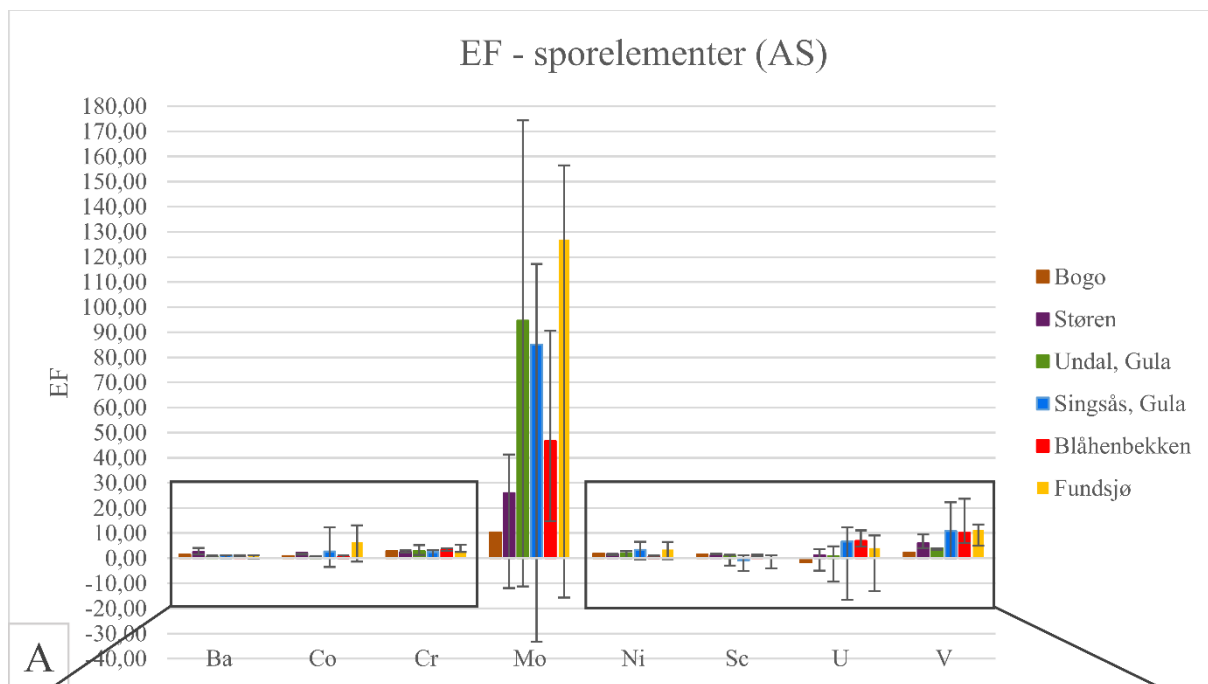
#### *Sporelementsammensetning av svartskifrene i de ulike enhetene*

De geokjemiske analysene ga verdier for totalt 30 sporelementer. Disse er vist i vedlegg 5. I denne oppgaven blir det lagt vekt på åtte av disse (Ba, Co, Cr, Mo, Ni, Sc, U og V). Man har besluttet å vektlegge disse elementene fordi man har valgt å fokusere på to aspekter ved avsetningsforholdene til svartskifre: reduserende betingelser og produktivitet. Ut fra innholdet av Ba og hovedelementet  $P_2O_5$ , vil man kunne forstå noe om produktiviteten i paleohavet. De resterende sporelementene er redoks-sensitive elementer som vil kunne si noe om de reduserende forholdene (Chen et al., 2016).

Hovedtrenden er at det generelt er et høyt innhold av Ba, Cr og V (figur 36A og B), og at svartskifrene ofte er svært anriket på Mo, U og V, med enkelte unntak.



Figur 36: Innholdet av sporelementer gitt i ppm. Søylen angir gjennomsnittsverdiene, mens de svarte linjene viser maksimums- og minimumsverdiene.



Figur 37: EF for sporelementer. Stiplet linje markerer EF = 1.

Figur 36A og B viser innholdet av de åtte sporelementene som vektlegges i denne oppgaven, mens figur 37A og B viser sporelementenes EF-verdier.

### Bogo

Denne enheten har et relativt høyt innhold av Ba, Cr, Ni og Sc (nest høyest for alle de elementene sammenlignet med de andre enhetene, figur 36A). Bogo har lavest innhold av Mo, V og U. U er iøynefallende i figur 36B, da dette elementet har en negativ verdi. Det vil si at mengden er under deteksjonsgrensen. Bogo er anriktet på Mo, Ba, Cr, Ni, Sc og V



sammenlignet med AS (figur 37). EF-verdiene for de resterende elementene i Bogo skiller seg lite fra de andre enhetene, og ligger i de fleste tilfeller rundt 1. Unntaket er EF-verdien for U, som er negativ ettersom innholdet også ble gitt som en negativ verdi i figur 36A og B.

### Støren

Støren har det høyeste innholdet av Ba, men ellers ikke noen særlig høye innhold av sporelementer sammenlignet med de andre enhetene (figur 36A og B). Sammenlignet med de andre har Støren et lavt innhold av Mo og U.

Denne enheten er anriket på flere av elementene, mest på Mo, V og Cr (figur 37A og B). I forhold til de andre enhetene er Støren ikke spesielt anriket på noen av elementene, med unntak av Ba. For dette elementet er det Støren som har den høyeste EF-verdien.

### Undal, Gula

Denne enheten har det nest høyeste innholdet av Mo, og er dermed også blant de som er mest anriket på dette elementet, med en EF-verdi på over 90 (figur 37A). Undal har også blant de høyeste innholdene av Cr og Ni (figur 36A og B).

### Singsås, Gula

Singsås er blant enhetene som inneholder mest V (figur 36A). Innholdet av Sc ligger under null, fordi Sc-innholdet i 15 av de 20 prøvene ligger under deteksjonsgrensen (vedlegg 5). Den er i likhet med flere andre enheter anriket på både Mo, U og V (figur 37A og B).

### Blåhenbekken

Blåhenbekken har et høyt innhold av sporelementer generelt, spesielt Ba, Cr, Ni, U og V (figur 36A og B). Maksimumsverdien til innholdet av V er så høy at det går utenfor instrumentets måleområde. Gjennomsnittsverdien til dette elementet kan derfor ikke regnes som fullstendig representativ. Den har høye EF-verdier for Mo, U og V og er dermed anriket på disse elementene. EF-verdien for Ni ligger på eller like under 1, hvilket vil si at denne enheten har lite Ni sammenlignet med AS.

### Fundsjø

Fundsjø har i likhet med Blåhenbekken generelt høyt innhold av sporelementer. Spesielt Co, Mo og Ni, men også V, skiller seg ut fra de andre enhetene (figur 36A og B).

I figur 37A og B ser man at Fundsjø er svært anriket på Mo og V. Sammenlignet med de andre enhetene er det Fundsjø som er mest anriket på disse elementene i tillegg til Co. Den er ellers anriket på flere elementer, men skiller seg der lite fra de andre enhetene.

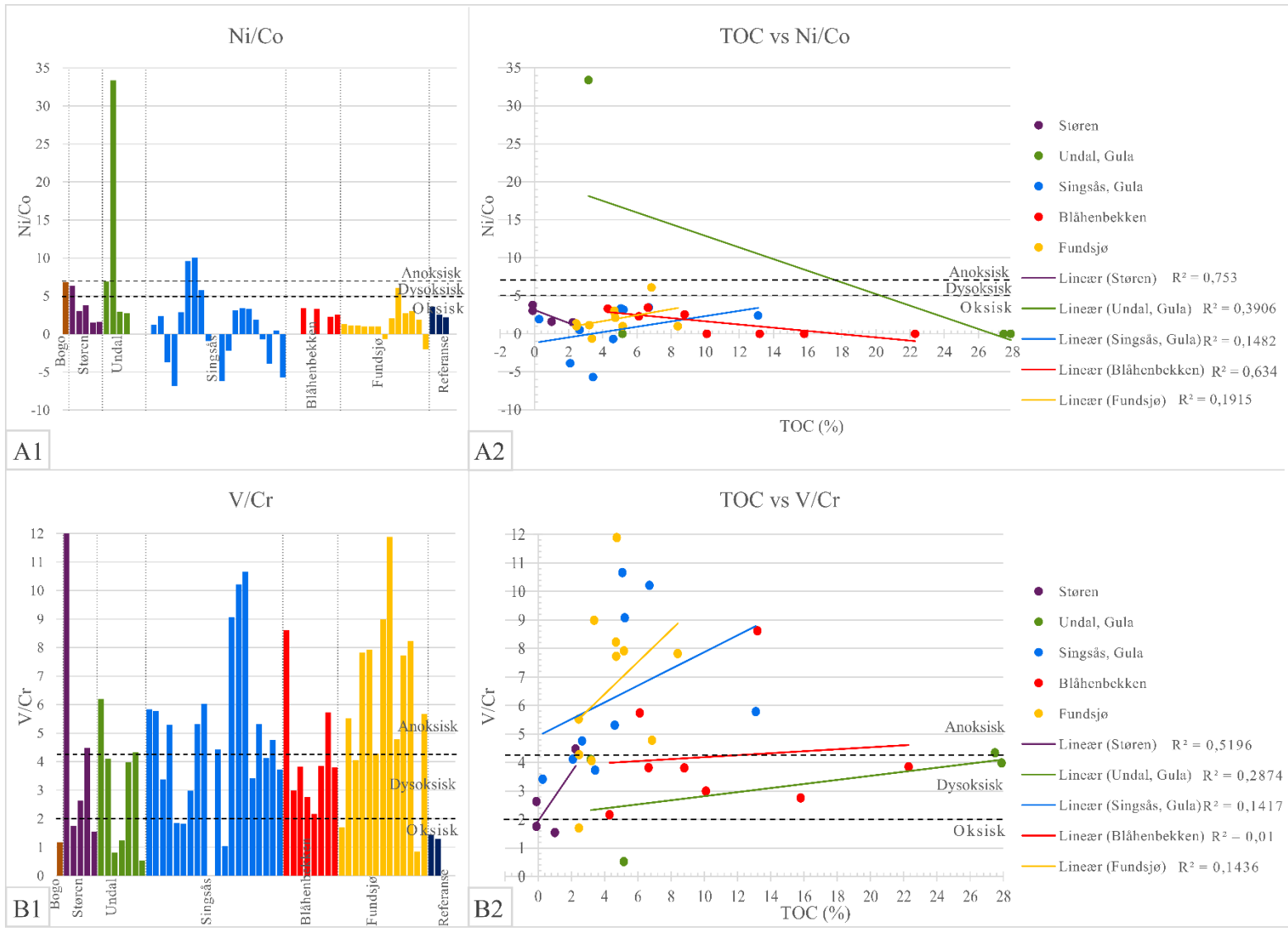
Tabell 2: Oppsummering av de viktigste geokjemiske trekkene for hver enhet, sammenlignet med de andre enhetene.

