



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Tinnvatnformasjonen i Vannas proterozoiske lagrekke: Sedimentære facies og avsetningsmiljø



Heidi Johannessen

Juni, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Tinnvatnformasjonen i Vannas proterozoiske lagrekke:
Sedimentære facies og avsetningsmiljø

Heidi Johannessen

Juni, 2012

Sammendrag

Vanna representerer den nordøstligste utstrekningen av Vest-Troms gneisregion, som består av neoarkeiske til paleoproterozoiske provinser intrudert av mafiske og felsiske intrusjoner, samt en rekke suprakrustalbelter hvor Vannagruppen utgjør ett av dem. Den sandige Tinnvatnformasjonen utgjør den nedre delen av Vannagruppen, hvor den er konformt overlappet av den mer finkornige Bukkheiaformasjonen. Tinnvatnformasjonen har en primær avsetningskontakt til det arkeiske tonalittiske gneisunderlaget. Tonalitten er intrudert av 2,4 Ga mafiske gangsvermer, mens Bukkheiaformasjonen er intrudert av en 2,2 Ga mafisk laggang. Dette viser at Tinnvatnformasjonen har en alder mellom 2,4-2,2 Ga.

Sedimentære facies og deres laterale og vertikale opptreden, tyder på at de nedre 40 meterne av Tinnvatnformasjonen er avsatt i et transgressivt grunnmarint miljø. De nedre 8-10 meterne representerer en foreshore avsetning, mens den resterende delen av lagrekken representerer avsetninger i shoreface sonen. Transportmekanismen for sedimentene i lagrekken er trolig dominert av tidevannsstrømmer, men også påvirket av kraftige stormer. Rekonstruksjon av transportretninger, basert på foresetlagenes helning, viser både vertikale og laterale variasjoner. Lokalitetene ved Valaheia viser en transportretning mot nord-nordvest, i motsetning til ved Vikan der den nedre delen av lagrekken er dominert av en sør-sørøstlig retning og en øvrig del av en sør-sørvestlig retning.

Petrografiske undersøkelser og XRD-analyser av sandsteinene og av øvre del av tonalitten, viser en svært ensartet mineralogisk sammensetning, noe som tyder på at sedimentene i Tinnvatnformasjonen kan være derivert fra det tonalittiske gneisunderlaget.

Den petrografiske undersøkelsen viser at feltspatkorn både i sandsteinene og i toppen av tonalitten viser beskjeden tegn til kjemisk forvitring, samt at XRD-analyser av sandsteinene peker mot et forholdsvis konstant innhold av feltspat. Fordi feltspat er svært sensitiv for kjemisk forvitring, tyder spesielt den friske plagioklasen på at den kjemiske forvitringen har vært retardert, noe som er kjent fra kalde klimatiske forholdet.

En godt bevart paleoproterozoiske lagrekke i Canada, viser at klimaet har vekslet mellom kalde og varme perioder. I tidsrommet mellom 2,2-2,4 Ga er det her påvist to glasiale episoder i *Siderian Period*. Ved å korrelere på grunnlag av klima, er sedimentene i Tinnvatnformasjonen sannsynligvis avsatt mellom 2,35 Ga og 2,38 Ga, dvs. i øvre del av *Siderian Period*.

Forord

Først og fremst vil jeg takke mine veiledere, Steffen G. Bergh og Nils-Martin Hanken, for all støtte og veiledning jeg har fått gjennom hele prosessen. Takk til Geoffrey D. Corner for nyttige innspill når jeg stod fast og veilederne var utilgjengelige. Jesper K. Nielsen takkes for assistanse med isotopanalysen. Takk til Trine Dahl, Ingvild Hald og Edel Ellingsen for preparering av tynnslip og generell veiledning på labben.

Takk til alle mine medstudenter for hyggelige stunder på brakka. Spesielt takk til mine medskribenter, Julia, Torgeir, Marianne, Alexey, Kenneth og Morten, for det uvurderlig samhold gjennom hele prosessen. Morten skal ha særskilt takk for jevn tilstrøm av "rester" og latterkramper. Og Julia, takk for eksepsjonell hjelp med retting av heeele oppgaven og for at du alltid stiller opp.

Kjetil, takk for all hjelp og støtte du har gitt meg under produksjon av oppgaven, og for alle de fine årene gjennom studiet. Spesielt takk for at du, når nok en felttur stod for tur og motivasjonen var på bunn, ble med meg til Vanna og gav meg selskap, assistanse og pannekaker(!) til lunsj.

Takk til Silje og Kai for koselige stunder i Hagebyveien når et avbrekk fra hverdagen på kontoret var sårt etterlengtet. Og stor takk for at dere alltid heier på meg. Lille Ask, takk for at du alltid får meg til å smile, selv i de tyngste motbakker, bare med et "Heia Dadda" i telefon.

Verdens snilleste onkel skal ha så mange takk for å ha vært en enestående støttespiller for meg gjennom masterstudiet, og spesielt takk for alle de utallige gangene du har kommet med mat til meg, både på hjemme- og bortebane.

Mine kjære foreldre skal ha stor takk for all omtanke, støtte og oppmuntring dere har gitt meg gjennom hele studiet.

Tromsø, Juni 2012

Heidi Johannessen

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1: Innledning	1
1.1 Bakgrunn og problemstilling.....	1
1.2 Geografisk beliggenhet.....	3
1.3 Regional geologi.....	4
1.3.1 Vest-Troms gneisregion.....	5
1.4 Vannas geologi og tidligere arbeid	10
1.4.1 Generelt om bergartene på Vanna	10
1.4.2 Vannagruppen	13
1.5 Metoder	18
1.5.1 Feltarbeid	18
1.5.2 Bearbeiding av steinprøver	18
1.5.3 Petrografiske undersøkelser	19
1.5.4 XRD-analyse.....	19
1.5.5 ¹³ C/ ¹² C og ¹⁸ O/ ¹⁶ O – analyser av kalsittsement.....	21
1.5.6 Bestemmelse av transportretning	22
1.5.7 Programvarer	23
Kapittel 2: Sedimentologisk beskrivelse av Tinnvatnformasjonen	24
2.1 Innledning.....	24
2.2 Feltopptreden og lokaliteter	27
2.2.1 Vikan.....	27
2.2.2 Valaheia.....	30
2.3 Faciestyper og avsetningsmekanismer.....	34
2.3.1 Facies 1: Konglomerat	34
2.3.2 Facies 2: Planært lagdelt og laminert sandstein	38
2.3.3 Facies 3: Planær-kryssjiktet sandstein	41
2.3.4 Facies 4: Trau kryssjiktet sandstein.....	45
2.3.5 Facies 5: Massiv sandstein	47
2.3.6 Facies 6: Massiv sandstein med sandlinser.....	50
2.4 Transportretning.....	53
2.5 Petrografi og XRD	55

2.6	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ av kalsittsement	68
2.7	Korrelasjon.....	69
Kapittel 3: Diskusjon.....		71
3.1	Syntese av avsetningsmiljø.....	71
	Moderne analog – Nordsjøen	75
3.2	Transportretning.....	79
3.3	Provenans	81
3.4	Klima	82
3.5	Diagnese	85
Kapittel 4: Konklusjon.....		86
Referanser		88

Kapittel 1: Innledning

1.1 Bakgrunn og problemstilling

Mastergradsoppgaven vil ta for seg problemstillinger knyttet til sedimentære bergarter av paleoproterozoisk alder (Bergh et al., 2007) sør-vest på Vanna i Troms (Fig. 1.3.1). Disse bergartene er en del av bergartskomplekset i Vest-Troms gneisregion. Studiet inngår i et tverrfaglig regionalt prosjekt ved Institutt for Geologi, UiT: "Arkeisk og proterozoisk tektono-magmatisk skorpeutvikling i Vest-Troms Gneisregionen, Troms". Prosjektets hovedmål er å skaffe kunnskap om regionens prekambriske oppbygning, alder, tektoniske, magmatiske, vulkansk-sedimentære og metamorfe historie med relasjon til skorpedeformasjon. Vest-Troms gneisregion er særlig egnet for studier av den eldre prekambriske delen av den europeiske (fennoskandiske) kontinentalskorpen, blant annet fordi påvirkningen av den kaledonske fjellkjededannelsen er betydelig mindre her enn i prekambriske provinser lenger sør i Norge (Kullerud et al., 2006b).

De sedimentære bergartene på Vanna, kalt Vannagruppen (Fig. 1.4.1 og 1.4.2), er av Binns et al. (1980) delt inn i to formasjoner, en nedre Tinnvatnformasjon og en øvre Bukkheiaformasjon. Formasjonen har en avsetningskontakt til et arkeisk tonalittisk gneisunderlag og er til dels godt blottet i flere snitt både på tvers av og langs strøkretningen.

Vannagruppen har tidligere blitt antatt å være en del av den neoproterozoiske til kambriske autoktone lagrekken på det Fennoskandiske skjold (Gaal og Gorbatshev, 1987), alternativt en del av det midtre alloktone skyvedekket i den kaledonske fjellkjeden i Nord-Norge, deformert under den kaledonske orogenesisen (Binns et al., 1980, Johansen, 1987, Andresen og Opheim, 1990, Pedersen, 1997, Armitage, 1999). Denne teorien er nå avkreftet ved aldersdateringer med U-Pb metoden av mafiske intrusjoner på Vanna (Bergh et al., 2007) som gir en paleoproterozoisk alder (2.4-2.2 Ga) (se kap. 1.3.1).

Hovedmålsetningen for dette studiet var å gi en sedimentologisk tolkning av de sedimentære bergartene i Tinnvatnformasjonen. Delmål var å identifisere et potensielt kildeområde for sedimentene, samt gi en tolkning av klimaforholdene under avsetningen og sandsteinenes diagnose.

Mer spesifikt ble dette utført ved å:

- Kartlegge primære sedimentære strukturer og sedimentære facies i undre delen av Tinnvatnformasjonen med hovedfokus på å måle opp og beskrive lagrekken for å kunne gi en sedimentologisk tolkning.
- Utføre en petrografisk beskrivelse av både basement og de overliggende sandsteinene for å sammenligne den mineralogiske sammensetningen i disse to bergartene.
- Utrede transportretning under avsetningen basert på målinger av foresetlag i kryssjiktete enheter.
- Undersøke eventuell kjemisk forvitring av det tonalittiske gneisunderlaget like under kontakten til Tinnvatnformasjonen og av de sedimentære bergartene ved bruk av petrografiske og geokjemiske undersøkelser. Hensikten var å gi en tolkning av klimaet under avsetningen.
- Utrede sandsteinenes diagnose basert på petrografiske studier i kombinasjon med $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ – analyse.

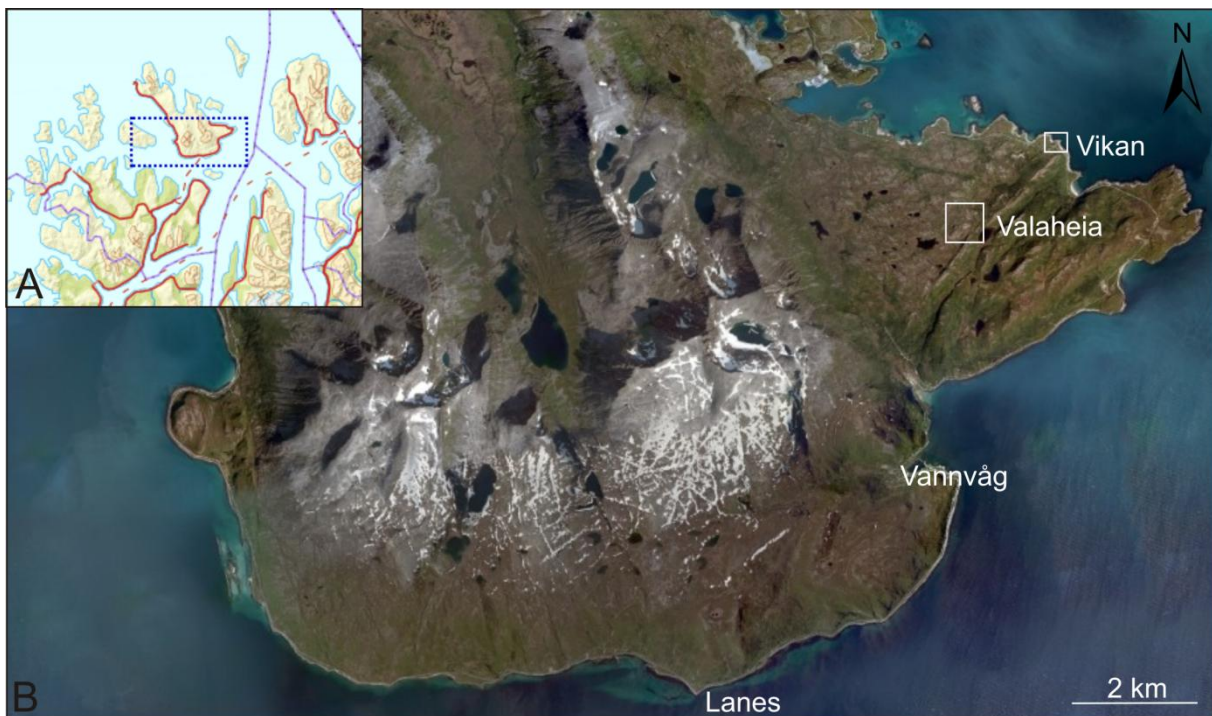
1.2 Geografisk beliggenhet

Feltområdet befinner seg på Vanna nordvest i Troms (Fig. 1.3.1) hvor Tinnvatnformasjonens sedimentære bergarter er studert ved to lokaliteter kalt Vikan og Valaheia (Fig. 1.2.1).

Vanngruppen kan følges fra Vikan i nordøst til Lanes i sørvest. Tinnvatnformasjon fremstår som avlange rygger adskilt av smale kløfter med en nordøst-sørvestlig strøkretning.

Formasjonenes lyse farge og gode eksponering gjør den svært godt synlig på flybilder (Fig. 1.2.1).