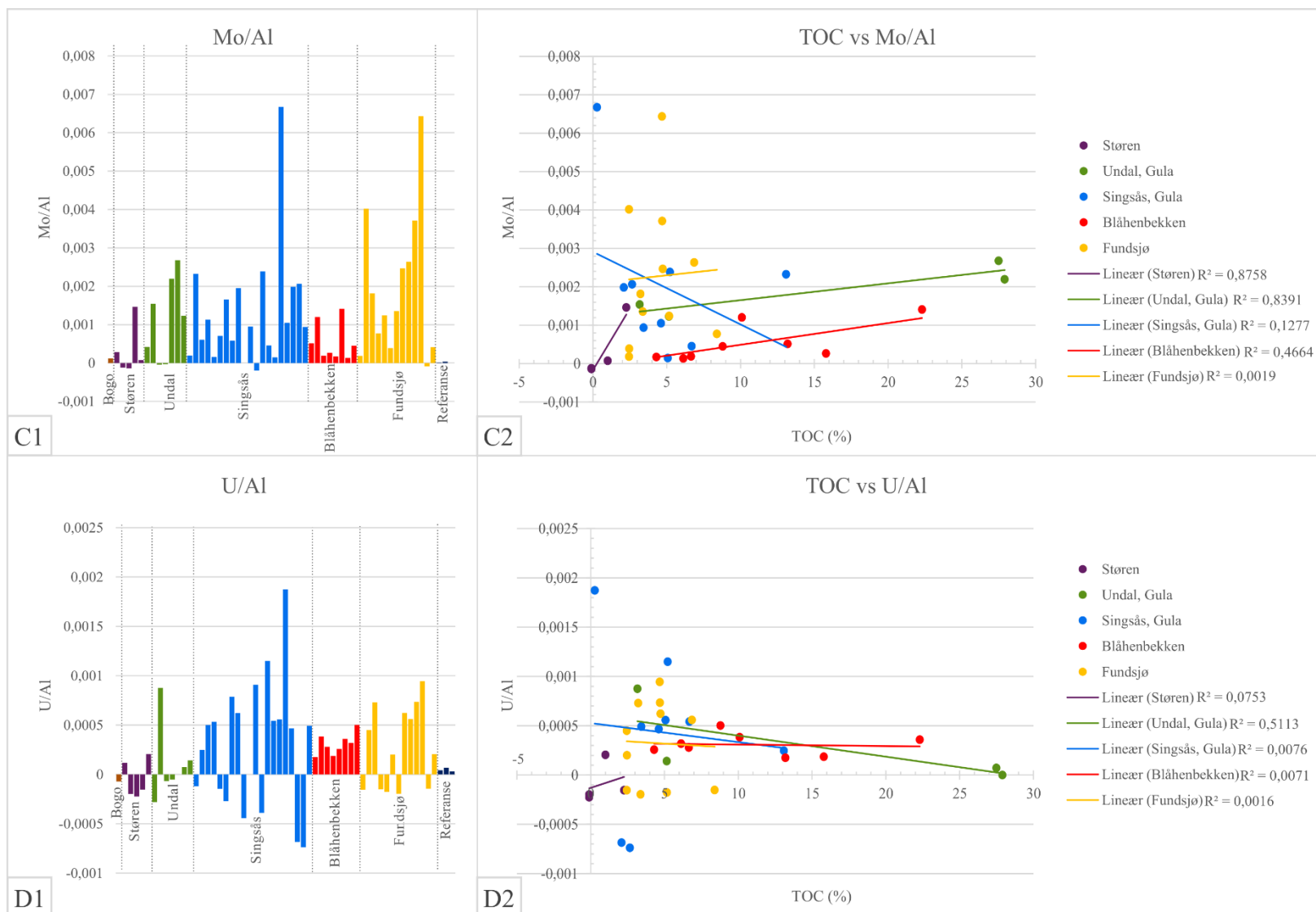
Enhet	Hovedelementer				Sporelementer			
	Totalt innhold		Anrikelsesfaktorer		Totalt innhold		Anrikelsesfaktorer	
	Høyest	Lavest	EF Høyest	EF Lavest	Høyest	Lavest	EF Høyest	EF Lavest
<b>Bogo</b>	TiO <sub>2</sub> , MgO, Na <sub>2</sub> O	CaO, K <sub>2</sub> O	MgO	CaO, K <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Mo, U, V	Sc, V	U
<b>Støren</b>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, MnO, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO		Ba		Ba	
<b>Undal, Gula</b>			Na <sub>2</sub> O			Co		Ba
<b>Singsås, Gula</b>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> , MgO, Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O		Cr, Sc		Cr, Sc
<b>Blåhen- bekken</b>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , K <sub>2</sub> O	MnO, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		SiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO	Cr, Sc, U	Ni,	Cr, U	Co, Ni
<b>Fundsjø</b>					Co, Mo, Ni, V	Ba,	Co, Ni	V

Tabell 2 oppsummerer de viktigste geokjemiske trekkene for hver enhet, sammenlignet med de andre enhetene. Fundsjø har verken høyest eller lavest innhold av noen av hovedelementene, men har til gjengjeld ytterpunktene for flere sporelementer. Singsås og Støren har derimot ytterpunktene for flere hovedelementer, men for svært få sporelementer.

#### *Sporelementforhold som indikatorer på avsetningsmiljø*

Forskjellige forfattere har presentert ulike sporelementforhold som indikatorer på oksiderende eller reduserende forhold under avsetningen. For å teste om disse kan brukes, er et utvalg plottet i dette underkapittelet.





Figur 38: Framstilling av sammenhengen mellom redoks-sensitive elementer og TOC. Ingen grenseverdier er gitt for Mo/AI og U/AI (Ross & Bustin, 2008). Stiplede linjer i A1-B2 markerer grenseverdiene.



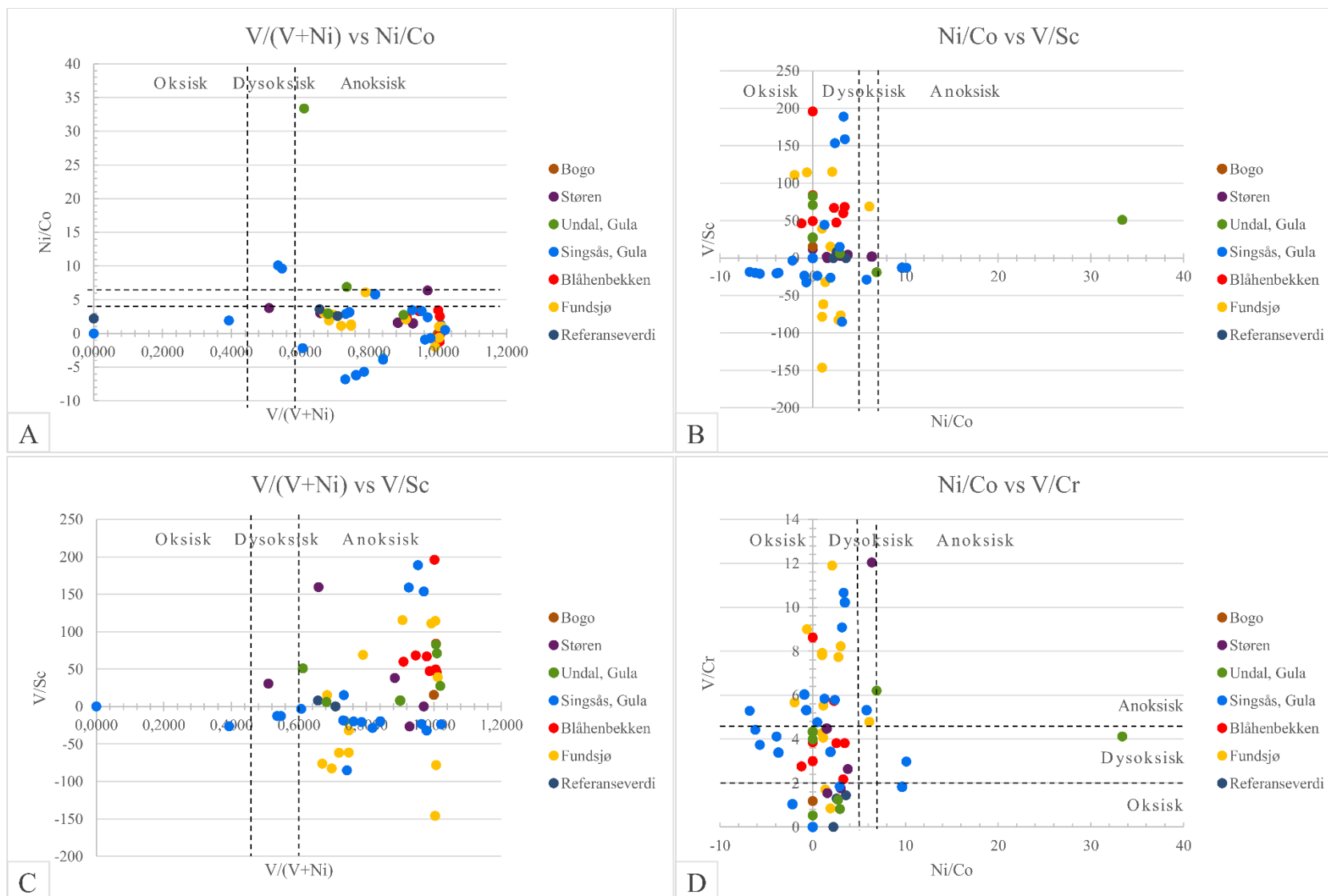
Forholdene mellom noen av sporelementene kan være indikatorer på avsetningsforhold. Ni/Co, V/Cr, Mo/Al og U/Al (figur 38A-D) kan alle være indikatorer på bunnvannsforholdene under avsetning av svartskifer (Ross & Bustin, 2008).