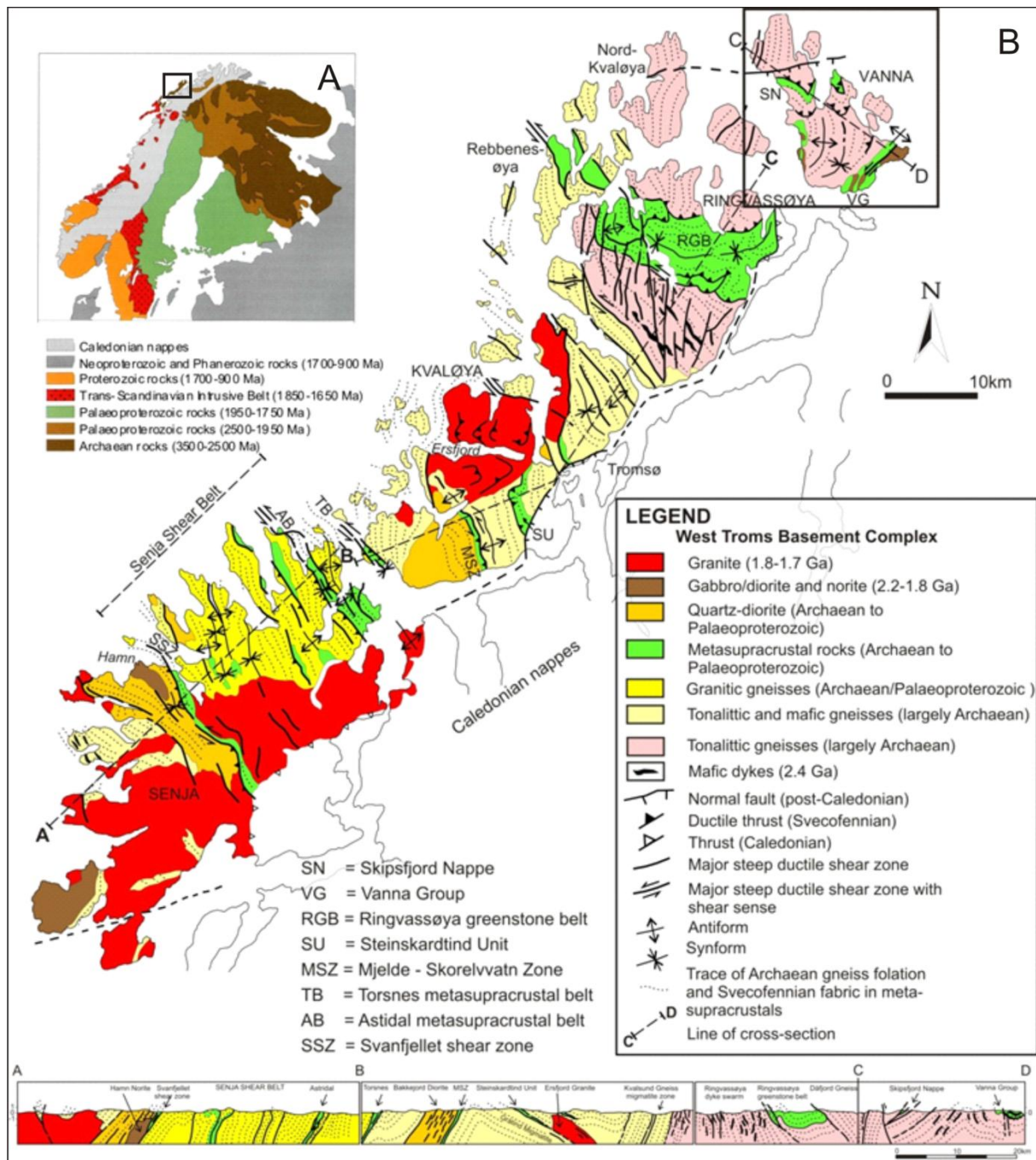
Ved Vikan er berggrunnen eksponert på et nes og er deretter godt blottlagt. Lokaliteten Valaheia ligger lengre fra kysten er til dels dårlig blottlagt på grunn av vegetasjon. Valaheia er delt inn i to separate lokaliteter med omtrent 150 meters avstand.



Figur 1.2.1 (A) Oversiktskart over øygruppe i Nordvest-Troms hvor utsnittet av Vanna er markert med stiptet boks. (B) Flyfoto over Vanna med de aktuelle lokalitetene markert med hvite bokser. Foto: <http://www.norgebilder.no/>

1.3 Regional geologi

Vest-Troms gneisregionen er en kjede av eksponerte neoarkeiske og paleoproterozoiske bergarter som strekker seg langs øygruppene fra Senja i sørvest til Vanna i nordøst (Fig. 1.3.1) (Corfu et al., 2003, Kullerud et al., 2006a, Bergh et al., 2010). I øst er regionen avgrenset av de kaledonske skyvedekkene som ligger strukturelt lavere fordi de er nedforkastet langs mesozoiske normalforkastninger (Olesen et al., 1997) . Den sørligste utstrekningen er begrenset mot den magmatiske provinsen i Lofoten og Vesterålen (Zwaan et al., 1998). Til tross for sin nære beliggenhet til den kaledonske fjellkjeden, viser regionen lite påvirkning av orogenesisen og har godt bevarte arkeiske og paleoproterozoiske bergartsstrukturer som for eksempel primære sedimentære strukturer (Bergh et al., 2010). De sedimentære bergartene på Vanna tilhører et av mange paleoproterozoiske grønnsteinsbeltene i Vest-Troms gneisregion (se kap. 1.3.1.3).



Figur 1.3.1 (A) Oversiktskart over bergarter tilhørende det Fennoskandiske skjold i Skandinavia. (B) Geologisk kart over Vest - Troms gneisregion som viser arkeiske og paleoproterozoiske grunnfjellsbergarter, plutonske suites og metasuprakrustale skjærbelster. Vanna er markert med firkant (etter Kullerud et al. 2006 og Bergh et al. 2009).

1.3.1 Vest-Troms gneisregion

Bergartene i Vest-Troms gneisregion er dominert av neoarkeiske tonalittiske gneiser i nordøst og neoarkeiske til paleoproterozoiske granitoide gneiser i sørvest (Fig.1.3.1) (Corfu

et al., 2003, Bergh et al., 2010). Hele denne regionen er intrudert av mafiske ganger datert til 2.4 Ga, og disse forekommer spesielt hyppig på Ringvassøya og Vanna (Kullerud et al., 2006b). Den sentrale og sørvestlige delen inneholder også mafiske og felsiske magmatiske intrusjoner som Ersfjordgranitten på Kvaløya og Hamn - noritten på Senja (Fig. 1.3.1) datert til henholdsvis 1792 ± 5 Ma (Corfu et al., 2003) og 1802.3 ± 0.7 Ma (Kullerud et al., 2006a). I tillegg finnes flere nordøst-sørvest strykende metasuprakrustalbelter og deformasjonssoner i Vest-Troms gneisregion (Bergh et al., 2010).

1.3.1.1 Neoarkeiske provinser

I den nordøstlige delen av Vest – Troms gneisregionen består grunnfjellsbergartene av tonalitt-trondhemitt-granodioritt gneiser (Fig. 1.3.1), kalt TTG -gneiser, metamorfosert til amfibolitt-facies, lokalt grønskifer-facies, og anorthosittiske gneiser med innslag av mafiske enheter (Bergh et al., 2010). Geokronologisk datering av grunnfjellsgneisene i regionen viser en neoarkeisk krystalliseringsalder (Corfu et al., 2003). Dåfjordgneisen på Ringvassøya og Vanna (Fig. 1.3.1) er de eldste bergartene i Vest-Troms gneisregionen datert til 3.0-2.8 Ga (Bergh et al., 2007). I den sørvestlige delen er gneisene hovedsakelig granittiske. Disse har en noe yngre krystalliseringsalder enn de tonalittiske (2689 ± 6 Ma) (Corfu et al., 2003).

Dåfjordgneisen på Ringvassøya grenser til Kvalsundgneisen (Fig. 1.3.1) som er en migmatittisk tonalittisk gneis (Bergh et al., 2010). Mellom gneisene opptrer en lav-vinklet foliasjonsparell duktil skjærsone på den sørlige delen av Ringvassøya, som også er til stede i gneisene i Senja skjærbeltet lengre sør (Armitage, 2005). Gneisene har en duktil foliasjon karakterisert som transponert foliasjon med intrafoliale folder og strekningslineasjoner. Foliasjonen har et nord - sør rettet strøk og variabelt fall som ofte er steilt. Denne foliasjonen har blitt dannet ved kompresjon og skorpefortykkelse i neoarkeisk tid (Bergh et al., 2010).

1.3.1.2 Mafiske intrusjoner

De neoarkeiske gneisene i Vest-Troms gneisregion er intrudert av mafiske og ultramafiske ganger. Bortsett fra enkelte mafiske ganger på Ringvassøya og en diorittgang på Vanna som intruderte lagparallelt i Vannagruppen, kutter de fleste gangene ikke gjennom metasuprakrustalbergartene, hvilket betyr at de er yngre (Zwaan, 1989, Bergh et al., 2007). Vannadioritten, som er datert til 2221 ± 3 Ma (Bergh et al., 2007), er den yngste intrusjonen, mens gangsvermene i Bakkejorddioritten er de eldste da de er datert til omtrent 2670 Ma (Kullerud et al., 2006b). Gangene på Ringvassøya, datert til 2403 ± 3 Ma (Kullerud et al., 2006b), har en mafisk til ultramafisk sammensetning og geokjemi som klassifiserer dem som overgang mellom MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*) og kontinental tholeiitt. Dette kan være en indikasjon på at intrusjon fant sted i et kontinentalmarginalt miljø (Kullerud et al., 2006b). Disse mafiske gangbergartene er ofte trunkert og forskjøvet av duktile og semiduktile svekofenniske skjærsoner (Bergh et al., 2010).

1.3.1.3 Vulkanske og sedimentære suprakrustalbergarter

De neoarkeiske gneisene i Vest-Troms gneisregion er adskilt fra hverandre og overleiret av nordvest-sørøst orientert metasuprakrustalbelter (Zwaan og Bergh, 1995, Bergh et al., 2010). Disse består hovedsakelig av metakonglomerater, metapsamitter, glimmerskifre, metavulkanitter og massive sulfidforekomster (Sandstad og Nilsson, 1998). Suprakrustalbeltene inkluderer Svanefjelletbeltet (Zwaan og Bergh, 1995) og Astridalbeltet (Pedersen, 1997) på Senja, Torsnesbeltet (Nyheim et al., 1994), Mjelde-Skorelvvatnbeltet (Armitage, 1999) og Steinskardtindbeltet (Gjerløw, 2008) på Kvaløya, Ringvassøya grønnsteinsbeltet (Zwaan, 1989) på Ringvassøya, og Vannagruppen (Binns et al., 1980, Bergh et al., 2007) på Vanna.

Svanefjellet- og Torsnesbeltene markerer henholdsvis den sørvestligste og nordøstligste grensen Senjaskjærbeltet som er blant de sterkest deformerte suprakrustalbergartene (Zwaan og Bergh, 1995, Pedersen, 1997). Ringvassøya grønnsteinsbeltet og Vannagruppen er de bredeste suprakrustalbeltene, hvor Vannagruppen representerer de nordligste og minst deformerte suprakrustalene.

De 2.4 Ga (paleoproterozoiske) mafiske gangsvermene på Ringvassøya som ikke kutter suprakrustallene, og en 2.2 Ga diorittsill på Vanna som ligger lagparallelt med de sedimentære bergartene i Vannagruppen, gir en god tidsramme for avsetningen av suprakustalbergartene (Kullerud et al., 2006b, Bergh et al., 2007). Tidsrommet mellom 2.5 Ga og 2.4 Ga er kjent som en fase hvor det Arkeiske kontinenter ble gjennomslått av intrusjoner, og da det ble dannet intrakratonske riftbassenger, bl.a. på det Fennoskandiske skjoldet (Lahtinen et al., 2008).

1.3.1.4 Felsiske og mafiske plutonske bergarter

I tidsperioden ca. 2.0 - 1.8 Ga ble gneisene på Kvaløya og Senja intrudert av felsiske og mafiske plutonske bergarter. Disse inkluderer Ersfjordgranitten og Bakkejorddioritten på Kvaløya og Hamnnoritten på Senja (Fig. 1.3.1). Hendelsen var et forløp til øybue – og skorpekollisjon. Perioden er karakterisert av tektonisk kontraksjon og amfibolitt- til granulitt-facies metamorfose. Både Ersfjordgranitten og Hamn-noritten intruderte før den svekofenniske orogenesisen fordi de også er deformert under orogenesisen. Granittiske pegmatittganger intruderte gneisene og suprakrustalbergartene i siste fase av den svekofenniske tektonismen. nordvest-sørøst strykende skjærsoner mellom granitt-gneis kontakten på Kvaløya er også intrudert av pegmatitt ganger (Bergh et al., 2007).

1.3.1.5 Svekofennisk deformasjon

De neoarkeiske til paleoproterozoiske gneisene opptrer i dag som linser avsnørt av NV-SØ rettede smale belter av paleoproterozoiske vulkanske og sedimentære bergarter og mylonittiske skjærsoner. Skjærsonene er ofte lokalisert i kontaktene mellom gneisene og suprakrustalbergartene, men også i områder hvor TTG - gneisene har en steil foliasjon. Dette gjelder blant annet for Astridal, Torsnes og Mjelde-Skorelvvatn beltene og for Ringvassøya grønnsteinsbeltet (Fig.1.3.1). Den mest omfattende skjærsonen er det 30 km brede nordvest-sørøst rettede Senja skjærbeltet (Cumbest, 1987). Denne sonen er, basert på gravitasjons og magnetiske anomalimålinger, antatt å være en fortsettelse av den

Svekofendiske "Bothnian-Senja" skjærsonen i den svenske delen av det Fennoskandiske skjold (Henkel, 1991, Doré et al., 1997).

Bergartene i Vest-Troms gneisregion har blitt utsatt for flere episoder med metamorfose og deformasjon i paleoproterozoisk tid, blant annet en fase datert til 1768 ± 4 Ma (Kullerud et al., 2006b). Denne tektono - metamorfe hendelsen resulterte i til dels omfattende medium- til høygrads metamorfose, mens deformasjon og metamorfose i den nordøstlige delen av Vest-Troms gneisregion var svakere og lokalt lav-grads type (grønnskiferfacies). Dette gjelder for eksempel bergartene på Vanna (Kullerud et al., 2006b), hvor man finner bevarte sedimentære strukturer (se kap. 1.4). På Vanna ble den sedimentære lagrekken deformert i form av skrå/vertikalstilling og til dels inversjon, med åpne asymmetriske til tette isoklinale folder og assosiert kløvutvikling.

1.3.1.6 Oppsummering: Geologisk utvikling av Vest-Troms gneisregion

Vest-Troms gneisregions utvikling og deformasjonshistorie er meget omfattende og spenner seg fra arkeikum til paleoproterozoisk tid (Bergh et al., 2010). Tonalittiske intrusivbergarter ble utsatt for en neoarkeisk kontraksjon og deformert og metamorfosert til granulittfacies TTG - gneiser. I paleoproterozoisk tid foregikk det sannsynligvis skorpe-ekstensjon med vulkanisme, intrusjon av mafiske gangsvermer og avsetning av sedimenter i riftbasseng (Bergh et al., 2010). Under den svekofendiske tektono - magmatiske utviklingen (1.8-1.75 Ga) ble skorpen forkortet og fortykket, hvor bergartene ble deformert og metamorfosert ved prograd medium - til høygrads metamorfose og deretter lokalt retrogradert til grønnskiferfacies. Denne metamorfosegraden avtar fra sørvest til nordøst i regionen (Bergh et al., 2010). Dette kan skyldes at den sørvestlige delen lå nærmere den aktive delen av den paleoproterozoiske kontinentalmarginen, mens den nordøstlige delen lå i forlandsområdet (Bergh et al., 2010). Det var i denne, antatte distale delen av gneisregionen at Vannagruppens sedimentære lagrekke ble avsatt (Bergh et al., 2010).

1.4 Vannas geologi og tidligere arbeid

1.4.1 Generelt om bergartene på Vanna

Hovedelementene i Vannas geologi er beskrevet og tolket av Binns et al. (1980), Johansen (1987), Andresen og Opheim (1990) og Bergh et al. (2007), mens strukturgeologiske og petrologiske forhold er utredet av Pettersen (2007) og Knudsen (2007).