Ni/Co-forhold på over 7 antyder anoksiske forhold, mens man har oksiske forhold dersom denne verdien er under 5 (Jones & Manning, 1994). Figur 38A1 viser Ni/Co-forholdet for hver enkelt prøve fra de ulike enhetene. De er generelt nokså lave, med ett unntak i Undal som har en langt høyere verdi og noen i Singsås som ligger over 7. I figur 38A2 er R<sup>2</sup>-verdiene generelt lave, og trendlinjene både stiger og faller. Det er altså ingen entydig sammenheng, ettersom Ni/Co burde bli høyere med økende TOC dersom denne indikatoren skulle fungere.

V/Cr-forhold ble også foreslått som indikator på avsetningsforhold. Verdier over 4,25 tilsier anoksiske forhold, mens lavere verdi enn 2 antyder oksiske forhold (Jones & Manning, 1994). I figur 38B1 ser man at forholdet mellom V og Cr er noe varierende, men at det for de fleste prøvene er nokså høyt. Spesielt i Singsås og Fundsjø ligger mange prøver over 4,25. Prøvene viser at V/Cr øker med innholdet av TOC, selv om det er stor spredning i dataene (figur 38B2) (Jones & Manning, 1994).

Ross & Bustin (2008) foreslo å bruke Mo/Al som en indikator på anoksiske forhold, men fastsatte ingen grenseverdier for disse forholdene. I figur 38C1 er Mo/Al-verdiene nokså varierende. De fleste enhetene har økende Mo/Al med TOC (figur 38C2), med unntak av Singsås, som har en nedadgående trend.

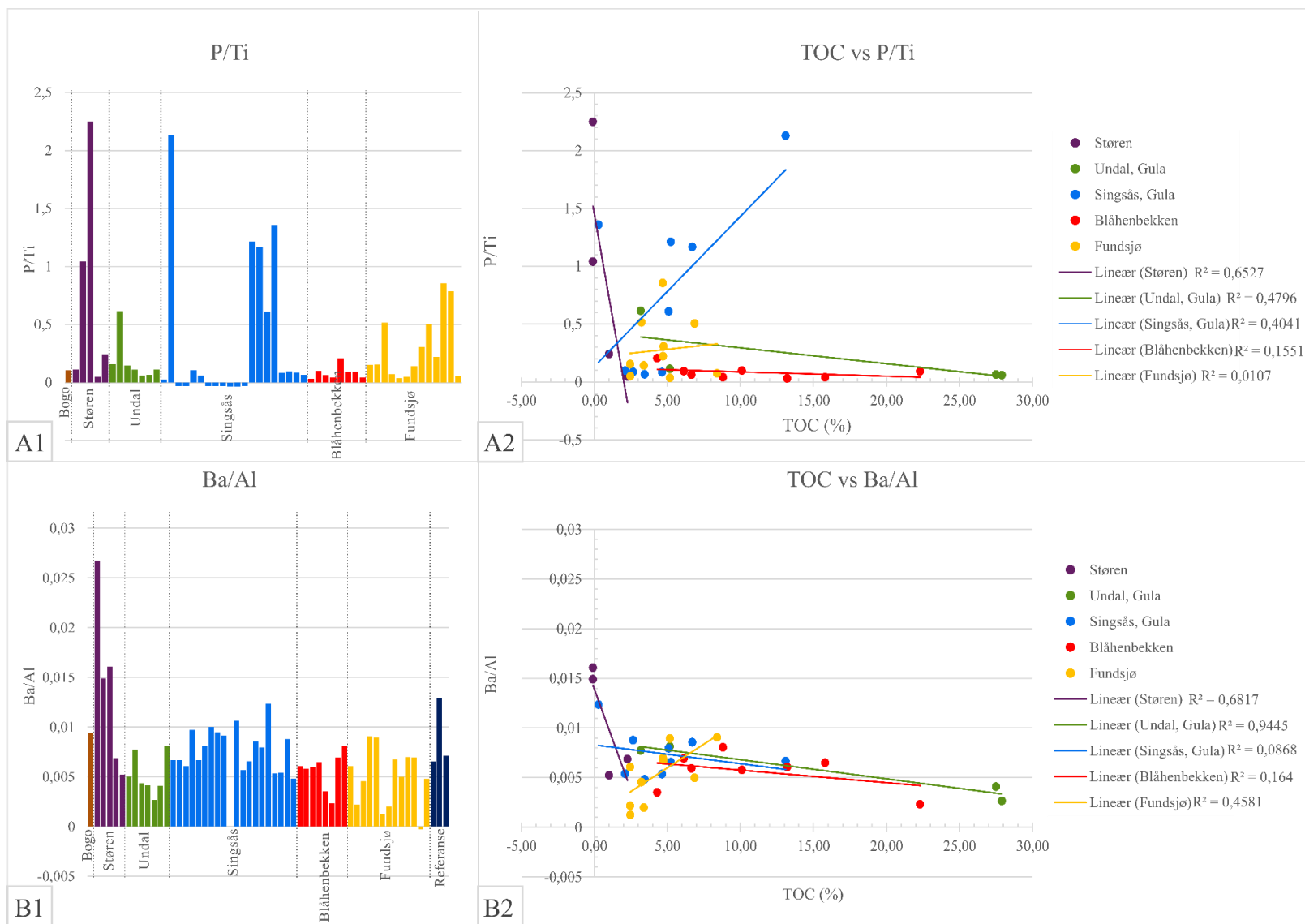
Forholdet mellom U og Al er også blitt foreslått som en indikator på bunnvannsforholdene (Ross & Bustin, 2008). Høyt U/Al indikerer anoksiske og/eller sulfidiske forhold. I figur 38D1 og D2 ser man at det er stor variasjon i data. U/Al avtar noe med økende TOC-innhold i de fleste enheter. Unntaket er Støren, der forholdet øker med økende TOC.



Figur 39: Framstilling av under hvilke forhold de fleste svartskifrene det er tatt prøver av ble avsatt (Chen et al., 2016). Stiplede linjer markerer grenseverdiene, der disse er kjent.

Forholdene  $V/(V+Ni)$ ,  $Ni/Co$ ,  $V/Sc$  og  $V/Cr$  er blitt brukt som indikatorer på reduserende forhold (Chen et al., 2016). Høyt  $V/(V+Ni)$  tyder på reduserende forhold i vannsøylen. For  $V/(V+Ni)$  er grensen mellom oksiske og dysoksiske forhold på 0,46, mens grensen mellom dysoksiske og anoksiske forhold ligger på 0,6. Grenseverdiene for  $Ni/Co$  og  $V/Cr$  er de samme som beskrevet i forbindelse med figur 38, mens det ikke er satt noen grenseverdi for  $V/Sc$ . For å kunne tydeliggjøre indikasjonen på reduserende forhold, er det forsøkt å plote indikatorer på reduserende forhold mot hverandre (figur 39) (Chen et al., 2016; Jones & Manning, 1994).

Figur 39 viser noe motsigende resultater ettersom det i figur 39A og C vises at de fleste prøvene tyder på anoksiske forhold, mens figur 39B og D tyder på mer oksiske forhold. Det er vanskelig å plassere prøvene fra de ulike enhetene innenfor ett avsetningsforhold, ettersom de plotter ulikt i de fire forskjellige diagrammene.



Figur 40: Framstilling av sammenheng mellom elementer sensitive for biologisk produktivitet i forhold til TOC (Chen et al., 2016).

For å få diagrammene i figur 38C1-D2 og 40A1-B2 til å stemme, måtte vektprosent gjøres om til mol. Det måtte videre gjøres om til ppm slik at enhetene på aksene ble like.

Utregningsmetoden er beskrevet som følger, i et eksempel der x% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gjøres om:

1. Først regnes den molare massen til Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ut:

Den molare massen til Al og O er henholdsvis 26,98 g/mol og 16,00 g/mol.

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,98 * 2 + 16,00 * 3 = 101,96 \text{ g/mol}$$

Så finner man antall mol:

$$\text{mol Al}_2\text{O}_3 = \frac{x \text{ g}/100 \text{ g}}{101,96 \text{ g/mol}} = 0,0098x \text{ mol}/100 \text{ g}$$

Siden det er to Al-atomer i molekylet, multipliseres det med to:

$$\text{Mol Al} = 0,0098x \text{ mol}/100 \text{ g} * 2 = 0,0196x \text{ mol}/100 \text{ g}$$

2. Etterpå blir Al mol omgjort til gram Al:

$$0,0196x \text{ mol}/100 \text{ g} * 26,98 \text{ g/mol} = 0,5292x \text{ g}/100 \text{ g}$$

3. Så multipliseres det med 10 000 for å få rett benevning:

$$1 \text{ mg/kg} = 1 \text{ ppm}$$

$$0,5292x \text{ g}/100 \text{ g} = 5292x \text{ mg/kg} = 5292x \text{ ppm}$$

P/Ti og Ba/Al er foreslått som indikatorer på produktivitet. Forholdene mellom elementene øker ved økende produktivitet (Chen et al., 2016). Figur 40A1 viser at prøvene fra Støren og Singsås stort sett har nokså lavt P/Ti, med noen høyere verdier. Fundsjø viser også en del variasjon i dette forholdet. I figur 40A2, der P/Ti er plottet i forhold til TOC, korrelerer Støren godt, mens Singsås og Undal korrelerer noe mindre. Prøvene fra Blåhenbekken og Fundsjø korrelerer lite. Det er ingen tydelig sammenheng mellom mengden TOC og P/Ti, fordi trendlinjene har ulik retning og helning. Ettersom antallet prøver er forskjellig fra enhet til enhet, kan det også være varierende hvor representative resultatene er.

En annen indikator for paleoproduktivitet kan være Ba/Al, som øker ved økende produktivitet (Chen et al., 2016). Korrelasjonen mellom TOC og Ba/Al er svært god for Undal og god for Støren, men mindre god for Fundsjø, Blåhenbekken og Singsås (figur 40B2). Heller ikke dette diagrammet viser noen tydelig sammenheng mellom Ba/Al og TOC, ettersom trendlinjene i likhet med figur 38A2 har ulik retning og helning.



## 5. Diskusjon

Det er begrenset med geologisk informasjon og geologiske berggrunnskart over feltområdet rundt Blåhenbekken. Dannelsesmiljø, geologisk historie og tektonisk opphav av området er noe omdiskutert. Resultatene fra kartleggingen i felt i anledning denne oppgaven og geokjemiske analyser viser at det er forholdsvis stor variasjon i geologien i området. Kartleggingen og prøvene av svartskifre fra Sør-Trøndelag kan være med på å avdekke den geologiske historien og avsetningsmiljøet, for å avklare hvilken enhet Blåhenbekksvartskiferen tilhører.