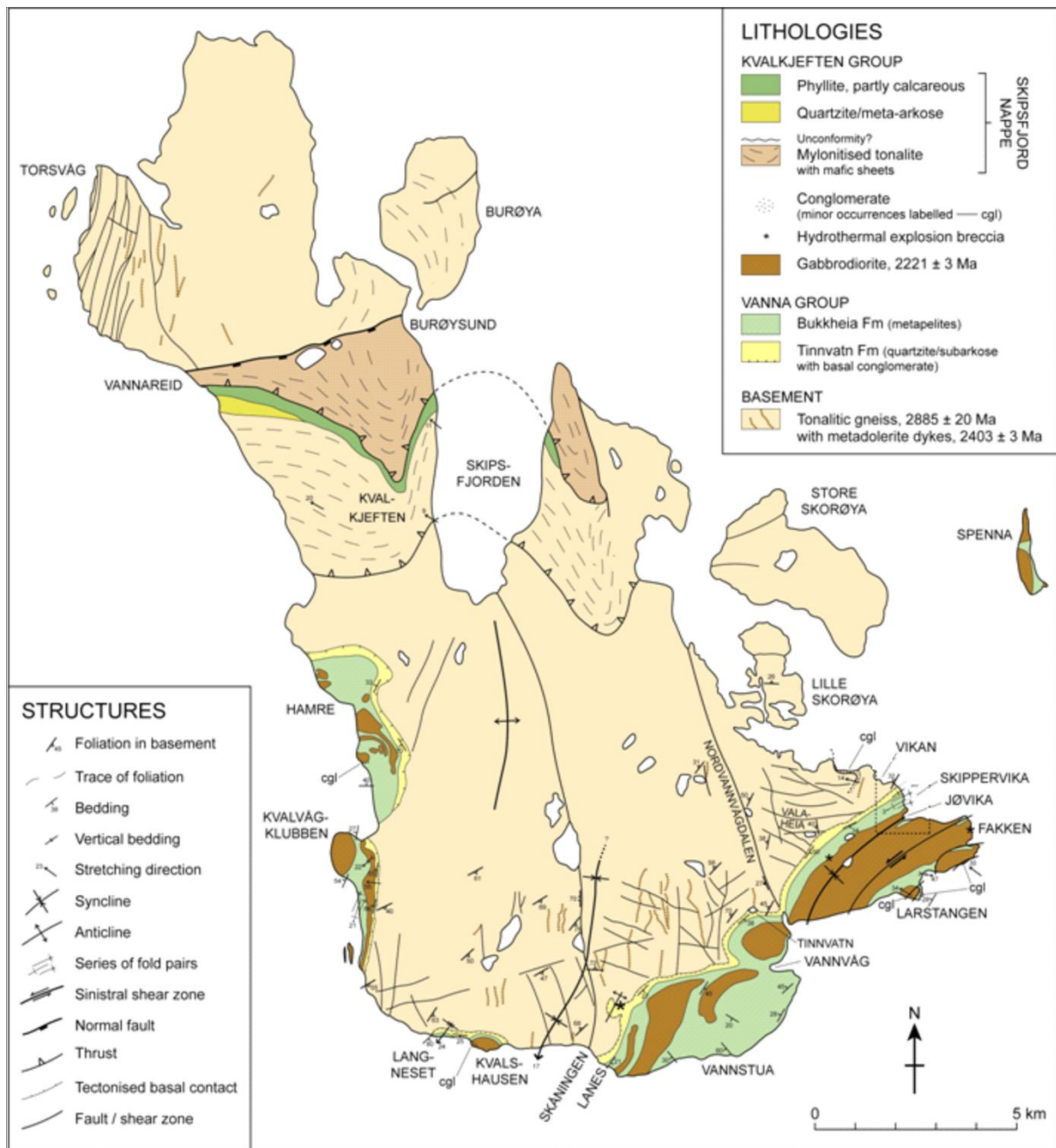
Bergartene på Vanna består av tonalitt, kvarts - feltspatiske gneiser (2885 ± 20 Ma) (Bergh et al., 2007) og anorthosittiske intrusive og metamorfe bergarter (Zwaan og Grogan, 1998, Zozulya et al., 2009). Tonalittene er intrudert av mafiske gangsvermer datert til 2403 ± 3 Ma (Kullerud et al., 2006b). Disse mafiske gangene er enkelte steder, for eksempel ved Nord - Vannvågdalen, Torsnes og Burøysund (Fig. 1.4.1) kuttet av mylonittiske skjærsoner (Bergh et al., 2007). Enkelte xenolitter av suprakrustalbergarter som kvartsitt og konglomerat forekommer også i tonalitten, samt hyppig forekomst av årer bestående av hydrotermalkvarts er observert (Johansen, 1987). Mineralsammensetningen til tonalitten er plagioklas (ca. 75%), kvarts (15-30%), glimmer, epidot/kliноzoisitt, biotitt og karbonat med assessoriske mineraler som zirkon, turmalin, titanitt og kloritt (Johansen, 1987).

En øst-nordøst - vest-sørvest orientert normalforkastning skiller de tonalittiske gneisene i sør fra metamorfe suprakrustalbergarter Skippsfjorddekket i nord (Andresen og Opheim, 1990). I den sørøstlige delen av Vanna opptrer Vannagruppens bergarter med en avsetningskontakt til underlaget av tonalittiske gneiser. Disse bergartene forekommer også i belter lengre sør og sørvest. Vannagruppen, som er fokus for dette studiet, inneholder en diorittisk intrusivbergart som også finnes i mindre belter i sør (Fig. 1.4.1).

Skippsfjorddekket består av to enheter med mylonittiskert tonalittisk gneis adskilt av en metasedimentær sekvens, kalt Kvalkjeftengruppen, som ligger diskordant over den nedre gneisenheten. Kvalkjeftgruppen deles inn i en nedre enhet, Geitdalenformasjonen, som består av metapsamitt og kalkholdig metapelitt og en øvre enhet, Brattfjellformasjonen, som er dominert av metapelitter og noe kvartsitt mot toppen. Både gneisene og metasedimentene har en mylonittisk foliasjon med NV-SØ rettede strekningslineasjoner (Andresen og Opheim, 1990). Kvalkjeftengruppen har en metamorfosegrad som går fra øvre

grønnskiferfacies til nedre amfibolittfacies. Sammenlignet med midtre grønnskiferfacies i Vannagruppen, er metamorfosegraden ikke veldig ulik (Rice et al., 1990).

Andresen og Opheim (1990) antyder at Skipsfjorddekket er kaledonsk og korrelerer med Kalak-dekkkomplekset i Midtre Allohton i Finnmark, mens suprakustalenheten i sørøstlige Vanna utgjør den autoktone delen ved den kaledonske fronten. Nyere studier av blant annet deformasjonsmønsteret i Skipsfjorddekkets bergarter, samt de nye aldersdateringene av Vannagruppen, indikerer at Skipsfjorddekket er et svekofennisk (paleoproterozoisk) skyvedekke som kan korreleres med Vannagruppen basert på deformasjonsgrad og alder (Bergh et al., 2007).



Figur 1.4.1 Geologisk kart over Vanna som viser det tonalittiske gneisunderlaget og de sedimentære suprakrustalene som representerer Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen sørøst og vest på Vanna (etter Kullerud et al. 2006 og Bergh et al. 2009).

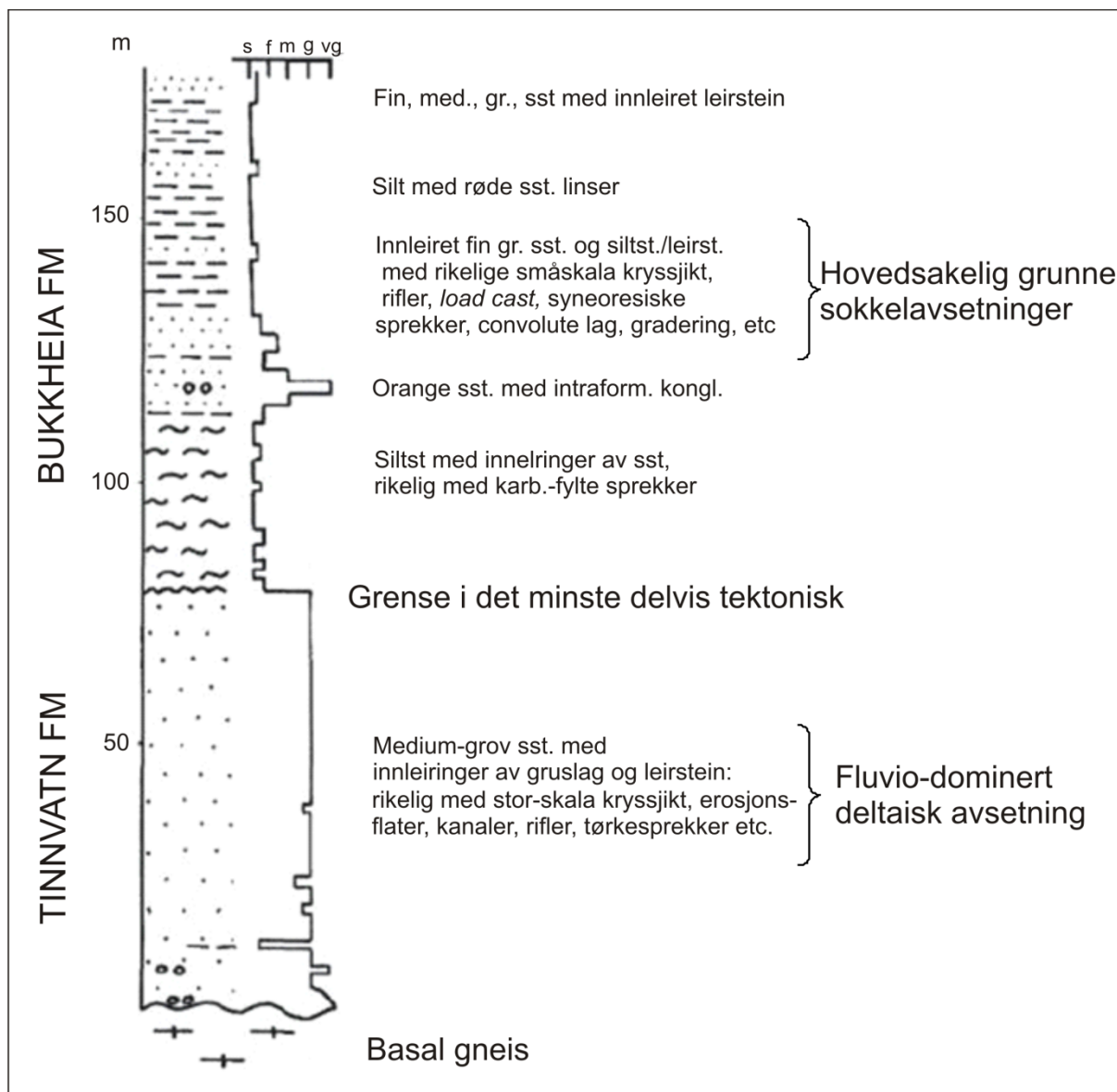
1.4.2 Vannagruppen

Vannagruppen består av metasedimentære bergarter som ligger med en primær avsetningskontakt på de neoarkeiske tonalittiske gneisene (Binns et al., 1980). Kontakten til underlaget er NØ-SV strykende og steilt til bratt hellende (70-90°) mot sørøst som følge av skråstilling av hele Vannagruppens lagrekke under den Svekofenniske deformasjonen (se kap.1.3.1) (Bergh et al., 2007). Vannagruppens mektighet er estimert til omlag 500 meter, og er blottet fra Vikan i nordøst til Lanes i sørvest (Fig. 1.4.1). U-Pb - dateringer av detrital zirkon i Vannagruppen tyder på at sedimentene i stor grad er derivert fra det neoarkeiske (2885±20 Ma) tonalittiske gneisunderlaget (Bergh et al., 2007).

Binns et al. (1980) delte Vannagruppens sedimentære bergarter i Tinnvatnformasjonen (eldst) og Bukkheiaformasjonene (yngst) der Tinnvatnformasjonen er karakterisert ved arkosisk sandstein mens Bukkheiaformasjonen består av leirstein med vekslende lag av sand og siltstein. På grunnlag av sedimentære strukturer ble Tinnvatn - og Bukkheiaformasjonene tolket som henholdsvis fluvio - deltaisk og grunn-marin avsetning av Binns et al. (1980).

Det har ikke vært mulig å sammenstille et sammenhengende stratigrafisk profil av Vannagruppen fordi de sedimentære bergartene til dels er sterkt foldet og deformert (se kap. 1.3.1). Dette førte til at enkelte lag og kontakter er invertert, samt at de er påvirket av kløvutvikling (Pettersen, 2007). I den leirrike Bukkheiaformasjonen er også enkelte enheter repetert slik at sann tykkelse av formasjonen er vanskelig å estimere (Pettersen, 2007). Denne delen av Vannagruppen har tatt opp mest av deformasjonen som følge av sin finkornete tekstur slik at deformasjonen av Tinnvatnformasjonen er begrenset.

Bukkheiaformasjonen er intrudert av en diorittisk laggang med godt bevarte intrusjonskontakter til de sedimentære bergartene (Binns et al., 1980). Intrusjonen kutter ikke kontakten mellom det tonalittiske grunnfjellet og Tinnvatnformasjonen (Andresen og Opheim, 1990).



Figur 1.4.2 Skematisk logg gjennom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen med faciestolkninger etter Binns et al. (1980) og Knudsen (2007).

Tinnvatnformasjonen: Tidligere arbeid

Tinnvatnformasjonen er omlag 80 meter tykk (Fig. 1.4.2) og består av en arkosisk til subarkosisk kalkholdig sandstein med en hvit til lys grønn farge (Binns et al., 1980). De detritale kornene er ovale/ellipsoidale til elongerte med medium til grov kornstørrelse og bimodal sortering. Den nedre delen består av et omlag 0,5 meter tykt konglomerat som ofte fyller fordypninger i det noe undulerende underlaget, og derfor bekrefter at kontakten til tonalitten er en avsetningskontakt. Klastene er opptil 6 cm lange og består av årekvarts og

kvartsitt (Binns et al., 1980). Mektige (> 1m) planære til tabulære og lav vinklede (< 20°) kryssjikt og rytmisk planær-lagdelt sand - og siltstein karakteriserer lagrekken (Binns et al., 1980).

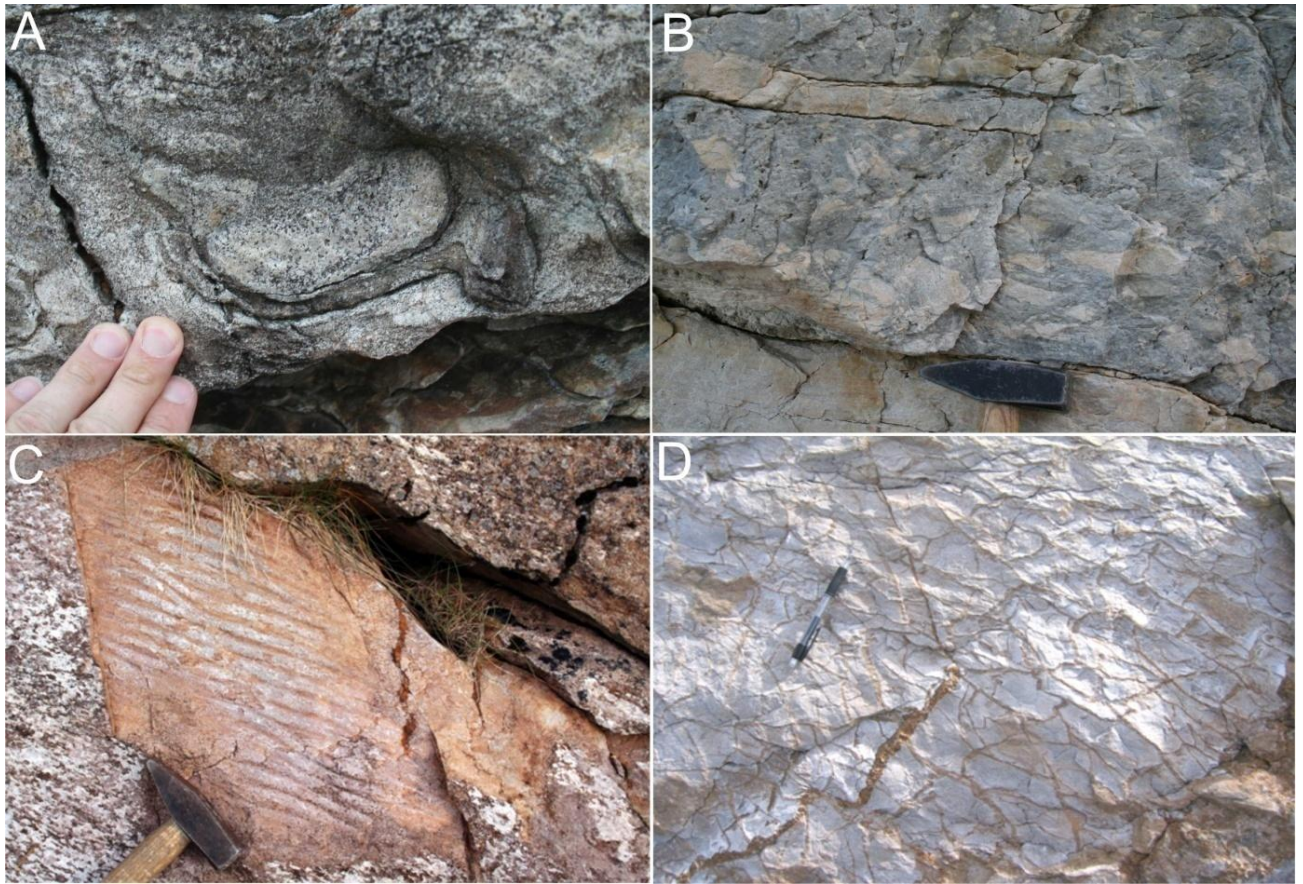
Et deltatisk avsetningsmiljø er i følge Binns et al. (1980) den mest sannsynlige tolkningen basert på den planære karakteren til kryssjiktene, da et fluvialt opphav ville favorisert traue - kryssjikt, til tross for at den bimodale kornsorteringen indikerer et fluvialt-dominert miljø.

Undersøkelsene til Binns et al. (1980) var preliminære, men danner et godt utgangspunkt for mer detaljerte stratigrafiske og sedimentologiske studier. Stratigrafiske logger ved ulike lokaliteter er ikke tidligere etablert, noe som muliggjør en lateral analyse av facies og oppbygging av lag. En transportanalyse for avsetningen av sedimentene er heller ikke tidligere utført, samt petrografiske analyser som kan belyse kildeområde.

Bukkheiaformasjonen: Tidligere arbeid

Bukkheiaformasjonen er oppkalt etter Bukkheia, en åskam vest for Vannvåg (Fig 1.4.1), der lagrekken er godt blottet. Den nedre delen av formasjonen er dog bedre eksponert langs nordøstkysten fra Vikan til Rødbergan i Jøvika (Fig. 1.4.1). Overgangen fra Tinnvatn - til Bukkheiaformasjonen er delvis en avsetningskontakt og delvis en tektonisk kontakt. Kontakten er sjeldent eksponert, men der de to formasjonene er i direkte kontakt har de en parallell lagstilling som kan tyde på en konformitet mellom de to formasjonene. Bukkheiaformasjonen er estimert til vel 100 meters tykkelse, men intrusjon av dioritt og etterfølgende deformasjon gjør det vanskelig å gi en eksakt mektighet (Binns et al., 1980).

Til tross for at deformasjonen av Vannagruppen er konsentrert i Bukkheiaformasjonen, er både primær lagning og flere primære sedimentære strukturer stedvis bevart. Blant disse finner man bølgerifler, tørkesprekker, intraformasjonalt konglomerat, *load-cast* strukturer og *convolute* laminering (Fig. 1.4.3) (Binns et al., 1980, Johansen, 1987, Bergh et al., 2007). De sedimentære bergartene består av angulære til subangulære detritale korn av kvarts og feltspat med moderat til god sortering (Binns et al., 1980).



Figur 1.4.3 Sedimentære strukturer i Bukkheiaformasjonen. (A) Load-cast i Skipparvika som indikerer vei opp. (B) Intraformasjonalt konglomerat i Skipparvika. (C) Bølgerifler ved Rødbergan. (D) Tørkesprekker ved Rødbergan. Foto: Paul Armitage

De nedre 50 meterne av Bukkheiaformasjonen består av grå, kalkholdig, feltspatisk silt- og sandstein hvor sandsteinslagene er 1-10 cm tykke med fin til medium kornstørrelse. Sedimentene inneholder kalsitt konsentrert langs kløv og bruddplan som danner en skrå vinkel til lagningen (Binns et al., 1980).

Over dette intervallet forekommer en 1-6 meter tykk sandstein karakterisert av en oransje forvitningsfarge med medium til grov kornstørrelse. Sandsteinen inneholder et intraformasjonalt konglomerat som fremstår som linser og inneholder angulære til subangulære klaster. Denne enheten er benyttet til korrelasjon fordi den finnes innen hele det undersøkte området. Konglomeratet er etterfulgt av 50 meter med lagdelt sand - og siltstein med lysgrå til grønnlig grå farge. Denne enheten er også feltspatisk men inneholder mindre kalk enn den nedre enheten. Disse sedimentene inneholder småskala sedimentære

strukturer som rifler, krysslaminering, *loading*-strukturer, tørkesprekker og sandpolygoner (Binns et al., 1980).

De resterende 50 meterne av Bukkheiaformasjonen består hovedsakelig av massiv til tynt lagdelt lysgrå sandstein med fin til medium kornstørrelse. Sandsteinene er rike på feltspat og klassifiseres derfor som subarkosiske-arkosiske. Sandsteinene inneholder enkelte lag av mørk leire- til siltstein. Enheten har en lokalt utviklet horisont bestående av en finkornet lillagrå siltstein med rødlig jernrike lag av grov sandstein. Sandsteinslagene er ofte avgrenset til linser som kan være et resultat av syngenetisk *slumping* (Binns et al., 1980).

Ifølge Binns et al. (1980) tyder de sedimentære strukturene i Bukkheiaformasjonen på at avsetningsmiljøet har vært grunnmarint, med forandringer i havnivå og perioder med subaeril eksponering.

1.5 Metoder

1.5.1 Feltarbeid

Høsten 2009 ble feltarbeidet begrenset til en enkel dag med rekognosering der en del prøvemateriale ble innsamlet slik at noe materiale var tilgjengelig for å sette i gang analyser og forberedelser til neste års feltarbeid. Feltarbeidet ble hovedsakelig utført i løpet av tre til fire uker sommeren 2010, og supplert med et par feltdager høsten 2011. Feltarbeidet bestod i stor grad av logging av utvalgte vertikallprofiler (Fig. 2.1.1). Både omkring de oppmålte profilene og mellom disse ble storskala strukturer og litologiske grenser inntegnet på flyfoto. Under kartleggingsarbeidet ble posisjonene til de enkelte lokalitetene bestemt ved hjelp av GPS der det ble benyttet en *Garmin Vista Cx*. Kartene ble deretter digitalisert ved å compilere importerte GPS punkter med kartleggingen på flyfoto (Fig. 2.2.2, 2.2.5 og 2.2.6).

Oppmålingen av lagrekken ble utført på millimeterpapir i målestokk 1:50, hvor hensikten var å fastslå tykkelse, kornstørrelse, litologi og sedimentære strukturer. Målingen av kornstørrelse ble utført ved hjelp av kornstørrelsesmåler og lupe med 10X forstørrelse. Strøkretningen og helning ble målt ved hjelp av et Silva klinometerkompass med 360° skala og 90° klinometer.

Vikan ble fra starten av definert som hovedlokaliteten på grunn av den gode blotningsgraden, og steinprøver ble derfor hovedsakelig samlet inn her. Prøvene ble samlet inn systematisk fra bunnen av lagrekken og oppover med jevne intervall slik at alle facies ble representert. Der det var hensiktsmessig, ble enkelte prøver samlet inn også ved Valaheia. Prøvene er navngitt ut i fra lokalitet(V=Vikan, Sk=Valaheia), antall prøver og årstall.

1.5.2 Bearbeiding av steinprøver

På laboratoriet ved Institutt for Geologi, UiT, ble steinprøvene sagt i to, og deretter ble flatene polert på slipeskive med karborundum 120 og 400. For lettere å studere kalsittsementering, ble samtlige prøver farget med Alizarin rød S i henhold til Dicksons metode (Dickson, 1965). Ved denne metoden blir eventuell kalsitt farget rosa, mens resterende sedimenter vil beholde sin opprinnelige farge.

Den ene halvdel av de enkelte prøvene ble grovknust i en kjeftknuser og deretter finmalt i slyngmølle. Før knusingen ble forvitrede områder og eventuelle kalsittårer sagd vekk slik at kun fersk bergart gjenstod. Det finkornete pulveret ble deretter benyttet til XRD-analyse (se kap.1.5.4) $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - analyse (se kap.1.5.5).

1.5.3 Petrografiske undersøkelser

Interessante områder for fremstilling av tynnslip ble bestemt via undersøkelser i binokularlupe av de polerte og fargede håndstykkene. I alt ble 19 tynnslip preparert, hvorav 13 var fra Vikan og 6 fra Valaheia . Alle tynnslipene er 30 μm tykke og høyglanspolerte. Standard mikroskopering ble utført med et LEICA DMLP polarisasjonsmikroskop. Hensikten var å bestemme den mineralogiske sammensetningen av det klastiske materialet, kornform og kornstørrelse. Den dominerende kornstørrelsen ble bestemt ut fra hyppighet i tynnslipene, hvor kornstørrelsen deretter ble målt ved hjelp av målestokk i trådkorset i linsen. Pyritt i tynnslipene ble påvist ved hjelp av pålys i et Leica DMLP mikroskop. Pålys benyttes fordi pyritt er opakt, men reflekterer pålys.

Katodeluminisensmikroskopering ble utført for å identifisere eventuelle forskjellige generasjoner av kalsittsement. Til dette arbeidet ble det benyttet et Nikon LABOPHOT-2 der det var montert et nuclide ELM-2A Luminoskop. Under mikroskoperingen var gasstrykket i kammeret på omlag 120 millitorr, strømstyrke 1 mA og høyspenning 13,5 kV.

Ved denne typen mikroskopering kan enkelte mineraler luminisere med en farge som er karakteristisk for både konsentrasjon og sammensetning av sporelementer i krystallgitteret (Marshall og Mariano, 1988).

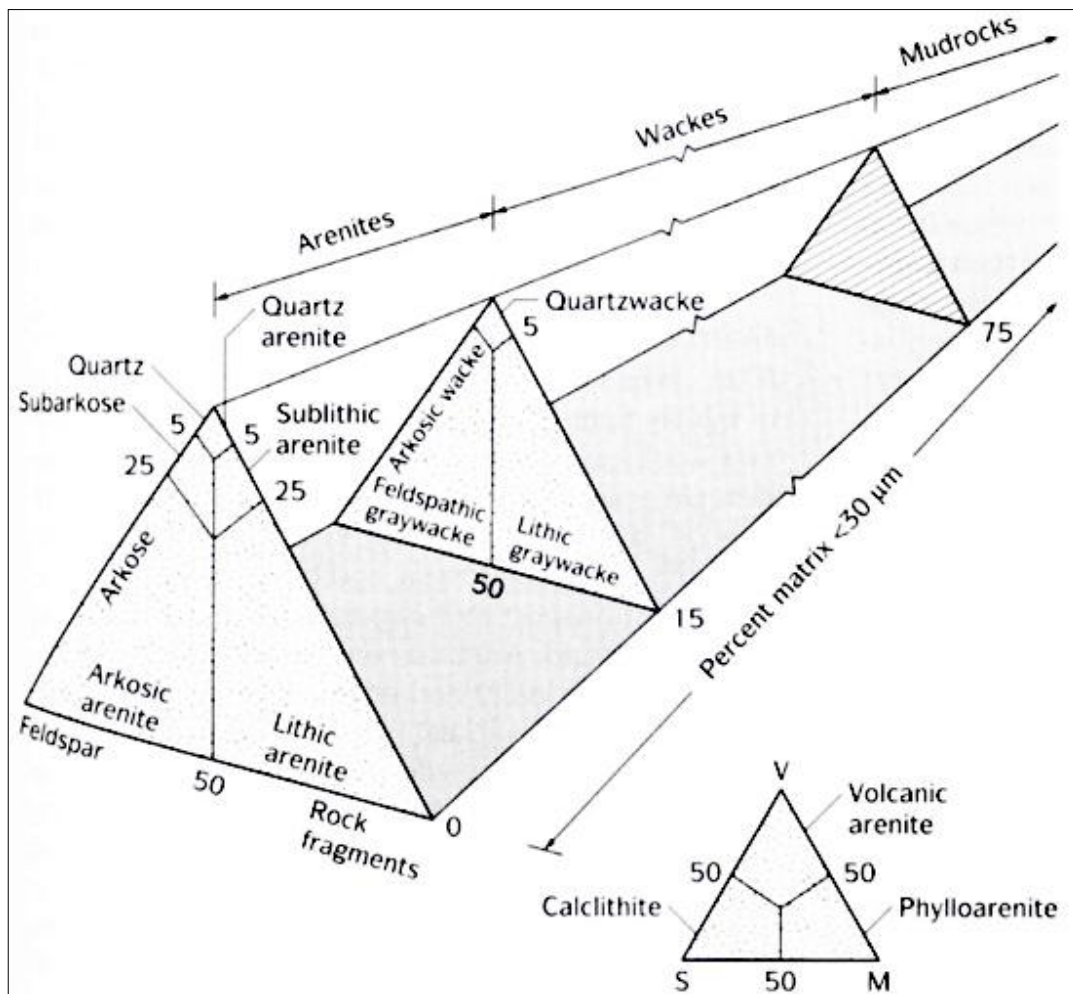
1.5.4 XRD-analyse

XRD-analyse ble utført ved Jagiellonian University i Cracow, Polen. Følgende beskrivelse av metoden ble levert med analysen:

“XRD analyses were performed using Philips X’Pert diffractometer equipped with vertical goniometer PW3020, a 1^o divergence slit, 0.2 mm receiving slit, incident and diffracted beam

Sollers, 1^o anti scatter slit, and a graphite diffracted beam monochromator. CuK α radiation was used with an applied 40 kV voltage and 30 mA current. All the mounts were scanned in ambient humidity (i.e. 18-20% RH) from 2° to 64° 2 θ at a counting speed 0.02°/step/1s.”

For klassifisering av sandsteinen ble innholdet av feltspat og kvarts basert på XRD-analyser benytte klassifikasjonen etter Dott (1964). Basert på sandsteiner der mineralogien er dominert av kvarts og feltspat, deles sandsteiner inn i arkosisk arenitt, arkose og subarkose ut i fra den prosentvise andelen av feltspat (Fig. 1.5.1).



Figur 1.5.1 Klassifikasjon av sandstein basert på innhold av feltspat, kvarts og bergartsfragmenter (Dott, 1964).