I dette kapittelet vil den geologiske utviklingen og betydningen av geokjemien bli drøftet. Først blir dannelsesmiljø og geologisk historie til Blåhenbekken og omegn diskutert, så blir betydningen av de geokjemiske analysene fra hele Trondheimsdekkekomplekset vurdert. Til slutt blir resultatene, sammen med den teoretiske bakgrunnen, diskutert for å tolke tektonisk opphav til hele området.

### 5.1. Diskusjon og tolkning av dannelsesmiljø og geologisk historie til Blåhenbekklokaliteten

I feltområdet ble det observert tre typer bergartsgrupper, metavulkanske, metasedimentære og yngre intrusive bergarter. Heretter følger en diskusjon og tolkning av dannelsesmiljø og geologisk historie til disse bergartene, fra eldst til yngst.

#### 5.1.1. Metavulkanske bergarter

Forekomsten av de metavulkanske bergartene i feltområdet innebærer at de har blitt dannet ved vulkansk aktivitet. Navnet "metavulkanske bergarter" tilsier at bergartene har gjennomgått noe metamorfose. Den hyppigst forekommende metavulkanske bergarten i området er amfibolitt, samtidig som det også ble funnet felsisk vulkanitt (figur 9, s. 23 og kartutsnitt 5 og 6, vedlegg 1).

#### *Amfibolitt*

Amfibolitt er en metamorf bergart der gabbro, basalt eller kalkrike sedimenter kan være moderbergartene. Amfibolitten dekker store deler av feltområdet. Det at denne bergarten er den som er mest deformert og skifrig, tilsier at den er den eldste av bergartene i området. Dette forsterkes av at det ikke er basaltiske ganger, som kan være tilførselsganger til basaltlavaene, som kutter de andre bergartene. Bergarten opptrer både som homogen finkornet, i form av deformerte puter og som påvirket av rust.

Enkelte steder i feltområdet er det bevart deformerte puter som en del av amfibolitten. Dette tilsier at moderbergarten til amfibolittene trolig ikke er gabbro eller kalkrike sedimenter, men basalter. Det er mulig at alle amfibolittene, både med og uten putestrukturer, representerer submarine lavastrømmer av omtrent samme alder.

Flere steder er amfibolitten svært rusten. Rusten er et tydelig tegn på innhold av Fe, fordi rust oppstår når O og H<sub>2</sub>O reagerer med Fe. Da binder Fe seg til O, slik at Fe blir utskilt til Fe-oksider i form av rust. Områder der det er rust på overflaten er typisk områder med konstant tilgang på O og H<sub>2</sub>O, som for eksempel i nærheten av kilder og våtmarksområder eller lignende. Rustsonen kan dekke en liten del av blotningen, mens det ellers i den samme bergarten ikke er rust. Disse områdene vil da ikke ha den samme konstante tilførselen av vann som kan gjøre at det blir utfelt Fe-oksider.

Områdene der det er amfibolitt med rust tenderer til å være i svakhetssoner som foliasjonslag og sprekker, eller på overflaten. Tilstedeværelsen av rust i svakhetssoner indikerer at det er mindre motstandsdyktige partier i bergarten eller mellom to bergarter, slik at de har blitt eksponert for vann og luft. Det ser altså ut til at rusten i mange tilfeller er et yngre fenomen, men noen mer gjennomgående rustsoner kan også være eldre, slik som for eksempel sulfidforekomsten ved Blåhenbekken. I nærheten av denne ble det funnet pyritt, som inneholder relativt mye og lettøselig Fe. Innhold av andre jernholdige mineraler som hematitt og magnetitt kan også føre til utfelling av rust ved reaksjon med vann og luft.

### *Sulfidrike soner*

Sulfidforekomsten som ble funnet ved Blåhenbekken kan ha sitt opphav i såkalte "black smokers", dvs. hydrotermale skorsteiner, som fantes på havbunnen da lavaen strømmet ut. Disse blir dannet ved at sjøvann trenger ned i sprekker i den oseanske skorpen og varmes opp av magmaen. Vannet blir anrikt på elementer som Co, Fe, Si og svovel (S), og i enkelte tilfeller Ag og gull (Au). Det varme vannet stiger så til overflaten, og når det møter det kalde sjøvannet, blir elementene utfelt rundt åpningen, noe som ofte danner skorsteinlignende strukturer (Lutgens, Tarbuck & Tasa, 2012).

Sulfidforekomsten antas å være beslektet med amfibolittene i området, ettersom slike forekomster ofte er å finne i nærheten av submarine vulkanske spalter der putelava blir dannet. Slike spalter kan være knyttet til midthavsrygger, *back arc*-bassenger ved øybuer eller andre tektoniske miljøer (Lutgens et al., 2012).

### *Felsisk vulkanitt*

Denne ekstrusive bergarten, med særlig innhold av de lyse mineralene kvarts og feltspat, er dannet ved vulkanisme. Den opptrer som felsisk lava mellom de basaltiske lavaene, og har trolig ekstrudert omtrent samtidig med disse. Dette gir en god indikasjon på hvilket tektonisk miljø de vulkanske bergartene ble dannet i, ettersom det ved en midthavsrygg bare blir dannet mafiske og ultramafiske bergarter, mens det ved bimodal vulkanisme blir dannet både mafiske og felsiske bergarter. Disse bergartene må altså stamme fra en subduksjonssone, der felsiske bergarter blir transportert ned i dypet og blandet med mafiske smelter fra mantelen (Lutgens et al., 2012).

#### 5.1.2. Metasedimentære bergarter

Ettersom de metasedimentære bergartene i området, med unntak av svartskiferen, ikke sverter fra bruddflatene, inneholder disse lite OC. Dette innebærer at de har blitt avsatt under oksygenrike forhold eller med lav produktivitet. Sammensetningen av bergarter i området rundt Blåhenbekken tyder på at avsetningsmiljøet kan ha vært skiftende mellom oksiske og anoksiske forhold.

Svartskifer oppstår ved at OC-rikt sediment konsolideres til leirstein, for så å bli omdannet til skifer ved metamorfose. Ved diagenese vil sporelementer bli bundet i krystallgitterne til ulike mineraler, og OC vil bli omdannet til grafitt. Sterkest metamorfose vil skje ved kollisjon mellom kontinenter, for eksempel under dannelsen av Kaledonidene.

På grunn av svartskiferens høye innhold av OC, har den trolig blitt avsatt på havbunnen under oksygenfattige/-frie forhold. Fossilene funnet i svartskiferen ved Blåhenbekken tilsier at denne svartskiferen ble avsatt i tremadoc i undre ordovicium. De kan også si noe om mengden oksygen tilstede, ettersom dictyonema-fossilene var sjeldne i grunne områder med rikelig oksygen, mens det antakelig fantes flere av dem i mer oksygenfattige områder der de var mindre utsatt for konkurranse fra andre arter. I tillegg er disse fossilene indikatorer på tempererte forhold ettersom de var sjeldne i kaldere perioder (Størmer, 1940; Zalasiewicz, 2001).

Svartskifrene ved og rundt Blåhenbekken opptrer ofte innimellom andre metasedimentære bergarter som har blitt avsatt under oksygenrike forhold. Dette indikerer at det har vært endringer i avsetningsmiljøet som kan skyldes blant annet klimaendringer og påfølgende endringer i havnivå. Dette kan igjen føre til at havstrømmenes hastighet, retning og

temperatur endres, hvilket kan påvirke utbredelsen av oksygenfattige eller -frie områder i havet (Arthur & Sageman, 1994).

I felt ble det funnet flere forskjellige glimmerskifer med høyt innhold av mineraler som staurolitt, andalusitt, biotitt, muskovitt og sericitt. Siden det er få kvartskorn i sedimentene og leirmineralene dominerer, kan det tenkes at de stammer fra havbunnsmiljø relativt langt borte fra kontinentene.

Biotitt er vanligvis et nokså metallholdig mineral, mens muskovitt og den finkornete muskovittypen sericitt generelt inneholder mindre metaller. Svartskiferen funnet ved lokalitet 8 (kartutsnitt 3, vedlegg 1), inneholder lite  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  og  $\text{MgO}$ . Dette kan stemme bra med at det ligger sericitt- og muskovittskifer ved samme lokalitet, sørøst for svartskiferen. Ved siden av muskovittskiferen ligger biotittskifer og amfibolitt. Bergartene blir altså mer Fe- og Mg- holdige jo lenger bort fra muskovittskiferen de ligger.

Det er mulig at det først ble avsatt amfibolitt, og at det deretter ble avsatt sedimenter derivert fra Fe- og Mg-rik basalt, før sedimentkilden endret seg slik at sedimentene inneholdt mer kalium (K). Deretter kan det ha skjedd en ny endring slik at miljøet ble anoksisk og mer OC ble bevart.

### 5.1.3. Yngre intrusjoner

#### *Doleritt*

Dolerittgangene, som forekommer hyppigst av de yngre intrusive bergartene, intruderer de metavulkanske og -sedimentære bergartene. Dette tyder på at disse er blant de yngste bergartene i feltområdet. Ettersom fenokrySTALLene i dolerittgangene varierer i størrelse, har avkjølingshastigheten vært noe varierende. Dette tyder igjen på at noen av gangene har befunnet seg på større dyp enn andre.

#### *Gabbro*

Gabbro er en mørk, ofte grovkornet bergart som blir dannet i dypet. I området rundt Blåhenbekken opptrer den som ganger, og kan tidvis minne om en grovkornet amfibolitt. Siden mineralene i bergarten ikke er båndet, tyder dette på at den har gjennomgått forholdsvis lav grad av metamorfose, om noen.