1.5.5 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ – analyser av kalsittsement

Stabil isotopanalyser av C og O i kalsittsement ble utført ved *Iso-Analytical Limited* i Cheshire, Storbritannia. Følgende beskrivelse av metoden ble levert med analysene:

“Samples were weighed into clean Exetainer™ tubes and the tubes placed in a drying oven for 24 hours to remove moisture. Once the samples were dry, septum caps were fitted to the tubes. The tubes were then flushed with 99.995 % helium. The following procedures were used for analysis of the samples.

- Where the samples were noted as calcite cemented sandstone or tonalite and to be measured as such, acid was added to the samples and they were allowed to react in the acid overnight to allow complete conversion of calcite to CO_2 .
- Where the samples were noted as dolomite and to be measured as such, acid was added to the samples and they were allowed to react in the acid overnight then heated to 90°C for 3 hours to allow complete conversion of dolomite to CO_2 .

The CO_2 gas liberated from samples was then analysed by Continuous Flow-Isotope Ratio Mass Spectrometry (CF-IRMS). Carbon dioxide was sampled from the Exetainer™ tubes into a continuously flowing He stream using a double holed needle. The CO_2 was resolved on a packed column gas chromatograph and the resultant chromatographic peak carried forward into the ion source of a Europa Scientific 20-20 IRMS where it is ionised and accelerated. Gas species of different mass are separated in a magnetic field then simultaneously measured using a Faraday cup collector array to measure the isotopomers of CO_2 at m/z 44, 45, and 46.

The phosphoric acid used for digestion had been prepared for isotopic analysis in accordance with Coplen *et al.* (1983) *Nature*, 302, 236-238, was injected through the septum into the vials.

Reference Standards and Quality Control:

The reference material used during analysis of your samples was IA-R022 (Iso-Analytical working standard calcium carbonate, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -28.63\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -22.69\text{‰}$). IA-R022, NBS-18 (carbonatite, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -5.01\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -23.2\text{‰}$) and NBS-19

(limestone, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = +1.95 \text{ ‰}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -2.2 \text{ ‰}$) were run as quality control check samples during analysis of your samples.

NBS-18 and NBS-19 are inter-laboratory comparison standard distributed by the International Atomic Energy Agency (IAEA). IA-R022 has been calibrated against and is traceable to NBS-18 and NBS-19.

Analysis Comments:

After the initial analysis, six samples (noted in results file) yielded no CO_2 after acid digestion. To be certain, these samples were re-measured at a much larger sample size (ca. 50 mg) and were also heated to 90°C for 3 hours.

Three of the samples (noted) still did not yield any CO_2 suggesting that there was no carbonate present. The remaining samples however, yielded sufficient CO_2 for analysis.

Sample Storage and Disposal:

The unused portions of each sample will be returned to you if you request us to do so, otherwise the samples will be placed in storage for a period of three months after which time they will be disposed of.”

1.5.6 Bestemmelse av transportretning

I Tinnvatnformasjonen har strøk og fall til kryssjiktete lag blitt målt på alle observerte tredimensjonalt tilgjengelige snitt. Orienteringsdata for den øvre delen av Vikan, fra 19 til 39 meter, er i form av lineære indikatorer hvor transportretning er bestemt ut i fra lengdeaksen til trau kryssjikt. De resterende dataene fra Valaheia, samt de nedre 19 meterne av lagrekken ved Vikan er av planære indikatorer i form av *foresets* til planære kryssjikt.

Siden den sedimentære lagrekken på Vanna er tektonisk skråstilt (se kap. 1.4.2), kan paleotransport indikatorene ikke benyttes direkte, men lagrekken må roteres tilbake til horisontalplanet for å kunne simulere den opprinnelige posisjonen som var gjeldende under avsetningen av sedimentene. For å gjennomføre dette, er det nødvendig å ha kjennskap til størrelsen og retningen på fallet til både foresetene og den lokale tektoniske helningen.

Dette utføres ved å plote polen til normalen til både foresetene og lagningen i en stereografisk projeksjon, for deretter å rotere punktene slik at normalen til lagningen ligger i en storsirkel (Lisle og Leyshon, 2004). For å gjenopprette lagningen til horisontalt, må dette punktet flyttes til sentrum av projeksjonen. Normalen til foresetene må deretter flyttes tilsvarende langs små sirkelen normalen ligger i. Den nye posisjonen viser da normalen til foresetene da sedimentene ble avsatt, og denne posisjonen kan konverteres tilbake til en retning og størrelse på helningen (Lisle og Leyshon, 2004).

1.5.7 Programvarer

ArcGIS 10 ble benyttet for å digitalisere flyfoto ut i fra referansepunkter markert i felt slik at koordinater fra felt kunne markeres. Flyfotoene ble videre bearbeidet i corelDraw X4 for å markere de ulike lagene og grensene mellom dem, samt kontakten mellom sedimentene og gneisunderlaget. Det samme programmet ble brukt i forbindelse med digitalisering loggene. Orienteringsdataene ble behandlet i GEOrient ver.9.5.0 hvor rosedigram for transportretninger er hentet fra. Flybilder ble hentet fra <http://norgei3d.no/> og <http://www.norgeibilder.no/>.

Kapittel 2: Sedimentologisk beskrivelse av Tinnvatnformasjonen

2.1 Innledning

Innledningsvis vil det bli gitt en generell beskrivelse av lagrekken i Tinnvatnformasjonen. De følgende delkapitlene vil ta for seg lagrekkens opptreden, faciesanalyser i form av mesoskopiske beskrivelser fra felt og mikroskopiske beskrivelser fra tynnslip, samt tolkninger av potensielle avsetningsprosesser. En grundigere og mer detaljert tolkning av facies-assosiasjoner og mulig paleomiljø for avsetningen vil bli beskrevet i kapittel 3.

Den nedre delen av Tinnvatnformsjonen har en total vertikal mektighet på omlag 40 meter. I terrenget fremstår denne delen av formasjonen som en topografisk høyderykk, fordi disse bergartene er mer resistente mot erosjon enn de omkringliggende bergartene (Fig 2.2.1 A). Johansen (1987) estimerte den totale tykkelsen til Tinnvatnformasjonen til omlag 100 meter. I beregningen av denne tykkelsen er det tatt forbehold om repetisjon av lagrekken som følge av folding og reversforkastninger (se kap 1.4.2) (Bergh et al., 2007, Pettersen, 2007).

Bergartene i Tinnvatnformasjonen har en nordøst-sørvestlig strøkretning og fall mot sørøst på alle lokalitetene. Lagene har generelt et bratt fall hvor de ved Vikan står tilnærmet vertikalt, og er i noen tilfeller også invertert. Ved Valaheia varierer fallet mellom 40° til 85°.

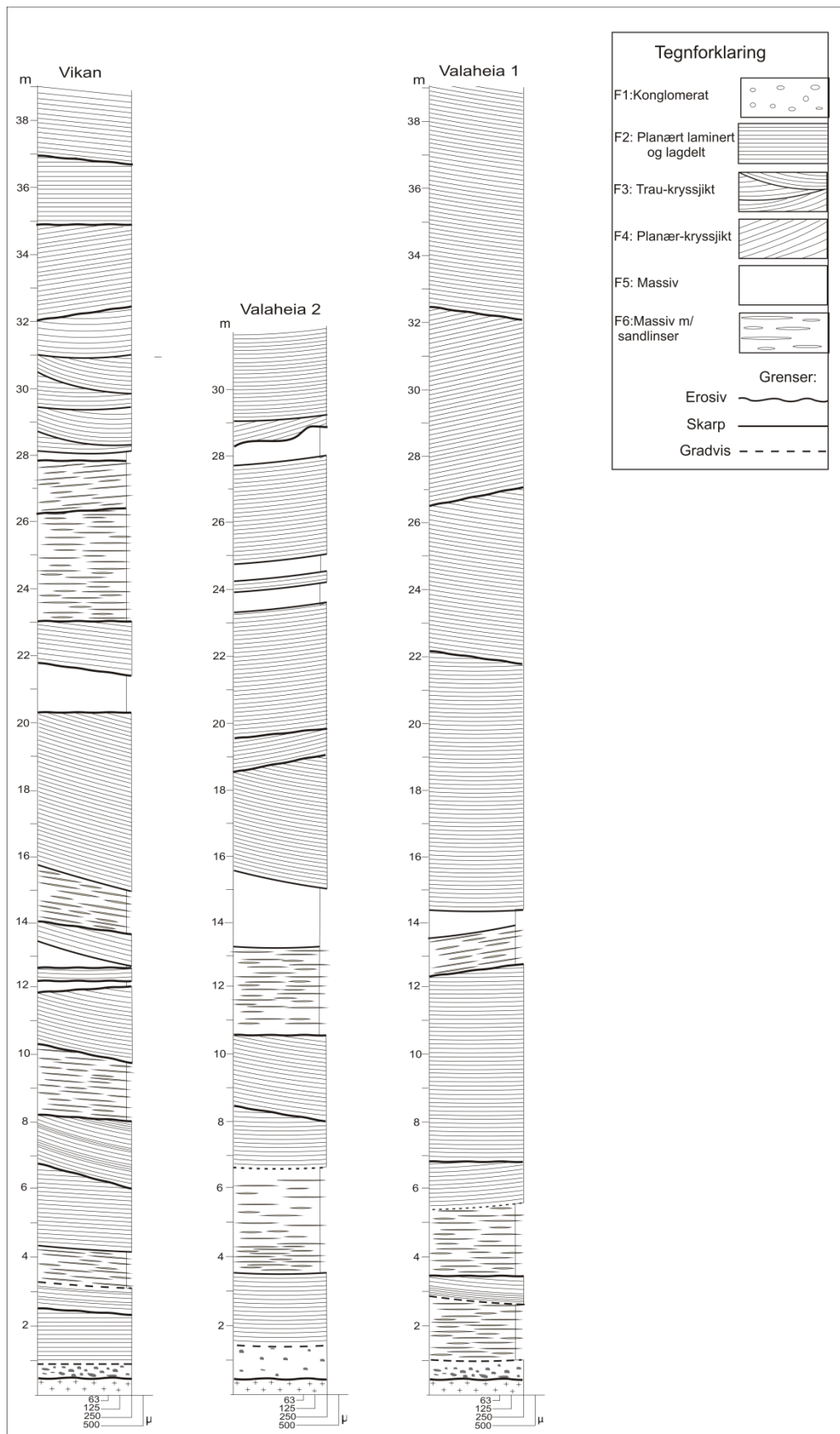
På grunnlag av feltopptreden og mineralogisk sammensetning kan Tinnvatnformasjonen deles inn i en nedre og øvre del. Bergartene i den nedre delen består av grålig og laminert i lys sandstein hvor forvitring av karbonatsementen gir en tydelig fremheving av den primære lagningen. I den øvre delen er sandsteinen hvit, massiv og laminert. Mineralogisk sett er hovedforskjellen at innholdet av feltspat er høyest i den øvre delen, samt at denne delen ikke inneholder karbonatsement, i motsetning til den nedre delen (Johansen, 1987). Den øvre delen er så sterkt deformert at de sedimentære strukturene er svært dårlig bevart.

Av den grunn er den øvre delen av formasjonen ikke vektlagt sedimentologisk, og vil ikke bli videre diskutert i oppgaven.

Basert på tekstur og sedimentære strukturer er lagrekken i den nedre delen av Tinnvatnformasjonen delt inn i seks ulike facietyper (Fig. 2.1.1):

- *Facies 1*: Konglomerat
- *Facies 2*: Planære lagdelte og laminerte sandstein
- *Facies 3*: Trau-kryssjiktet sandstein
- *Facies 4*: Planær-kryssjiktet sandstein
- *Facies 5*: Massiv sandstein
- *Facies 6*: Massiv sandstein med isolerte sandlinser

Den nedre delen av Tinnvatnformasjonen er karakterisert av et omlag 0,5 meter tykt basalkonglomerat som ligger diskordant over den tonalittiske gneisen. Konglomeratet er overlagret av sandstein med storskala kryssjikt av varierende tykkelse, samt planært laminerte enheter og enheter av massiv sandstein. Enhetene er ofte begrenset av lateralt utholdende diskonformiteter.



Figur 2.1.1 Logger av lagrekken i nedre del av Tinnvatnformasjonen.

2.2 Feltopptreden og lokaliteter

2.2.1 Vikan

Tinnvatnformasjonen er best blottlagt på et nes ved Vikan (Fig. 2.2.1 C), hvor vegetasjon hindres av bølgeaktivitet. Derfor er denne lokaliteten mest vektlagt. Fra veien og ut til det ytterste punkt langs strøket (ØNØ-VSV) er blotningen omlag 60 meter lang og 40 meter bred på tvers av strøket (Fig. 2.2.1 A). Basis av lagrekken består av et basalkonglomerat (facies 1) med en tykkelse på 0,25 meter (Fig. 2.2.2).

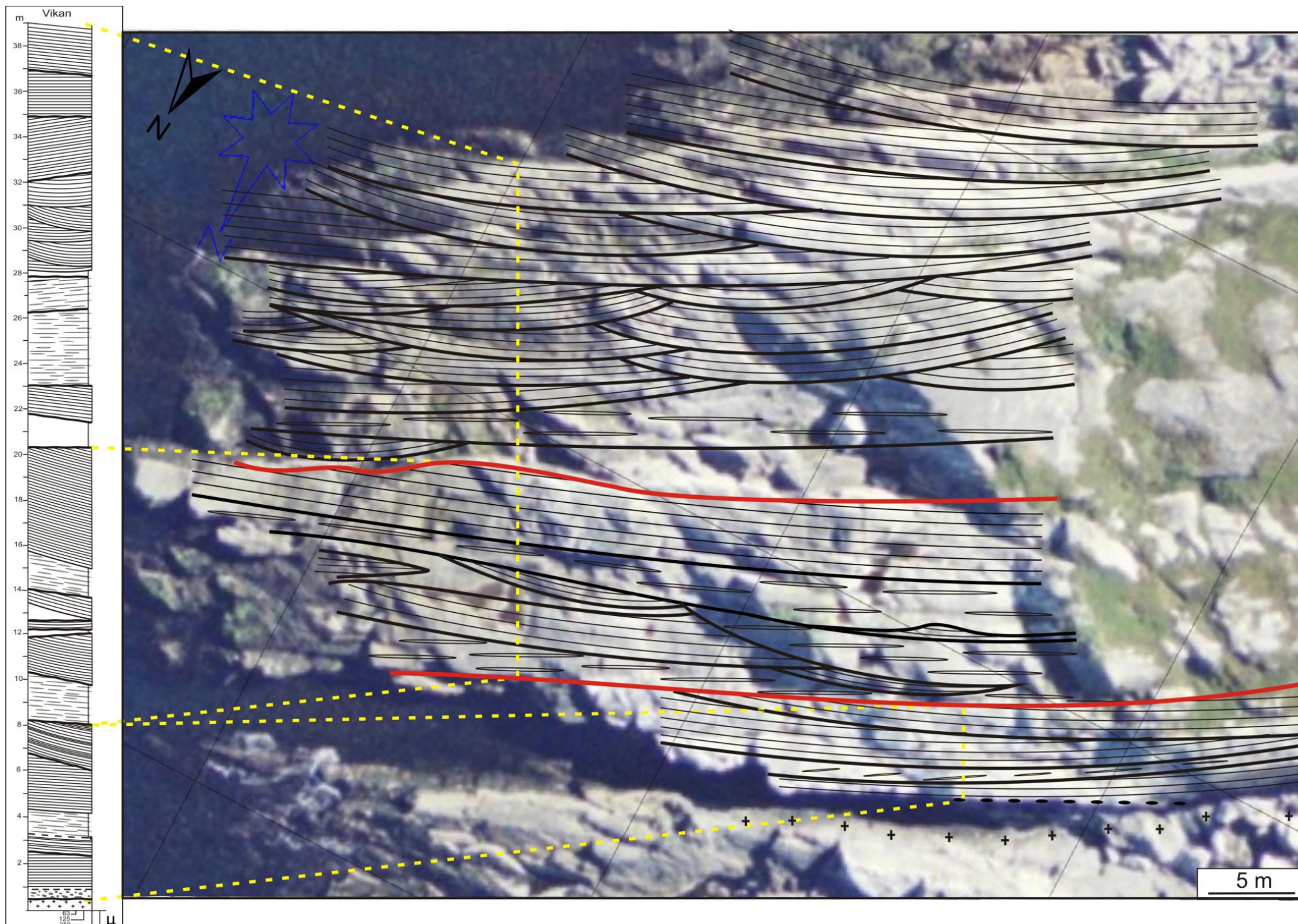
De nedre 8 meterne over basalkonglomeratet skiller seg ut i form av lys grønnlig-hvit sandstein. Sandsteinene består av planært laminerte (facies 2) og kryssjiktete (facies 3) enheter, samt en massiv enhet med isolerte sandlinser (facies 6). Disse sandsteinene grenser skarpt og erosivt (markert med rødt i figur 2.2.2) til mørk, grå fargede sandsteiner (Fig. 2.2.1 B). Denne mørkegrå fargen er karakteristisk for hele den resterende delen av lagrekken, både vertikalt og lateralt.