Det er tre mulige hendelsesforløp for hvordan gabbroen kan ha blitt dannet. Den kan for det første være like gammel som amfibolittene og representere en mer grovkornet del av putelavaen eller en tilførselsgang til denne. Den andre muligheten er at den er like gammel

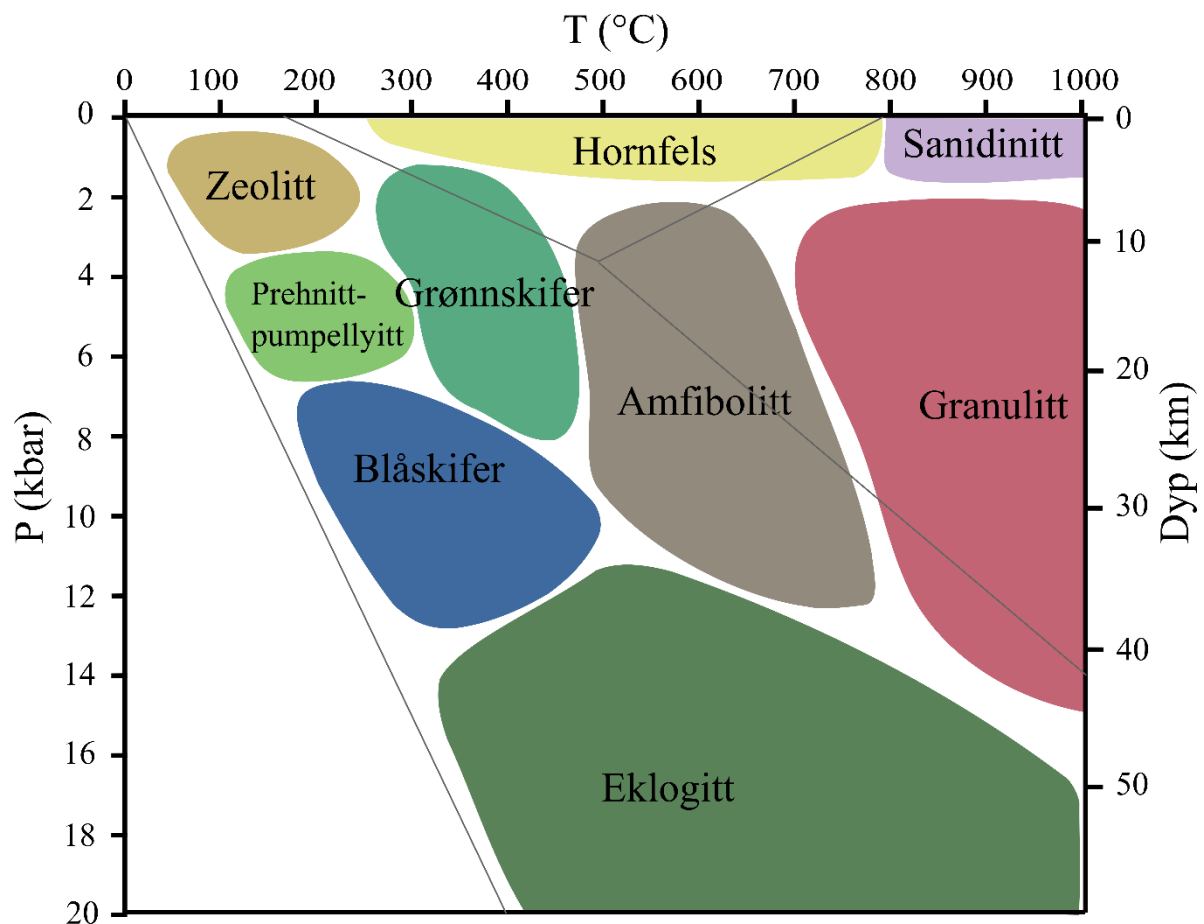
som dolerittene og representerer en mer grovkornet variant av disse. Tredje mulighet er at den er yngre enn dolerittene og hører til den store Fongen-Hyllingen-intrusjonen, som ligger like nord for Blåhenbekken.

Det er per dags dato ikke mulig å bestemme hvilket av de tre hendelsesforløpene som er korrekt, ettersom det ikke er gjort nok feltobservasjoner og geokjemiske analyser av denne bergarten. Likevel antas gabbroen å være yngre enn amfibolittene, ettersom den opptrer som ganger i disse.

### *Tonalitt*

Tonalitt er en felsisk, nokså finkornet bergart som krystalliseres på relativt små dyp. Det indikerer at det har vært en felsisk magmakropp tilstede. Beliggenheten og orienteringen til denne bergarten ved og rundt Blåhenbekken, skyldes at intrusjonene har fulgt foliasjonen til omkringliggende bergarter (kartutsnitt 2, 6 og 7, vedlegg 1).

#### 5.1.4. Metamorfose



Figur 41: Framstilling av metamorfe facies med temperatur, trykk og dyp (modifisert fra Mervine (2011)).



Foliasjonen og foldestrukturene tyder på at bergartene har gjennomgått noe metamorfose, men i hvilken grad varierer. Ved metamorfose blir det dannet ulike mineraler i bergartene. Hvilke mineraler som dominerer kan si noe om hvilken facies (trykk- og temperaturforhold) bergarten ble utsatt for under metamorfosen (Lutgens et al., 2012).

Glimmermineraler som biotitt og muskovitt blir dannet ved regionalmetamorfose i grønskiferfacies, og brytes bare ned ved oppsmelting av bergarten. De er stabile fra og med grønskiferfacies.

Rundt Blåhenbekken ble det i enkelte glimmerskifre funnet staurolitt, som bekreftes ved tilstedeværelsen av karakteristiske staurolittkors. Dette mineralet forekommer vanligvis i aluminiumrike, metamorfe bergarter som er omdannet i amfibolittfacies. Det ble også i en av de metasedimentære bergartene funnet granat, som tyder på samme facies (Lutgens et al., 2012).

Andalusitt blir vanligvis dannet ved forholdsvis lavt trykk, men høy temperatur, noe som oftest skjer ved kontaktmetamorfose. Det kan muligens ha vært tilfelle ved Fongen-Hyllingen-intrusjonen.

Flere steder i felt ble det observert at mulig staurolitt og mulig andalusitt var erstattet av finkornet sericitt. Dette innebærer at bergartene har blitt omdannet ved stoffutveksling, noe som antyder at det har vært en ny fase med metamorfose etter den første ("Metasomatose", 2009).

Sulfidforekomsten som ble funnet ved lokalitet 50 (kartutsnitt 3, vedlegg 1) antyder tilstedeværelsen av hydrotermale skorsteiner. Bergartene rundt denne forekomsten kan ha gjennomgått noe metamorfose ved hydrotermal aktivitet. Bergartene ellers har sannsynligvis gått igjennom hovedsakelig regionalmetamorfose ettersom de er foliert, noe de ikke ville vært i like stor grad dersom de hovedsakelig hadde gått gjennom kontaktmetamorfose.

Ettersom de yngre, intrusive bergartene ikke er foliert i samme grad som de metavulkanske og -sedimentære bergartene, skjedde muligens hovedtyngden av metamorfosen før intrusjonene. Dette må i så fall bekreftes av mer detaljerte petrologiske undersøkelser, som ikke har blitt gjort i denne oppgaven.

#### 5.1.5. Deformasjon

Det har vært flere deformasjonsfaser, der dolerittintrusjonene har skjedd før deformasjonen tok slutt, ettersom enkelte av disse er noe foliert. De mange deformasjonsfasene og at ikke

alle delene av Trondheimsdekkekomplekset har vært likt utsatt for disse, kan indikere at dekkene og kompleksene er fra forskjellige steder, kontinenter og tid.

De fleste strukturene som ble målt ved Blåhenbekken, både kontaktflater og foliasjonsplan, er orientert i nordøstlig-sørvestlig retning. Enkelte steder ble det målt foliasjonsplan med fall mot hverandre, noe som antyder folding. Foldeaksene som ble målt i området har hovedsakelig stupretning mot sør og sørvest. De fleste akseplanene har fallretning mot nordvest. Dette, sammen med foldeaksenes orientering og foliasjonenes hovedorientering, tyder på at spenningen under deformasjonen var orientert nordvest-sørøst. Dette kan forsterkes av at Laurentia lå nordvest for Baltika under dannelsen av Kaledonidene.

## 5.2. Geokjemi

Alle bergarter har en geokjemisk signatur som kan avsløre noe om bergartenes dannelsesmiljø, og om de senere har blitt omdannet ved metamorfose. Varierende geokjemiske signaturer indikerer at bergartene er avsatt ulike steder og/eller til ulike tider.

I kapittel 4.2.3. ble resultatene av de geokjemiske analysene presentert. I dette underkapittelet vil disse resultatene bli diskutert.

### 5.2.1. Tolkning av hovedelementsammensetning

Hovedelementer tilført ved ulike reaksjoner i vannsøylen blir bundet i sedimentet ved diagenese i flere faser. Ved tidlig diagenese og sulfatreduksjon vil Fe bli utskilt fra havvannet. Deretter vil Fe begynne å reagere med sedimentet eller bergarten, slik at det blir bundet i mineralenes krystallstruktur. Ved fortsettende sulfatreduksjon og diagenese vil også Ca bli utfelt og reagere med bergarten. Til slutt, ved en lav grad av metamorfose, vil mer Ca og Ce bli utfelt og likeledes reagere med bergarten (Lev et al., 1998). Det finnes Ce og CaO i prøver fra alle de forskjellige enhetene. Det at Støren- og Fundsjøsvartskifrene begge har høyt innhold av CaO og  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , antyder at disse kan ha blitt avsatt under reduserende forhold.

Høyt innhold av CaO forekommer bare i tilfeller der sedimentet er avsatt over CCD (calcite compensation depth), en grense i vannsøylen. Under denne grensen blir CaO oppløst raskere enn det blir avsatt. Høyt innhold av CaO, slik det er i Støren og Fundsjø, kan indikerer reduserende forhold. Det kan også tyde på at det har vært mye biologisk aktivitet i form av organismer med kalkskall, deriblant brachiopoder og mollusker, og at sedimentene i slike tilfeller har blitt avsatt på relativt små dyp. Blåhenbekken, som har lavere innhold av CaO, kan da ha blitt avsatt på større dyp (Bradley, 1999; Chen et al., 2016).

Støren og Fundsjø kan også ligne noe på hverandre ettersom de begge har et noe lavere innhold av  $\text{SiO}_2$  og høyere innhold av  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  enn de andre enhetene. Innholdet av de andre hovedelementene er også nokså like for disse to enhetene. Dette betyr at disse kan ha blitt avsatt under lignende forhold. Tidligere undersøkelser har konkludert med at Fundsjø, som antas å tilhøre Meråkerdekket, ligner bergarter fra det baltoskandiske skjoldet. Man har derfor gått ut fra at Fundsjøgruppen stammer fra den baltiske marginen. Det er derfor iøynefallende at Fundsjøsvartskiferen har en så lik geokjemisk signatur som Størensvarthkiferen når det gjelder hovedelementer.

I nærheten av svartskifrene i Singsås er det mye ren kiselstein (figur 7, s. 16), som kan forklare det høye  $\text{SiO}_2$ -innholdet. Dette kan stamme fra tilførsel av terrigent materiale, men

det lave innholdet av  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og  $\text{TiO}_2$  tyder på at dette ikke er tilfelle. Høyt innhold av  $\text{P}_2\text{O}_5$  indikerer høy produktivitet, noe som tyder på at det høye  $\text{SiO}_2$ -innholdet stammer fra organismer som bygger Si-skall.