Sandsteinene over denne erosjonsflaten er dominert av massiv sandstein med isolerte sandlinser (facies 6) og enkeltstående enheter av planær-kryssjiktet (facies 3) og planær-laminerte (facies 2) sandstein. Disse har en stor lateral utbredelse, og man kan flere steder observere både laterale trunkeringer, utkilinger og kontinuerlig utholdende lag (Fig. 2.2.2). Tjue meter opp i lagrekken strekker en markant horisontal diskonformitet seg gjennom hele lagrekken mellom en 5 meter planær-lagdelt enhet (facies 2) og en massiv enhet (facies 5) på én meter (Fig. 2.2.2).

De øvre 10 meterne av lagrekken består utelukkende av storskala traue- kryssjiktete (facies 4) og planær- kryssjiktete (facies 3) sandsteinslag. Traue-kryssjiktete sandsteinslag utgjør de nedre tre meterne. Disse lagene forekommer hyppig og sammenhengende med interne diskordanser og trunkeringer. Disse er etterfulgt av en horisontalt planær-laminert enhet på omlag én meters mektighet. Den resterende delen av lagrekken utgjøres av de planær-kryssjiktete sandsteinslagene, adskilt av lav-vinklede og rette erosjonsflater. Disse erosjonsflatene har en stor lateral utbredelse og kan følges kontinuerlig gjennom hele blotningens lengde.



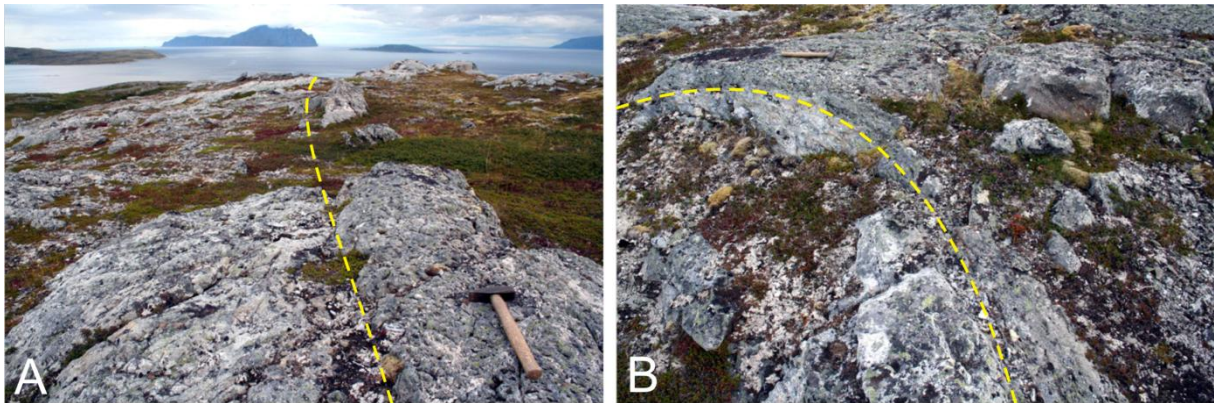
Figur 2.2.1 Oversiktsbilder over lokaliteten ved Vikan. (A) Flyfoto over Vikan som viser Tinnvatnformasjonens utgående i terrenget som en topografisk rygg fra strandsonen og sørvestover. Gul boks markerer lokaliteten Vikan. (B) Erosjonsdiskordans (markert med rødt) mellom lyse sandsteiner i den nedre delen av Tinnvatnformasjonen og den øvre delen med mørk grå sandstein. Gule stiplede linjer markerer lagstillingen i den lyse sandsteinen. Bildet er tatt i retning mot vest. Foto: Steffen Bergh. (C) Utsnitt av den grålige sandsteinen på neset ved Vikan (se også Fig. 2.2.2 der de enkelte enhetene er tegnet inn).



Figur 2.2.2 Tolket flyfoto over lokaliteten Vikan med tilhørende logg. De gule stiplede linjene viser korrelasjon mellom logg og flyfoto (Loggen er målt opp langs de vertikale linjene. Røde linjer markerer lateralt utholdende erosjonsflater i lagrekken). Se fig.2.1.1 for tegnforklaring.

2.2.2 Valaheia

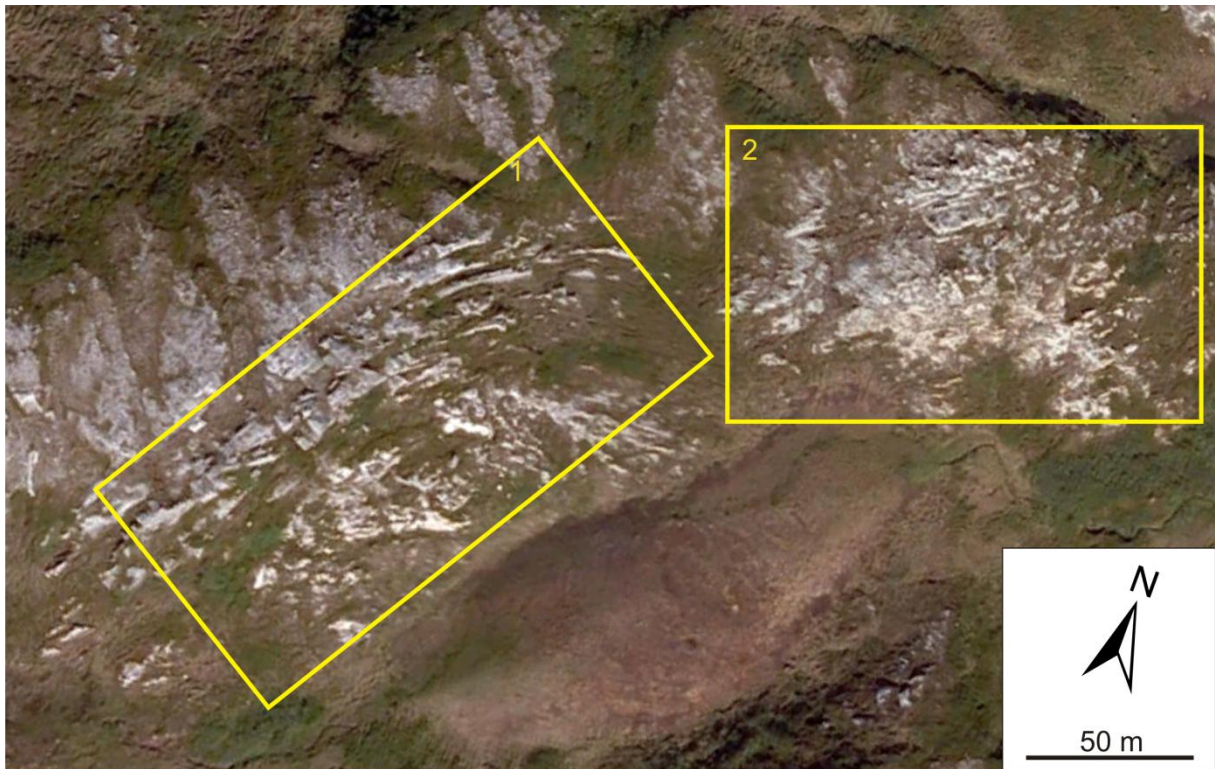
Ved Valaheia er de sedimentære bergartene godt blottlagt ved to lokaliteter, kalt lokalitet 1 og 2 (Fig. 2.2.4). Disse lokalitetene er adskilt av en forsenkning i terrenget der lokalitet 1 og 2 befinner seg på hvert sitt høydedrag. Lokalitetene er karakterisert ved de samme facies og omtales derfor sammen. Ved Valaheia er grensen mellom de tonalittiske gneisene og det overliggende konglomerat og sandstein tydelig diskonform, men også lokalt foldet (Fig. 2.2.3). En slik direkte kontakt mellom tonalitt og sandstein er forbeholdt denne lokaliteten.



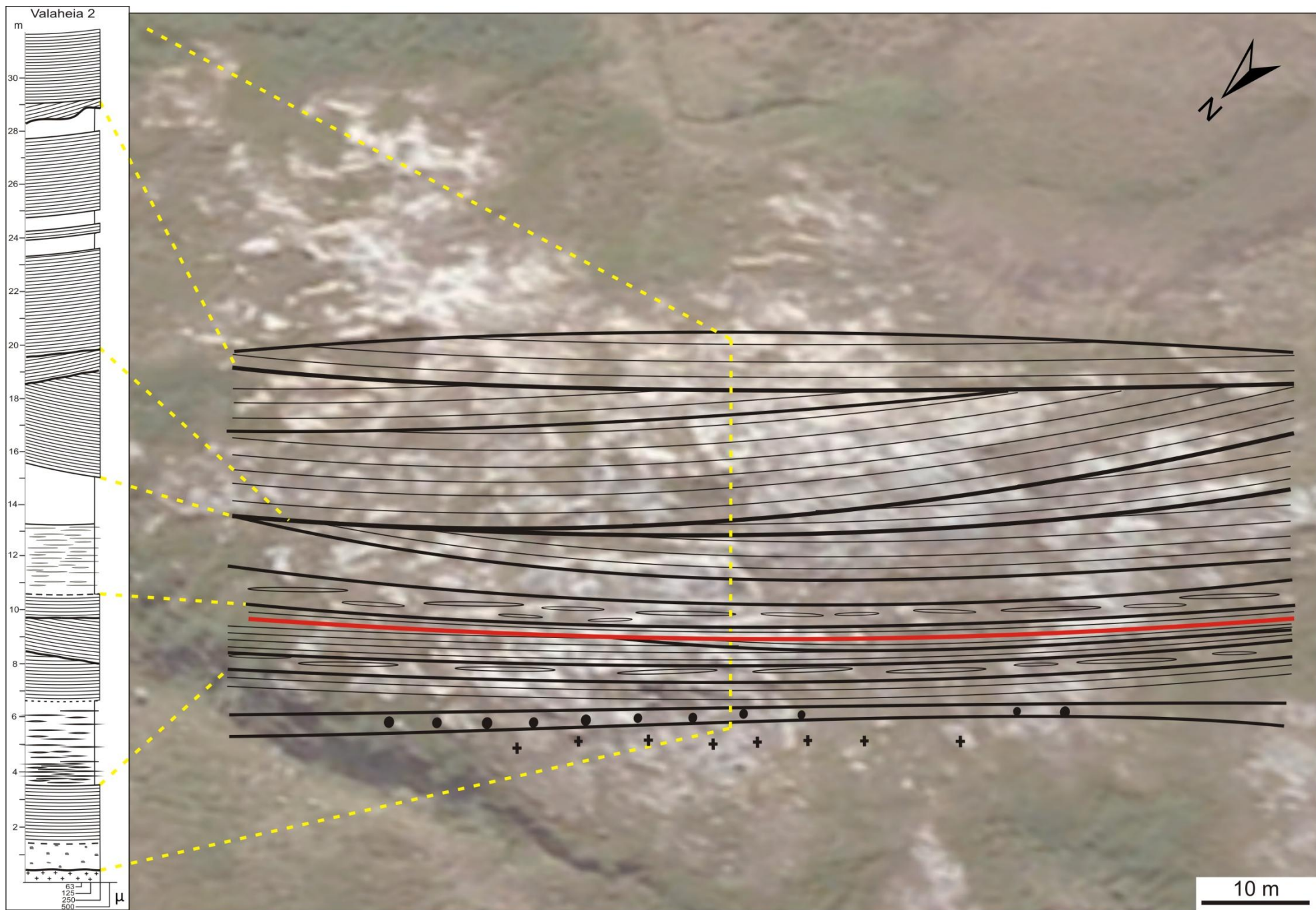
Figur 2.2.3 Kontakten mellom tonalittisk gneis og Tinnvatnformasjonen. A) Eksponert diskonform kontakt mellom foliert tonalittisk gneis (t.v) og konglomeratet i Tinnvatnformasjonen (t.h). B) Foldet kontakt mellom tonalitten (t.v) og sedimentene (t.h). Begge bilder er fra lokalitet 1 ved Valaheia hvor bildene er tatt mot NØ. Hammer(ca.40 cm) er benyttet som målestokk i begge bildene. Foto: Paul Armitage

Konglomerat (facies 1) opptrer ved begge lokalitetene, men er betydelig bedre blottlagt ved lokalitet 1. Konformt over konglomeratet ligger planær-laminerte og massive sandsteiner med isolerte sandlinser og hvor enkelte kryssjiktete enheter er avleiret (Fig. 2.2.5 og 2.2.6). Disse enhetene utgjør en 3-4 meter mektig sekvens og skiller seg ut ved at sandsteinene har en lysere farge enn den resterende delen av lagrekken. Denne sekvensen har en øvre erosiv og lateralt utholdende grense. Massive sandsteinslag (facies 5) med tykkelse på 1-3 meter kan følges kontinuerlig gjennom blotningene. Denne sandsteinsenheten har en mørkere grå farge enn resten av lagrekken. Enheten har en konform øvre grense til suksessive storskala planær-kryssjiktete enheter (facies 3). Denne typen enhet representerer den øvre sekvensen av lagrekken på omlag 17 meter. Disse enhetene og erosjonsflatene mellom dem kan følges