Det høye innholdet av  $\text{K}_2\text{O}$  i Blåhenbekksvartskiferen kan stamme fra en avsetning av vulkansk aske, eller fra sedimenter derivert fra terrigene kilder, der K kommer fra forvitret feltspat (Chen et al., 2016). Det ble tatt en prøve av muskovittskiferen ved siden av svartskiferen til mulig datering, men ettersom innholdet av Zr var under 100 ppm, var det liten sjanse for å finne daterbar zirkon.

Bogo har et høyere innhold av MgO enn de andre enhetene. Høyt innhold av dette elementet kan tyde på en mafisk eller ultramafisk kilde til sedimentet. Dette er sannsynlig ettersom Bogoskiferen opptrer stratigrafisk ovenfor ofiolittene, som ble erodert før Bogoskiferen ble avsatt.

$\text{Na}_2\text{O}$  finnes i feltspater (dvs. i hovedsak terrigent materiale). Ved forvitring av feltspatholdige bergarter blir Na-ioner ført til havet med regnvannet. Høyt innhold av dette elementet kan derfor tyde på tilførsel av terrigent materiale. Innholdet av  $\text{Na}_2\text{O}$  gir ingen god indikasjon på hvor de ulike enhetene stammer fra, ettersom Bogo, Undal og Blåhenbekken har høyt innhold av dette elementet, mens de tre andre har relativt lavt innhold (Kofstad & Pedersen, 2009b).

CIA-verdiene indikerer at sedimentene i de fleste enheter er produsert ved svak til moderat kjemisk forvitring, med unntak av Singsås, som er produsert ved svak til intens kjemisk forvitring. Intens kjemisk forvitring skjer vanligvis i varmt og fuktig klima, mens svak kjemisk forvitring foregår i tørt klima. Til sammen kan dette tyde på at de fleste sedimenter er derivert fra områder med noe varierende klimatiske forhold, der Singsåssvartskiferen har den største forskjellen mellom største og minste CIA-verdi. Dette kan stemme overens med at prøvene fra denne enheten er tatt fra det største geografiske området i Trondheimsdekkekomplekset.

### 5.2.2. Tolkning av sporelementsammensetning

Redoksreaksjoner og biologisk produktivitet er to aspekter som kan være årsaken til anoksiske eller dysoksiske forhold under avsetning av OC-rikt sediment. Under reduserende forhold blir oksygen tatt opp ved kjemiske reaksjoner og sulfider blir dannet. Tilførselen av nytt, oksygenrikt vann er langsommere enn prosessen som bruker oksygenet. Ved høy produktivitet er tilførselen av organisk materiale raskere enn nedbrytningshastigheten. Både produktivitet og redokssensitive elementer påvirker prøvenes kjemiske signatur.

Det er stor variasjon i innholdet av de ulike sporelementene, og det kan være vanskelig å vurdere hva som er en betydelig forskjell og hva som er en neglisjerbar forskjell.

#### *Reduserende vs. oksiderende forhold*

For å bestemme om svartskifrene stammer fra den baltiske eller den laurentiske kontinentalmarginen, vurderes hovedsakelig innholdet av sporelementene Mo, U og V. Høyt innhold av disse elementene har tradisjonelt blitt brukt som indikatorer på baltisk avsetningsmiljø.

Figur 36B, s. 57, viser at Fundsjø, Undal, Blåhenbekken og Singsås har høyest Mo-innhold. Blåhenbekken, Singsås og Fundsjø har det høyeste innholdet av U. Blåhenbekken og Fundsjø har det høyeste innholdet av V (figur 36A, s. 57). Alle disse elementene indikerer reducerende forhold i vannsøylen og anoksiske bunnvannsforhold.

Co, Cr, Ni og Sc indikerer anoksiske bunnvannsforhold. Innholdet av disse elementene viser ikke noen bestemt forskjell eller likhet mellom de ulike enhetene, som kan antyde hvorvidt de ulike enhetene stammer fra Laurentia eller Baltika.

Oksygeninnholdet er forskjellig i de ulike enhetene (figur 38A1, B1, C1 og D1, s. 61 og 62). I disse framstillingene har Ni/Co, V/Cr, Mo/Al og U/Al blitt forsøkt brukt som indikatorer på oksygenfattige forhold. Prøvene fra Fundsjø og Singsås ser ut til å komme fra de mest oksygenfattige bunnvannsforholdene, ettersom de redokssensitive forholdene er høye. Prøvene fra Blåhenbekken indikerer også oksygenfattige forhold, men her er det ikke like klart som for Fundsjø og Singsås. Spesielt Ni/Co og Mo/Al viser lave verdier (oksygenrike forhold) for prøvene fra Blåhenbekken. Prøvene fra Undal varierer mye, da man har noen få høye verdier, mens resten er relativt lave. Det er derfor usikkert om Undal er oksygenfattig eller -rik. Fra Bogo og Støren ble det tatt prøver som viser relativt lave forhold, noe som indikerer at de kommer fra oksygenrike forhold.

I figur 38A2, B2, C2 og D2 (s. 61 og 62), der indikatorene for oksygenfattige forhold er plottet i forhold til TOC, er det nokså varierende korrelasjoner. Støren har god eller nokså god korrelasjon i tre av fire diagrammer, mens Undal og Blåhenbekken har nokså god i to av fire. Singsås og Fundsjø har dårlige korrelasjoner i alle diagrammene. En god korrelasjon indikerer at anoksiske bunnvannsforhold kan være en viktig årsak til det rike innholdet av organisk materiale i svartskiferprøven. Korrelasjonstallet til Bogo mangler, derfor kan man ikke si noe om hvor mye denne enheten er påvirket av anoksiske forhold. Siden det er så mange av



prøvene som har dårlig korrelasjon, er det usikkert i hvilken grad svartskifrene er påvirket av redoksforholdene.

Figur 39A-D, s. 64, framstiller  $V/(V+Ni)$  vs.  $Ni/Co$ ,  $Ni/Co$  vs.  $V/Sc$ ,  $V/(V+Ni)$  vs.  $V/Sc$  og  $Ni/Co$  vs.  $V/Cr$ , som alle har blitt foreslått som indikatorer på reduserende forhold. Singsås og Fundsjø ser ut til å ligne hverandre noe i disse diagrammene. Bogo og Støren ligner også på hverandre. Disse likhetene kan indikere at Singsås og Fundsjø stammer fra én gruppe i Trondheimsdekkekomplekset, mens Bogo og Støren kan stamme fra en annen. De redokssensitive forholdene i figur 39A-D ga ingen god indikasjon på hvordan avsetningsforholdene for prøvene fra Blåhenbekken og Undal var. Likevel kan det se ut til at prøvene fra Blåhenbekken stammer fra et område med lite oksygen i likhet med prøvene fra Singsås og Fundsjø, mens Undal kan komme fra områder med mer tilgang på oksygen, slik som Bogo og Støren.

Årsaken til varierende data og dårlige korrelasjoner kan være at svartskifrene prøvene er tatt fra er avsatt til forskjellige tider, eller at svartskifrene stammer fra forskjellige steder. Det kan også være at disse indikatorene ikke fungerer på dette datasettet. Grunnen kan være at ett eller flere av elementene kan ha vært mobile under diagenese og metamorfose, slik at elementforholdene ikke lenger representerer den opprinnelige sammensetningen.

### *Paleoproduktivitet*

Organisk materiale blir bevart i sedimentene dersom det blir tilført raskere enn det blir brutt ned. Oppstrømning av næringsrikt vann nær kysten fører til oppblomstring av biologisk aktivitet, hvilket igjen medfører at tilførselen av organisk materiale til sedimentet blir stor.

Produktiviteten i havet indikeres av P og Ba. I figur 40A2 og B2, s. 66, er  $P/Ti$  og  $Ba/Al$  plottet mot TOC. Korrelasjonen er nokså dårlig for de fleste enheter, slik at det ser ut til at disse forholdene ikke fungerer som indikatorer for datasettet som danner grunnlaget for denne oppgaven.

Ba og  $P_2O_5$  kan likevel brukes som indikatorer hver for seg. Støren har det høyeste innholdet av Ba, tett fulgt av Bogo (figur 32B og 36A). Det tyder på at disse to har den høyeste produktiviteten. Blåhenbekken har også et relativt høyt innhold av dette elementet, mens de resterende enhetene har et relativt likt innhold.  $P_2O_5$ -innholdet varierer, men også her er det Støren som har den høyeste gjennomsnittsverdien, noe som forsterker indikasjonen på høy produktivitet. De andre enhetene har et relativt likt innhold av disse elementene. Singsås har imidlertid forholdsvis høye maksimumsverdier for både Ba og  $P_2O_5$ .

### 5.2.3. Tolkning av marine avsetningsmiljøer

Indikasjonen på høy produktivitet for enhetene Bogo, Støren og Singsås kan antyde hvilke typer bassenger de er avsatt i, sammen med hvorvidt de har hatt høy tilførsel av terrigent materiale. Variasjon innad i enhetene kan tyde på at den dysoksiske sonen i vannsøylen har variert i utbredelse. Indikasjonene på at Bogo har hatt høy tilførsel av terrigent materiale kan tilsa at denne svartskiferen har blitt avsatt i et kystnært miljø. Støren og særlig Singsås har indikasjoner på lav tilførsel av terrigent materiale og er derfor sannsynligvis avsatt nærmere et pelagisk miljø (Arthur & Sageman, 1994).

Årsaken til at Undalsvartskiferen har en så høy TOC-verdi, er sannsynligvis at den har blitt avsatt i et anokisk miljø med lav produktivitet – muligens et lukket basseng fjernt fra kysten.

Etter innholdet av  $K_2O$  å dømme er Blåhenbekksvartskiferen avsatt i et kystnært miljø. Dersom  $K_2O$ -innholdet derimot stammer fra et eksplosivt vulkanutbrudd, kan denne skiferen også stamme fra et lukket basseng i et mer pelagisk miljø. Den relativt lave produktiviteten og høye TOC-verdien indikerer at det er snakk om et basseng med lav sirkulasjon (Arthur & Sageman, 1994; Huff et al., 2010).

Fundsjøes høye innhold av  $CaO$  kan muligens stamme fra et grunt område med høy produktivitet. Imidlertid indikerer innholdet av Mo, U og V at det snarere er snakk om et område med mer reduserende forhold. Dette kan antyde at den har blitt avsatt i et grunt, stratifisert basseng (Arthur & Sageman, 1994).

### 5.3. Storskala tektoniske tolkninger

Amfibolittene i Trondheimsdekkekomplekset stammer fra slutten av kambrium til tidlig ordovicium. Iapetushavet begynte å lukke seg i denne perioden, og det ble dannet øybuer ved at den ene havbunnsplaten ble skjøvet inn under den andre og begynte å smelte. Dette tyder på at kollisjonen mellom Baltika og Laurentia ikke var en ren kontinent-kontinentkollisjon, siden kontinentet kolliderte med øybuen først. Under dannelsen av den kaledonske fjellkjeden i periodene ordovicium, silur og devon ble noe av havbunnen skjøvet på land, og viser seg i dag som foliert amfibolitt, deformerte puter og folierte skifre.

Svartskiferen stammer fra oksygenfattige og/eller -frie områder i havet. Den forekommer ofte innimellom andre metasedimentære bergarter, som stammer fra områder med god tilførsel av oksygen. Alle disse kan ha gjennomgått en svak metamorfose etter hvert som trykket økte pga. overliggende sedimenter, men det meste av deformasjonen skyldes den kaledonske fjellkjededannelsen.

De forskjellige dekkene i Trondheimsdekkekomplekset er ulikt deformert, noe som tilsier at de har gjennomgått ulike faser og grader av metamorfose under den kaledonske fjellkjededannelsen.

Kaledonidene ble senere revet fra hverandre under åpningen av Atlanterhavet, slik at man også finner rester av denne fjellkjeden øst i Nord-Amerika, Storbritannia og Skandinavia og på Grønland og Svalbard. De har blitt kraftig erodert gjennom flere istider, helt til de ble de fjellene man finner i disse landområdene i dag.

#### 5.3.1. Blåhenbekken: Gula eller Fundsjø?

Som nevnt under Blåhenbekklokaliteten, kapittel 2.3.3. i bakgrunnsdelen, er det to hovedmodeller for når og hvordan bergartene ved Blåhenbekken har oppstått, og hvilket dekke eller kompleks de tilhører:

- 1) Gulakomplekset er foldet inn i Fundsjøgruppen, slik at staurolittskiferen som ligger i det som i dag blir kalt Meråkerdekket hører til dette komplekset.
- 2) Staurolittskiferen i Meråkerdekket er ulik den staurolittskiferen som er å finne i Gulakomplekset. Den antas å være en del av Fundsjøgruppen, avsatt oppå de tilhørende vulkanittene, før de ble foldet sammen og intrudert av dolerittganger.

Forekomst av dolerittganger i Fundsjøgruppen, men ikke i Gulakomplekset, forsterker modell to. Hvorvidt Fundsjøgruppen stammer fra den baltiske eller laurentiske marginen vil drøftes videre.

### 5.3.2. Laurentia og Baltika: opphavet til de forskjellige enhetene i Trondheimsdekkekomplekset

Man vet at Støren stammer fra Laurentias kontinentalmargin (Bruton & Bockelie, 1980). Ved å sammenligne denne enheten med de andre, vil man kunne si noe om hvorvidt de andre enhetene også stammer herfra eller om de kommer fra den baltiske kontinentalmarginen. Ett alternativ er at en eller flere av enhetene kan stamme fra mikrokontinenter lenger sør eller nord (Grenne et al., 1999).

Størendekket består blant annet av putelava, men det er ikke tydelig definert om det også opptrer i Gulakomplekset, selv om også dette består av vulkanske bergarter. Det er også blitt funnet putelava i Meråkerdekket, da særlig i Fundsjøgruppen, som Blåhenbekken er en del av. Rent tektonisk sett kan det være en mulighet at Fundsjøgruppen eller deler av eller hele Meråkerdekket er knyttet til Størendekket. Dette forsterkes av at det også er funnet dolerittganger både i Fundsjøgruppen og i Størendekket, men ikke i Gulakomplekset. Dette kan tyde på at bergartene i Støren og Fundsjø kan være avsatt et annet sted enn bergartene i Gulakomplekset.

Ettersom Størendekket ligger lengst vest, etterfulgt av Gulakomplekset og Fundsjøgruppen, kan det være tenkelig at Størendekket og Gulakomplekset er avsatt ved samme kontinentalmargin, i og med at de ligger inntil hverandre rent geografisk. En annen mulighet kan være at det er Gulakomplekset og Fundsjøgruppen som er avsatt samme sted. Imidlertid er disse to scenariene lite sannsynlige, ettersom dolerittgangene som opptrer i både Støren og Fundsjø, er fraværende i Gulakomplekset. Dette kan forklares med at det kan ha vært ett eller flere mikrokontinenter i Iapetushavet, og at bergartene i Gulakomplekset eventuelt kan ha blitt avsatt ved disse. Eventuelt kan de to enhetene i Gulakomplekset, Undal og Singsås, ha blitt avsatt ved hver sin kontinentalmargin, henholdsvis Laurentia og Baltika.

Bogo og Støren, som begge stammer fra Laurentia, har høyt innhold av  $P_2O_5$  og Ba. Dette kan tyde på at det ved den laurentiske kontinentalmarginen var høy produktivitet. U og V, som indikerer reduserende forhold, har tradisjonelt blitt brukt som indikatorer på baltisk opphav. Fordi Fundsjø, Blåhenbekken og Singsås har høyt innhold av U og V, kan de stamme fra Baltika. For Undal ser det noe mer usikkert ut, da denne enheten ikke har spesielt mange

likheter med Støren, men heller ikke ligner på Blåhenbekken og Fundsjø. Dermed kan det virke sannsynlig at denne enheten stammer fra marginene rundt ett eller flere mikrokontinenter som lå lenger mot sør eller nord (Grenne et al., 1999).



## 6. Oppsummering

Problemstillingen for denne oppgaven var todelt.

Den første delen tok utgangspunkt i et av NGUs påbegynte prosjekter, der målet var å kartlegge berggrunnen i området for å finne ut den geologiske sammenhengen rundt Blåhenbekksvartskiferen. Man ville kartlegge hvilke bergarter den opptre sammen med, hvilken tektonisk enhet den tilhører og tolke den geologiske historien til denne lokaliteten.

Den andre delen gikk ut på å avdekke den geokjemiske sammensetningen til Blåhenbekksvartskiferen, ettersom tidligere publiserte datasett bare omfatter noen få elementer. Den geokjemiske sammensetningen skulle sammenlignes med sammensetningen av andre svartskifre fra Iapetushavet for å kunne si noe om hvilken kontinentalmargin de stammer fra.

For å svare på disse problemstillingene, ble kartlegging av området ved og rundt Blåhenbekken utført 1. til 6. august 2016. Det ble tatt prøver av flere svartskiferlokalteter i feltområdet. Disse ble rengjort og sendt til NGUs laboratorium der det ble utført geokjemiske analyser.

For å ha nok kunnskap til å kunne danne seg et bilde av den geologiske historien, ble bakgrunnskapitlet fremstilt der generelle egenskaper til marine svartskifre, perioden ordovicium som svartskifrene i Sør-Trøndelag ble avsatt i og geologien i denne regionen ble beskrevet.

Metodene brukt under feltarbeid, analyse og fremstilling av data ble deretter presentert.

Resultatene ble så fremstilt i to deler. Første del var feltresultater, som omhandlet berggrunnskart, litologisk beskrivelse av bergartene, stereoplott og strukturkart. Den andre delen tok for seg resultatene av de geokjemiske analysene, som innebar sammenligning av innholdet av de ulike elementene og anrikelsesfaktoren av disse.

Basert på resultatene beskrevet over ble det utført en todelt diskusjon. Deretter ble dette sammenfattet og diskutert videre i en storskala tektonisk tolkning av opphavet til de ulike enhetene i Trondheimsdekkekomplekset.

## 7. Konklusjon

Feltresultatene viser at den geologiske historien til området ved og rundt Blåhenbekken er preget av vulkansk aktivitet, ulike sedimentære avsetningsmiljøer, deformasjon og metamorfose i flere faser med intrusjoner av ulike bergarter. Blåhenbekksvartskiferen opptrer sammen med metavulkanske bergarter som amfibolitt og felsisk vulkanitt, ulike glimmerskifre og yngre intrusive bergarter som tonalitt, doleritt og gabbro. Den tette vekslingen mellom amfibolitt, svartskifer og glimmerskifer tyder på at de ble avsatt vekselvis i samme vulkanske-sedimentære miljø. Metasedimentene representerer ikke en innfoldet del av Gulakomplekset, ettersom alle de tre bergartstypene intruderes av dolerittganger som mangler i Gulakomplekset.

Strukturene som ble målt viser at de største spenningene som deformerte bergartene var orientert i nordvestlig-sørøstlig retning, hvilket stemmer overens med at Laurentia lå nordvest for Baltika under kollisjonen.

Resultatene fra den geokjemiske analysen antyder at svartskifrene i enhetene Bogo og Støren ble avsatt i miljøer med relativt god tilgang på oksygen og høy produktivitet, slik at OC likevel ble bevart. Singsås og Fundsjø ser ut til å ha blitt avsatt under reduserende forhold, mens det er mer uklart hvilke forhold Blåhenbekken og Undal ble avsatt under.

Man vet fra fossilfunn at Støren- og Bogosvartskifrene ble avsatt ved den laurentiske kontinentalmarginen. Det kunne vært en mulighet at Støren- og Fundsjøsvartskifrene begge ble avsatt ved Laurentia, ettersom de begge er intrudert av dolerittganger. Imidlertid viser de geokjemiske analysene at Fundsjø- og Blåhenbekksvartskifrene inneholder mye av sporelementene Mo, U og V. Dette er en betydelig sikrere indikator, hvilket er en av tre hovedgrunner til at disse svartskifrene blir tolket til å stamme fra den baltiske kontinentalmarginen. De to andre årsakene er det lave innholdet av produktivitetssensitive elementer og dolerittgangene som skiller Fundsjøgruppen i Meråkerdekket fra Gulakomplekset.

Svartskifrene i Gulakomplekset har en geokjemisk sammensetning som ikke er klart lik de andre enhetene. Det er flere mulige tolkninger, men de to mest realistiske er at Undal og Singsås stammer fra henholdsvis Laurentia og Baltika, eller at begge disse er avsatt ved mikrokontinenter i Iapetushavet. Av disse er den sistnevnte mest sannsynlig.