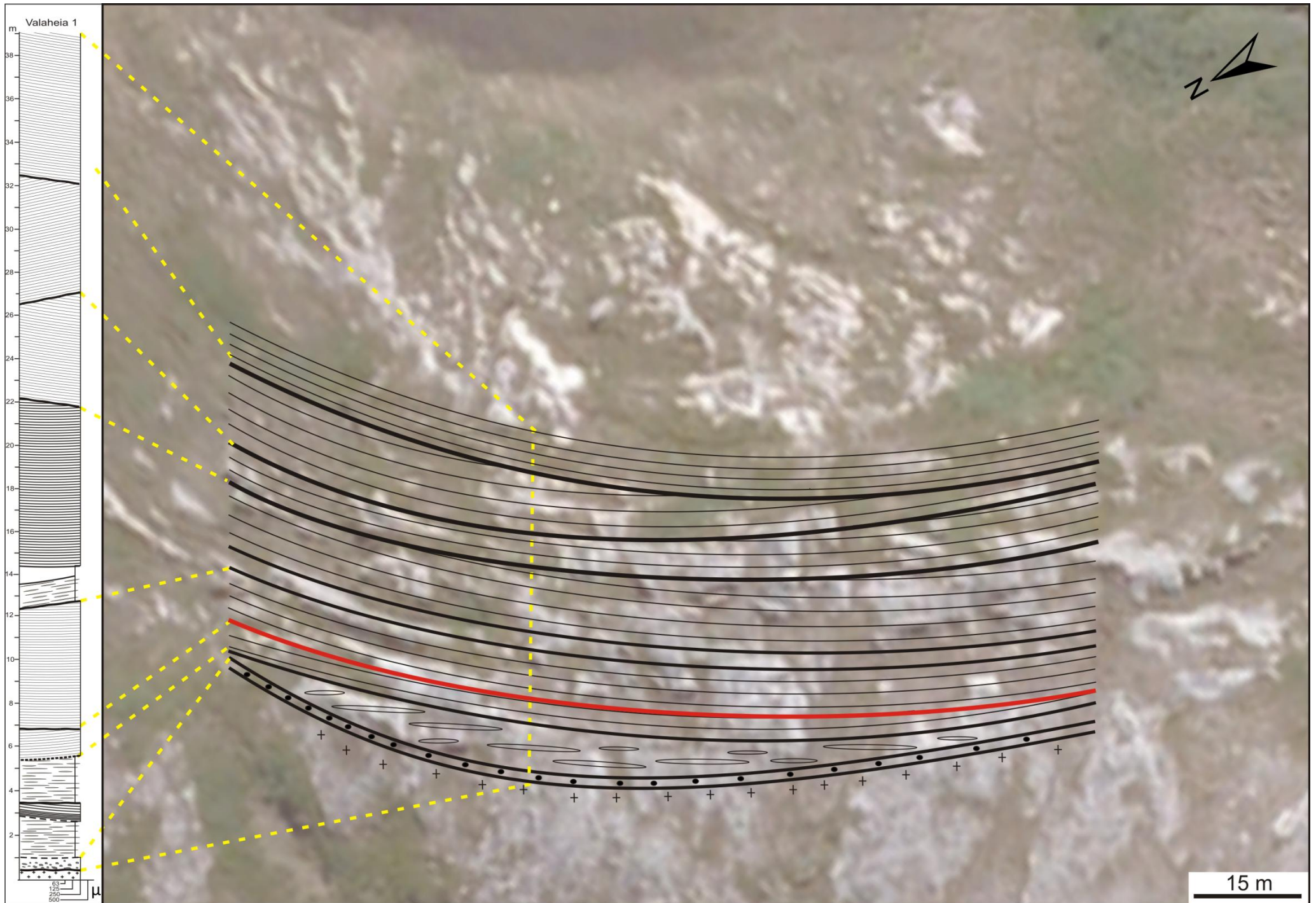
lateralt omlag 140 meter slik at dette vil være en minimumsverdi for enhetens laterale utstrekning (Fig. 2.2.5 og 2.2.6).



Figur 2.2.4 Oversiktsfoto over lokalitetene ved Valaheia. Se fig. 2.2.5 og fig. 2.2.6 for utsnitt av henholdsvis lokalitet 1 og 2. Flyfotoet er hentet fra <http://norgei3d.no/>.



Figur 2.2.5 Tolket flyfoto over lokaliteten Valaheia 1 med tilhørende logg. De gule stiplede linjene viser korrelasjon mellom logg og flyfoto (Loggen er målt opp langs de vertikale linjene. Røde linje markerer lateralt utholdende erosjonsflate i lagrekken). Se fig.2.1.1 for tegnforklaring



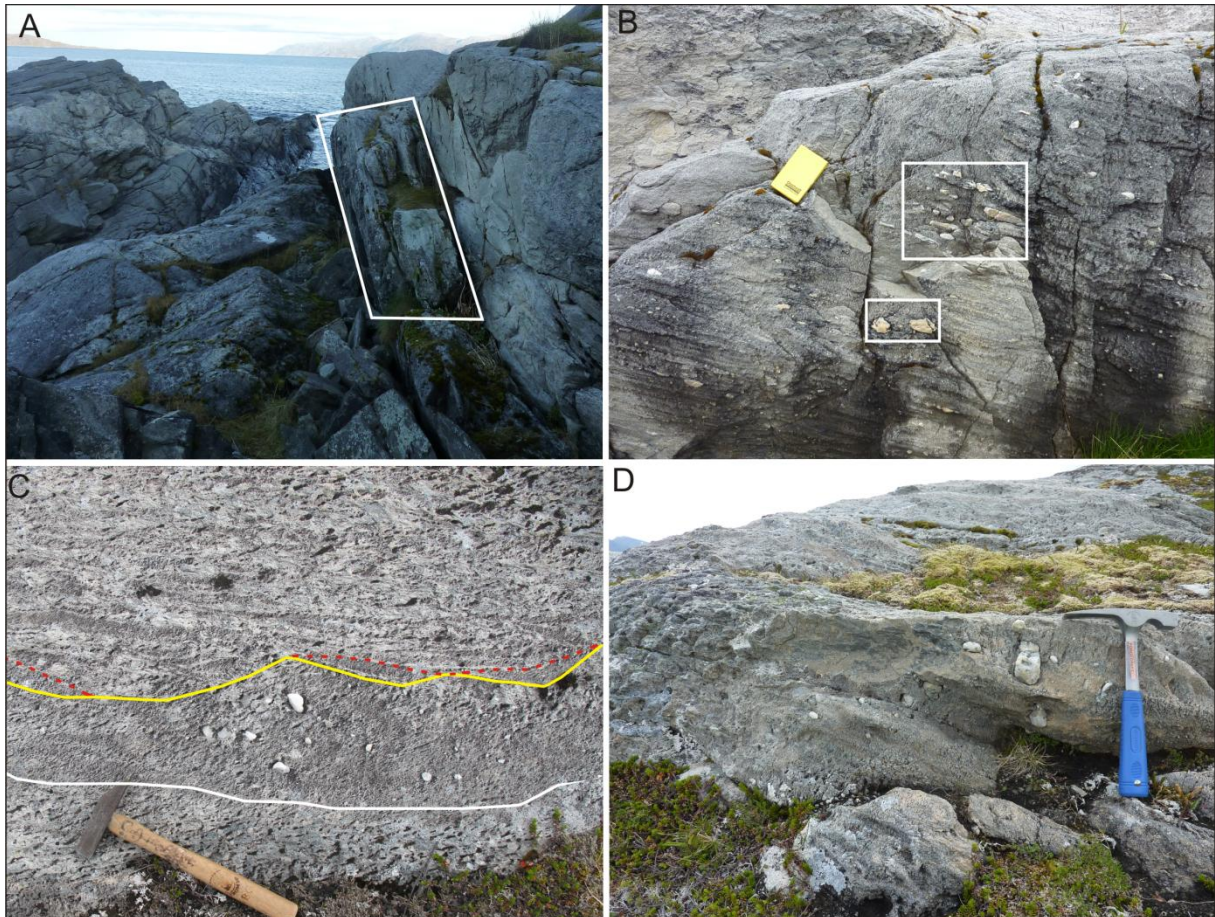
Figur 2.2.6 Tolket flyfoto over lokaliteten Valaheia 2 med tilhørende logg. De gule stiplede linjene viser korrelasjon mellom logg og flyfoto (Loggen er målt opp langs de vertikale linjene. Rød linje markerer lateralt utholdende erosjonsflate i lagrekken). Se fig.2.1.1 for tegnforklaring

2.3 Faciestyper og avsetningsmekanismer

2.3.1 Facies 1: Konglomerat

Konglomerat forekommer både ved Vikan og ved Valaheia hvor det representerer den basale delen av Tinnvatnformasjonen. Dette basalkonglomeratet er avgrenset i bunn av en inkonformitet mellom det tonalittiske gneisunderlaget og Vannagruppen. Ved Vikan er utbredelsen av konglomeratet begrenset til en lateral blotning på omlag 5 meter og en tykkelse på 0,25 meter. Den begrensede laterale utbredelsen skyldes enten at konglomeratet er avsatt i en forsenkning, eller at en del av laget er erodert (Fig. 2.3.1 A). Ved Valaheia har konglomeratet en lateralt uregelmessig form som følge av en varierende tykkelse på mellom 0,25 og 1,0 meter. Denne tykkelsen synes å øke i lokale forsenkninger i toppen av tonalitten.

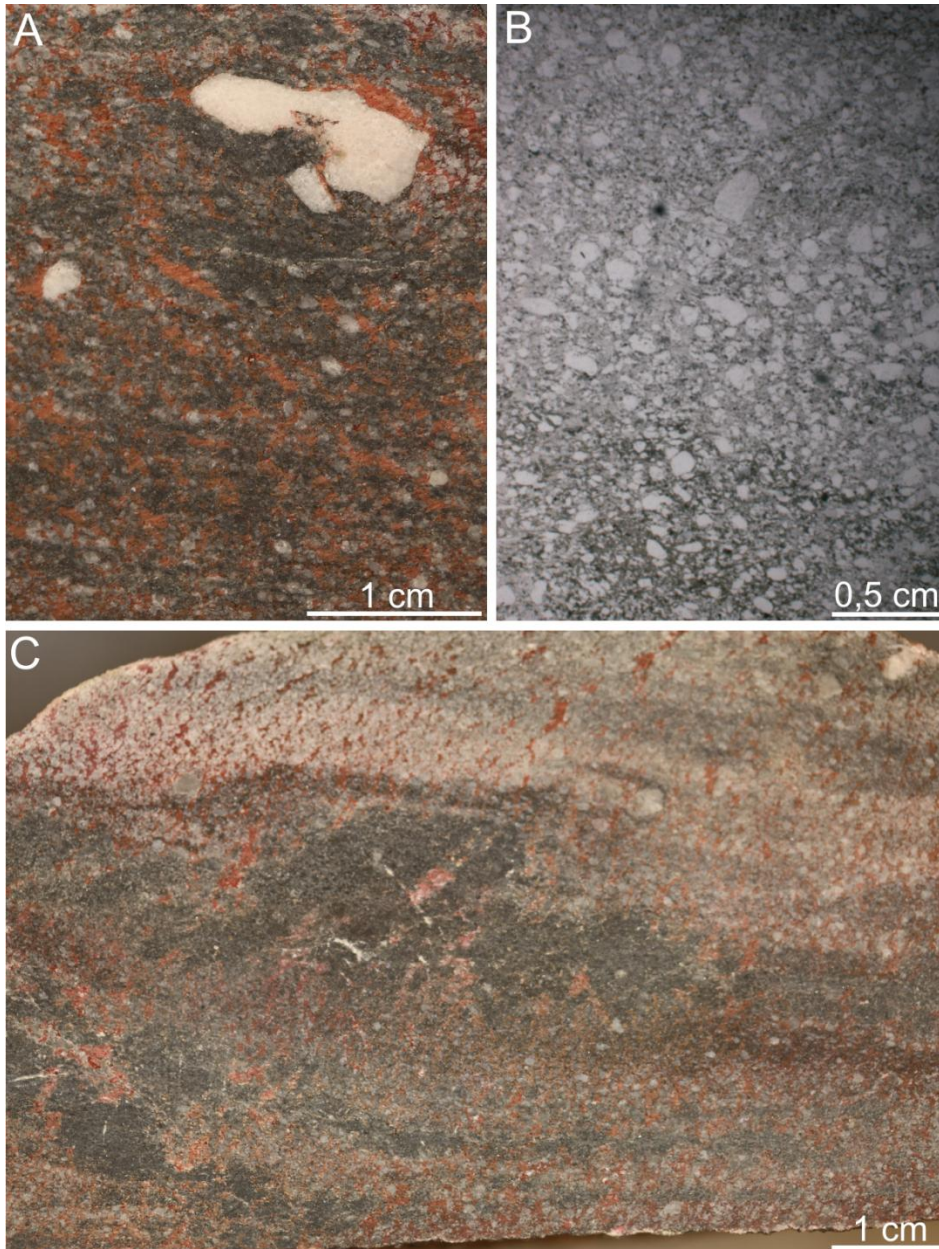
Ved Valaheia 2 viser enheten med konglomerat stedvis en svak invers gradering der fraksjoner større enn fin grus er fraværende i den nedre delen og ligger i en matriksen dominert av fin sand, mens grovere klaster i den øvre delen ligger i en matriksen dominert av grov sand (Fig. 2.3.1 C). Man kan også observere en svært ujevn kontakt mellom konglomeratet og den overliggende enhet (Fig. 2.3.1 C). Denne ujevne kontakten draperes av overliggende sedimenter hvor individuelle lamina er tykkeste i depresjoner og kiler ut mot forhøyninger (Fig. 2.3.1 C). Ved Valaheia 1 er konglomeratet ugradert og massivt (Fig. 2.3.1 D) og grenser gradvis til massiv fin sand som inneholder lange og smale linser av grov sand (facies 6) (Fig. 2.2.5). Ved Valaheia 2 grenser konglomeratet gradvis til parallell laminert sandstein (facies 2) (Fig. 2.2.6). Ved Vikan har konglomeratet generelt sett en massiv karakter, og er overleiret av en sandsteinsenhet med godt utviklet planlaminasjon (facies 2) (Fig. 2.2.2).



Figur 2.3.1 Opptreden av konglomerat ved Vikan(A,B) og Valaheia (C,D). (A) Kontakten mellom tonalitt og basalkonglomerat ved Vikan hvor det 0,5 meter tykke og 5,0 meter brede konglomeratet er markert med hvit boks. (B) Profil av konglomerat ved Vikan med varierende størrelse av klastene hvor de største klastene er avlange og opptrer grupper (markert med hvit boks i bildet). (C) Invers gradering av klaste og matriks i konglomeratet ved lokalitet 2 ved Valaheia. Grensen mellom finkornig og grovkornig matriks er markert med hvit linje. Gul linje markerer konglomeratets ujevne øvre grense, mens stiplede røde linjer markerer drapering av sedimenter over grensen. Disse sedimentene danner linser som tynner ut langs forhøyninger. (D) Opptreden av klaste i konglomeratet ved Valaheia 2 hvor klastene har varierende størrelse og orientering.

Teksturelt består konglomeratet av subangulære til subrundete klaste som er opptil 16,0 cm langs den lengste akse, men er vanligvis innenfor fraksjonen fin grus. Disse klastene ligger i en homogen matriks (Fig. 2.3.2 A). Det er ingen sortering i konglomeratet da klastene er av alle størrelser fra fin grus til stein, hvor de største fraksjonene ofte er konsentrert sammen (Fig. 2.3.1 B). Klaste i konglomeratet består av kvarsitt og hydrotermal årekvarts, og opptrer uten foretrukket orientering. Også i tynnslip observeres en kaotisk opptreden av grove korn hvor flere har en steil orientering (Fig. 2.3.2 B). Ved Vikan har enkelte klaste en avlang form, og disse har en tektonisk imbrikering (Fig. 2.3.1 B) som er rettet parallelt med strekningslineasjon (Johansen, 1987, Pettersen, 2007) i bergarten. Matriksen består av

mørkegrå medium kornet sand med hyppige enkeltstående korn av grov sand (Fig. 2.3.2). Den massive opptreden avbrytes av vekslende mørke og lyse områder i matriksen som danner en svak og uregelmessig lagdeling (Fig. 2.3.2 C). Konglomeratet er matriksbåret da klastene ikke er i kontakt med hverandre (Fig. 2.3.1), og defineres derfor som et parakonglomerat (Collinson og Thompson, 2006).