### 7.1. Forslag til videre arbeid

Videre arbeid med dette prosjektet bør bestå i å fortsette med kartleggingsarbeidet, og ta flere prøver av svartskiferblotninger for å skaffe et bedre datagrunnlag med tanke på geokjemisk sammensetning. For å forstå den store Fongen-Hyllingen-intrusjonen bedre, bør det gjøres flere feltundersøkelser av denne. Det bør også tas flere prøver til geokjemisk analyse, slik at man kan bestemme hvilket av de tre hendelsesforløpene presentert i diskusjonskapittelet som er korrekt.

Det bør også tas prøver av felsiske vulkanitter for å fastsette ekstrusjonsalderen til putelavaen og avsetningsalderen til sedimentene ved hjelp av radiometrisk datering. Det vil også være fordelaktig å analysere betydningen av flere av sporelementene i prøvene for å skape et mer detaljert bilde av avsetningsforholdene, samt petrologiske studier for å kunne tolke betydningen av metamorfose for sporelementsammensetningen. Slike studier vil også være en hjelp til å forstå når hovedtyngden av deformasjon fant sted.

Som en hjelp til å danne et tydeligere bilde av deformasjonshistorien til området, kan det lages profiler ved hjelp av strukturmålinger. Flere målinger vil også være en hjelp til å forstå de ulike deformasjonsfasene bedre.

## Litteraturliste

- Allmendinger, R. W. (2017). Stereonet 9 (Version 9.9.5). Hentet 30.05.2017, fra <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
- Aluminium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database. Hentet 30.05.2017, fra International Labour Organization (ILO) [http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p\\_card\\_id=0351](http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p_card_id=0351)
- Arthur, M. A. & Sageman, B. B. (1994). Marine Black Shales: Depositional Mechanisms and Environments of Ancient Deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, ss. 499-551.
- Berry, W. B. N. (2010). Black shales: An Ordovician perspective. *The Geological Society of America Special Paper*, 466, ss. 141-147.
- Berry, W. B. N., Wilde, P., Quinby-Hunt, M. S. & Orth, C. J. (1986). Trace element signatures in Dictyonema Shales and their geochemical and stratigraphic significance. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 66, ss. 45-51.
- Blakey, R. (2017). Deep Time Maps. Hentet 30.05.2017, fra <https://deeptimemaps.com/global-series-thumbnails/>
- Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary* (Vol. 64): Academic Press.
- Bruton, D. L. & Bockelie, J. F. (1980). Geology and Paleontology of the Høllonda area, Western Norway - a fragment of North America? *The Caledonides in the USA* (ss. 41 - 47).
- Bryhni, I. (2009, 08.05.2017). Alunskifer. Hentet 30.05.2017, fra <https://snl.no/alunskifer>
- Calcium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database. Hentet 31.05.2017, fra International Labour Organization (ILO) [http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p\\_card\\_id=0409](http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p_card_id=0409)
- Chen, C., Mu, C.-L., Zhou, K.-K., Liang, W., Ge, X.-Y., Wang, X.-P., Wang, Q.-Y. & Zheng, B.-S. (2016). The geochemical characteristics and factors controlling the organic matter accumulation of the Late Ordovician-Early Silurian black shale in the Upper Yangtze Basin, South China. *Marine and Petroleum Geology*, 76, ss. 159-175.
- Cowen, R. (2013). *History of Life* (5. utg.): John Wiley & Sons, Incorporated.
- Das Lexicon der Erde. (2010). Hentet 31.05.2017, fra <http://www.geodz.com/deu/d/Graptolithen>
- Fossen, H. & Gabrielsen, R. H. (2013). *Strukturgeologi: Vigmostad & Bjørke AS*.
- Gasser, D., Grenne, T. & Augland, L. E. (2017). *The enigmatic Gula Complex of the central Norwegian Caledonides: new constraints on age and origin from zircon dating and geochemistry*. Presentert under EGU General Assembly 2017.
- Gee, D. G. (1981). The Dictyonema-bearing phyllites at Nordaunevoll, eastern Trøndelag, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 61, ss. 93-95.
- Gee, D. G., Guezou, J.-C., Roberts, D. & Wolff, F. C. (1985). The central – southern part of the Scandinavian Caledonides. I D. G. Gee & B. A. Sturt (red.), *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas* (ss. 109-133): John Wiley & Sons Ltd.
- Grenne, T. & Gasser, D. (2017). *The Støren Group greenstones and their relationship to the ophiolite fragments of the western Trondheim Nappe Complex, central Norwegian Caledonides*. Presentert under EGU General Assembly 2017.
- Grenne, T., Ihlen, P. M. & Vokes, F. M. (1999). Scandinavian Caledonide Metallogeny in a plate tectonic perspective. *Mineralium Deposita*, 34, ss. 422-471.
- Grenne, T. & Lagerblad, B. (1985). The Fundsjø Group, central Norway - a Lower Paleozoic island arc sequence: geochemistry and regional implications. I D. G. Gee & B. A.

- Sturt (red.), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (ss. 745-760): John Wiley & Sons Ltd
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L. (1984). The "North American shale composite": Its compilation, major and trace elements characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, ss. 2462-2482.
- Huff, W. D., Bergström, S. M. & Kolata, D. R. (2010). Ordovician explosive volcanism. *The Geological Society of America Special Paper*, 466, ss. 13-28.
- Inkscape 0.92 (Version 0.92.1). (2017). Hentet 31.05.2017, fra <https://inkscape.org/en/>
- Internasjonal kronostratigrafisk tabell. (2015). Hentet 31.05.2017, fra <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>
- Intrusjon - geologi. (2009). Hentet 31.05.2017, fra [https://snl.no/intrusjon - geologi](https://snl.no/intrusjon-geologi)
- Jones, B., & Manning, D. A. C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, ss. 111-129.
- Kofstad, P. K. Bjørnstad, T. & Alstad, J. (2009, 02.03.2016). Uran. Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/uran>
- Kofstad, P. K. & Pedersen, B. (2009a, 27.08.2016). Molybden. Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/molybden>
- Kofstad, P. K. & Pedersen, B. (2009b, 15.05.2017). Natrium. Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/natrium>
- Kofstad, P. K. & Pedersen, B. (2009c, 24.02.2017). Vanadium. Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/vanadium>
- Lev, S. M., McLennan, S. M., Meyers, W. J. & Hanson, G. N. (1998). A petrographic approach for evaluating trace-element mobility in a black shale. *Journal of sedimentary research*, 68, ss. 970-980.
- Lutgens, F. K., Tarbuck, E. J., & Tasa, D. (2012). *Essentials of Geology* (11. utg.): Pearson.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* (G3), 2.
- Mervine, E. (2011). E is for Eclogite. Hentet 31.05.2017, fra <http://blogs.agu.org/georneys/2011/07/02/geology-word-of-the-week-e-is-for-eclogite/>
- Metasomatose. (2009, 07.04.2017). Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/metasomatose>
- Munnecke, A., Calner, M., Harper, D. A. T. & Servais, T. (2010). Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, ss. 389-413.
- NGU Berggrunnskart 1:250 000. (2017). Hentet 31.05.2017, fra <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- NGU Løsmassekart. (2017). Hentet 31.05.2017, fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>
- Nilsen, O. (1971). Sulphide mineralization and wall rock alteration at Rødhammeren mine, Sør-Trøndelag, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 51, ss. 329-354
- Nilsen, O., Corfu, F. & Roberts, D. (2007). Silurian gabbro-diorite-trondhjemite plutons in the Trondheim Nappe Complex, Caledonides, Norway: petrology and U-Pb geochronology. *Norwegian Journal of Geology*, 87, ss. 329-342.
- Piper, D. Z. & Calvert, S. E. (2009). A marine biogeochemical perspective on black shale deposition. *Earth-Science Reviews*, 95, ss. 63-69.
- Potassium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database. Hentet 31.05.2017, fra International Labour Organization [http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p\\_card\\_id=0769](http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p_card_id=0769)
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (2013). *Landet blir til : Norges geologi* (2. utg.). Trondheim: Norsk geologisk forening.

- Ross, D. J. K. & Bustin, M. R. (2008). Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: Examples from the Devonian-Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin. *Chemical Geology*, 260, ss. 1-19.
- Rui, I. J. (1972). Geology of the Røros district, south eastern Trondheim region, with a special study of the Kjøliskarvene-Holtsjøen area. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 52, ss. 1-21.
- Selbekk, R. S. (2009, 11.03.2012). Putelava. Hentet 31.05.2017, fra <https://snl.no/putelava>
- Sodium Oxide - International Chemical Safety Cards (ICSC) database. Hentet 31.05.2017, fra International Labour Organization (ILO) [http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p\\_card\\_id=1653](http://www.ilo.org/dyn/icsc/showcard.display?p_card_id=1653)
- Stow, D. A. V., Huc, A.-Y. & Bertrand, P. (2001). Depositional processes of black shales in deep water. *Marine and Petroleum Geology*, 18, ss. 491-498.
- Størmer, L. (1940). Dictyonema shales outside the Oslo region. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 20, 161-171.
- Swanson, V. E. (1961). Geology and Geochemistry of Uranium in Marine Black Shales: A Review. *Geological Survey Professional Paper*, 356-C, ss. 64-73.
- System for Integrated Geoscience Mapping (versjon 2015). (2015): British Geological Survey. Hentet 31.05.2017, fra <http://www.bgs.ac.uk/research/sigma/home.html>
- Trotter, J. A., Williams, I. S., Barnes, C. R., Lécuyer, C. & Nicoll, R. S. (2008). Did Cooling Oceans Trigger Ordovician Biodiversification? Evidence from Conodont Thermometry. *Science*, 321, ss. 550-554.
- van Staal, C. R. & Hatcher, R. D. (2010). Global setting of Ordovician orogenesis. *The Geological Society of America Special Paper*, 466, ss. 1-11.
- Vogt, T. (1940). Geological notes on the Dictyonema locality and the Upper Guldal district in the Trondheim area. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 20, ss. 171-193.
- Wedepohl, K. H. (1971). Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. ss. 307-327.
- Wilde, P., Lyons, T. W. & Quinby-Hunt, M. S. (2004). Organic carbon proxies in black shales: molybdenum. *Chemical Geology*, 206, ss. 167-176.
- Wilde, P., Quinby-Hunt, M. S., Berry, W. B. N. & Orth, C. J. (1989). Paleo-oceanography and biogeography in the Tremadoc (Ordovician) Iapetus Ocean and the origin of the chemostratigraphy of *Dictyonema flabelliforme* black shales. *Geological Magazine*, 126 (1), ss. 19-27.
- Zalasiewicz, J. (2001). Graptolites as constraints on models of sedimentation across Iapetus: a review. *Proceedings of the Geologists' Association*, 112, ss. 237-251.