Figur 2.3.2 Bilder av håndstykker(A,C) og tynnslip (B) fra konglomerat ved Vikan. (A,C) Håndstykkene viser opptreden av matriks med uregelmessig og diffus lagdeling og grove korn spredt jevnt utover. Røde områder representerer kalsitt som er farget med Dicksons metode (Se kap. 1.5.2). (B) Oversiktsfoto av tynnslip under planpolarisert lys som viser opptreden av grove korn uten foretrukket orientering med enkelte steiltstående korn.

Facies 1: Avsetningsmekanismer

Den usorterte blandingen av klaster med varierende størrelser uten foretrukket orientering, mangel på gradering og intern lagdeling kan skyldes at klastene og matriksen er avsatt samtidig og hurtig i form av en konsentrert masse med høy viskositet og tetthet.

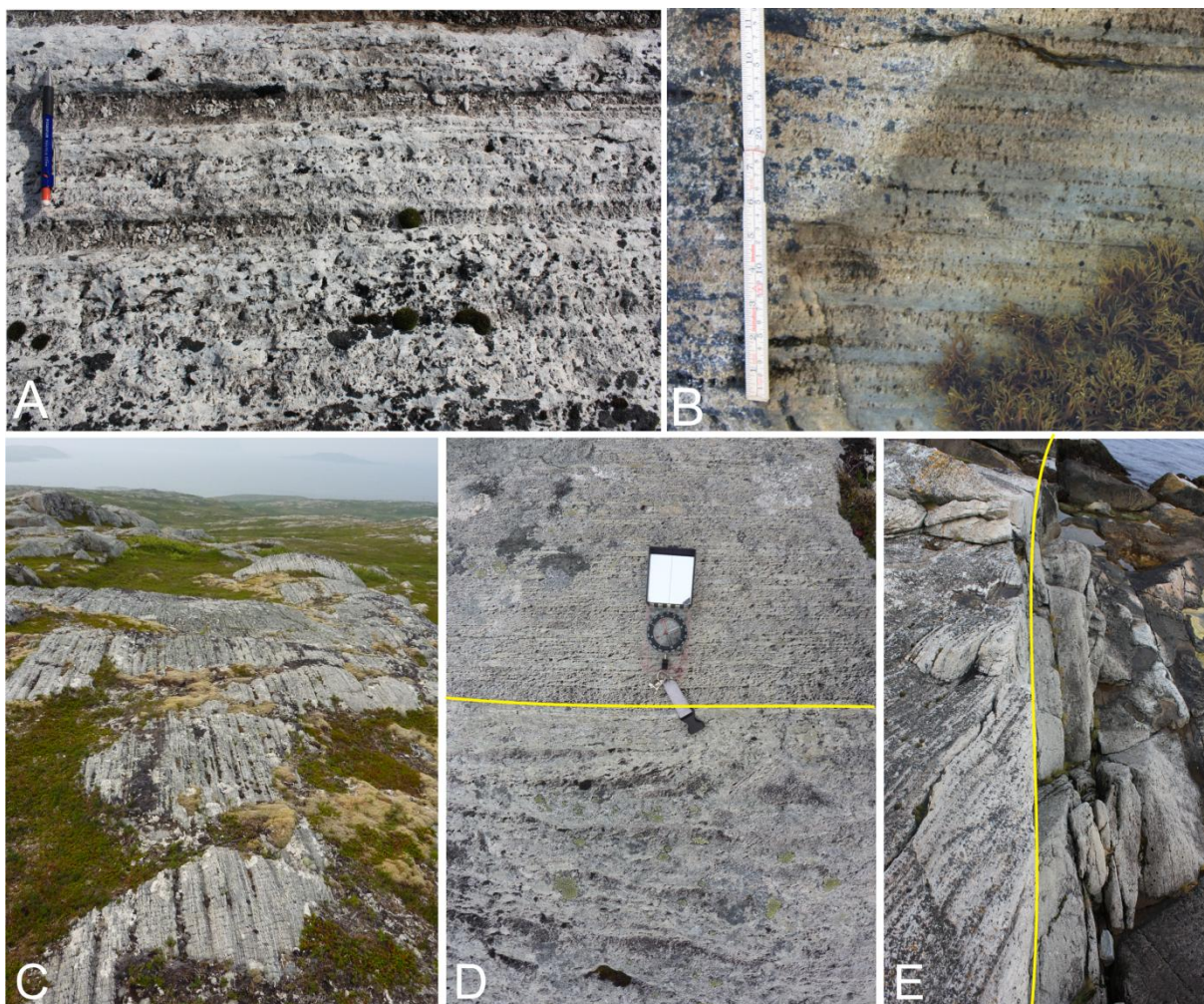
Strømningen som avsatte konglomeratet kan ha hatt en plastisk (non-newtonian) bevegelse, hvor avsetningsmekanismen kan tilskrives masse-/debrisstrøm (Lowe, 1982). I slike tilfeller kan manglende gradering, slik det er påvist i Tinnvatnformasjonen ved Vikan, indikere at strømningen avtok nærmest umiddelbart som et resultat av stor skjærstyrke og tap av vann i massen, slik at strømmen "stivnet" og avsatte sedimentene direkte (Collinson og Thompson, 2006). Alternativt er den kaotiske opptreden av konglomeratet et resultat av en utglidning hvor eventuelle opprinnelige interne strukturer har blitt omarbeidet. I polert bergartsprøve fra Vikan kan man se en antydning til usammenhengende lagning (Fig. 2.3.2 C), noe som muligens kan være forårsaket av en slik utglidning.

Det tonalittiske gneisunderlaget inneholder betydelige mengder med kvartsårer (Johansen, 1987) (se kap. 1.4.1) som kan være en potensiell kilde for klastene av hydrotermal kvarts i konglomeratet. Berggrunnen rundt disse kvartsårene vil være lettere å erodere slik at kvartsårene kan ha vært noe utstikkende og lett tilgjengelig for mekanisk forvitring, noe som kan være en årsak til at klastene i stor grad består av årekvarts. Kvartsittklastene kan ha hatt opphav fra xenolitter av kvartsitt i tonalitten (Johansen, 1987) (se kap.1.4.1).

2.3.2 Facies 2: Planært lagdelt og laminert sandstein

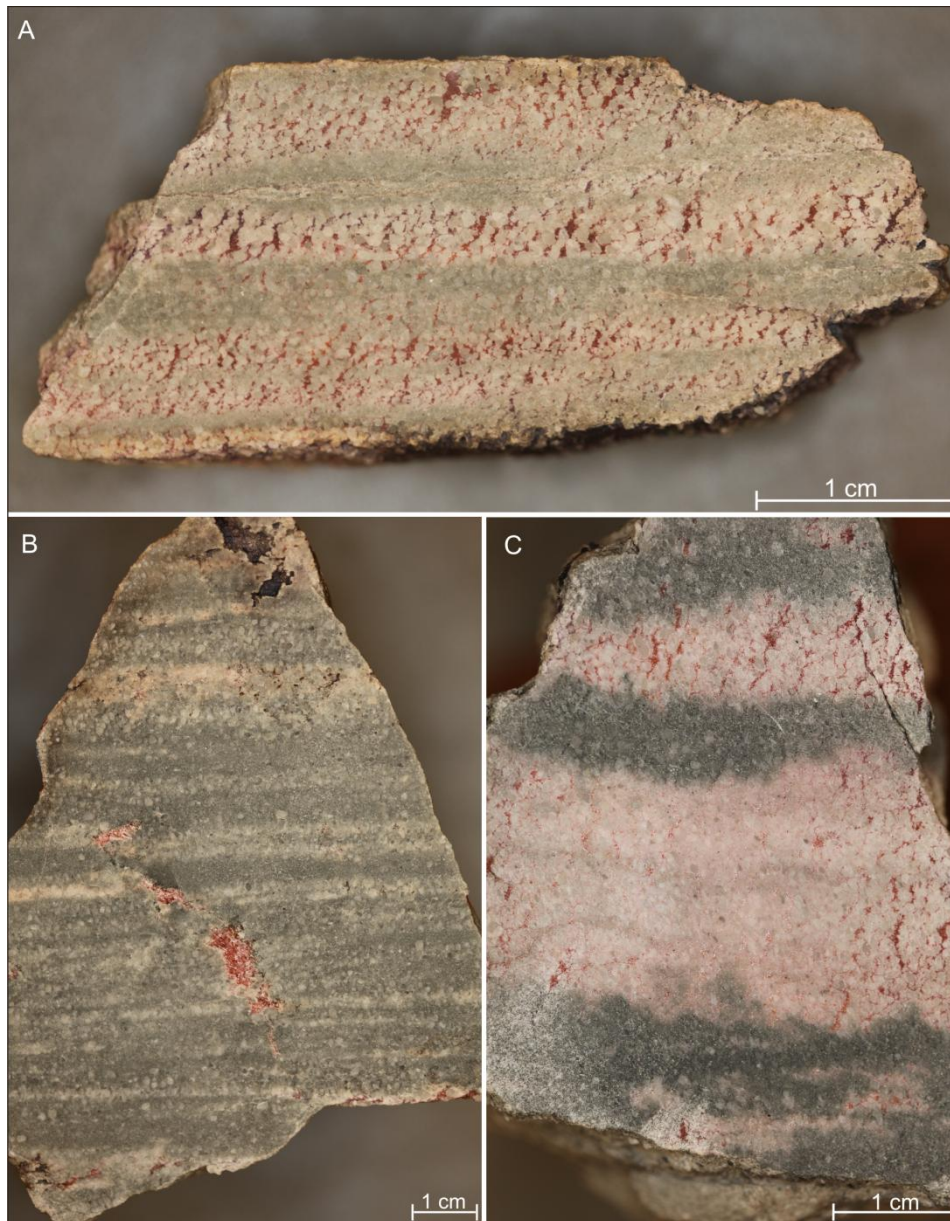
Planær-lagdeling er svært fremtredende i sandsteiner i Tinnvatnformasjonen ved alle lokalitetene, og også i de fleste stratigrafiske nivåer (Fig. 2.1.1). De enkelte lagene har som oftest en vertikal mektighet på 4,0 til 5,0 meter, men forekommer også med tykkelser opp til 7,5 meter og ned til 1,5 meter. Lagene er som regel rytmiske og utholdende i strøkretingen. Lagene har en tabulær geometri med som oftest skarpe nedre og øvre grenser, hvor den nedre grensen er konform (Fig. 2.3.3 D) mens den øvre grensen som regel er diskonform (Fig. 2.3.3 E). Denne faciesen assosieres ofte med massive lag (facies 5) eller massive lag med langstrakte smale sandlinser i matriksen (facies 6) (Fig. 2.1.1).

De individuelle lagene i de planær-lagdelte sandsteinsenheterne har en rytmisk intern laminering der resent erosjon har fremhevet den primære lagningen (Fig. 2.3.3 A-C). På forvitrete flater kan man se at disse lamineringene også representerer en veksling mellom lys beige og lysgrønn farge, hvor de lys beige lagene er påvirket av denne erosjon, mens de lysgrønne ikke er påvirket i like stor grad og er av den grunn fremhevet (Fig. 2.3.3 B). De grønne laminaene observeres ofte som det nedre intervallet i en sekvens av vekslende lamineringer. Tykkelsen på planære lamineringer varierer mellom 0,5 til 1,0 cm mens planære lag har en tykkelse på mellom 3,0 og 7,5 cm. Overgangen mellom lamineringene er skarp (Fig. 2.3.3 A-C).



Figur 2.3.3 Opptreden av facies 2 ved de ulike lokalitetene. (A) Rytmask intern laminering i planært lagdelt sandstein ved Vikan. Målestokk: Penn 15 cm. (B) Forvitret flate av planær-laminert sandstein ved Vikan som viser vekslng mellom resent erodert lamina med henholdsvis lys beige og lysgrønn farge. Målestokk: Tommestokk 30 cm. (C) Lateralt utholdende planær-lagdelt sandstein ved Valaheia 1. Bildet er tatt mot øst-nordøst. (D) Skarp nedre grense (markert med gul strek) til planær-laminert enhet ved Valaheia. Målestokk: kompass 20 cm. (E) Skarp erosiv øvre grense (markert med gul strek) fra planær-lagdelt enhet til massiv enhet ved Vikan.

Kvartskorn av medium til grov størrelse forekommer hyppigere i de beige lagene og laminaene, mens de grønne lagene og laminaene hovedsakelig består av finkornet materiale med enkelte spredte korn av kvarts av samme typen som i de beige lagene (Fig. 2.3.4). Både kalsittsement og kalsittfylte årer kan lett observeres ved farging med Alizarin rød S på polerte prøver (Fig. 2.3.4 A). Testen viser at kalsitt er begrenset til de lyse lagene der den forekommer både som sement og som kalsittfylte årer, der årene ofte terminerer ved overgangen til de grønne lagene (Fig. 2.3.4 A).



Figur 2.3.4 Eksempler på polerte prøver av planært lagdelt og laminert sandstein. Prøvene A og B er farget med Alzarin rød S for å tydeliggjøre kalsitt. (A) Planær-laminertsandstein fra Vikan hvor kalsittsement viser tydelig begrensning til de grove hvite lamina. (B) Planær-laminert sandstein fra Vikan med steilstående kalsittåre. (C) planær-lagdelt sandstein fra Vikan med skarpe irregulære grenser mellom grove og fine lag, samt antydning til intern laminering i det tykke hvite laget.

Facies 2: Avsetningsmekanismer

Rytmask oppbygning av laminert og lagdelt sandstein av fin til grov sand, slik som i facies 2 i Tinnvatnformasjonen, er karakteristisk for undre del av øvre strømsregimet hvor strømningshastigheten har økt til et nivå hvor dyner ikke lenger er stabile (Harms et., al 1982). Under forhold ved øvre strømsregime transporteres partikler hovedsakelig ved

kontinuerlig rulling nedstrøms, mens saltasjon er en mindre aktiv komponent fordi bølgebevegelse ved vannoverflaten er i fase med bunnen, slik at strømmen er jevn og kontinuerlig (Reineck og Singh, 1973).

Slik lagdeling er for eksempel utbredt i sandige områder som utsettes for bølgeaktivitet som følge av tidevannssykluser (Reineck og Singh, 1973). En rytmiske laminering og lagdeling kan i slike miljøer dannes som følge av *swash* og *backwash* prosesser, hvor bølger skylles over sedimentene (*swash*) og bringer med seg sedimenter som avsettes når bølgen skylles tilbake (*backwash*) (Clifton, 1969). Sedimentene som avsettes får da en revers gradering (Clifton, 1969), noe som ofte observeres i Tinnvatnformasjonen hvor laminerte sekvenser starter med finkornet lamina. Clifton et., al. (1971) betegner denne typen planær lagdeling som *inner plane facies* på strender i *swash* sonen og videre utover til overgangen mot mellom *swash* og *surf* sonen (Schiffman, 1965).

Avsetningsmiljøer med tilstrekkelig energinivå til å bevare slike planære lag kan tilskrives kanaler, strender og andre kystnære miljø påvirket av sterke bølger (Harms et al., 1982). I vekslende strømmen kan laminering være et resultat av sortering av sedimenter som følge av variasjon i strømstyrke (Harms et al., 1982). Den vertikale kontinuiteten i disse sandsteinsenheter indikerer at avsetningsforholdene har vært konstante over lengre tid.

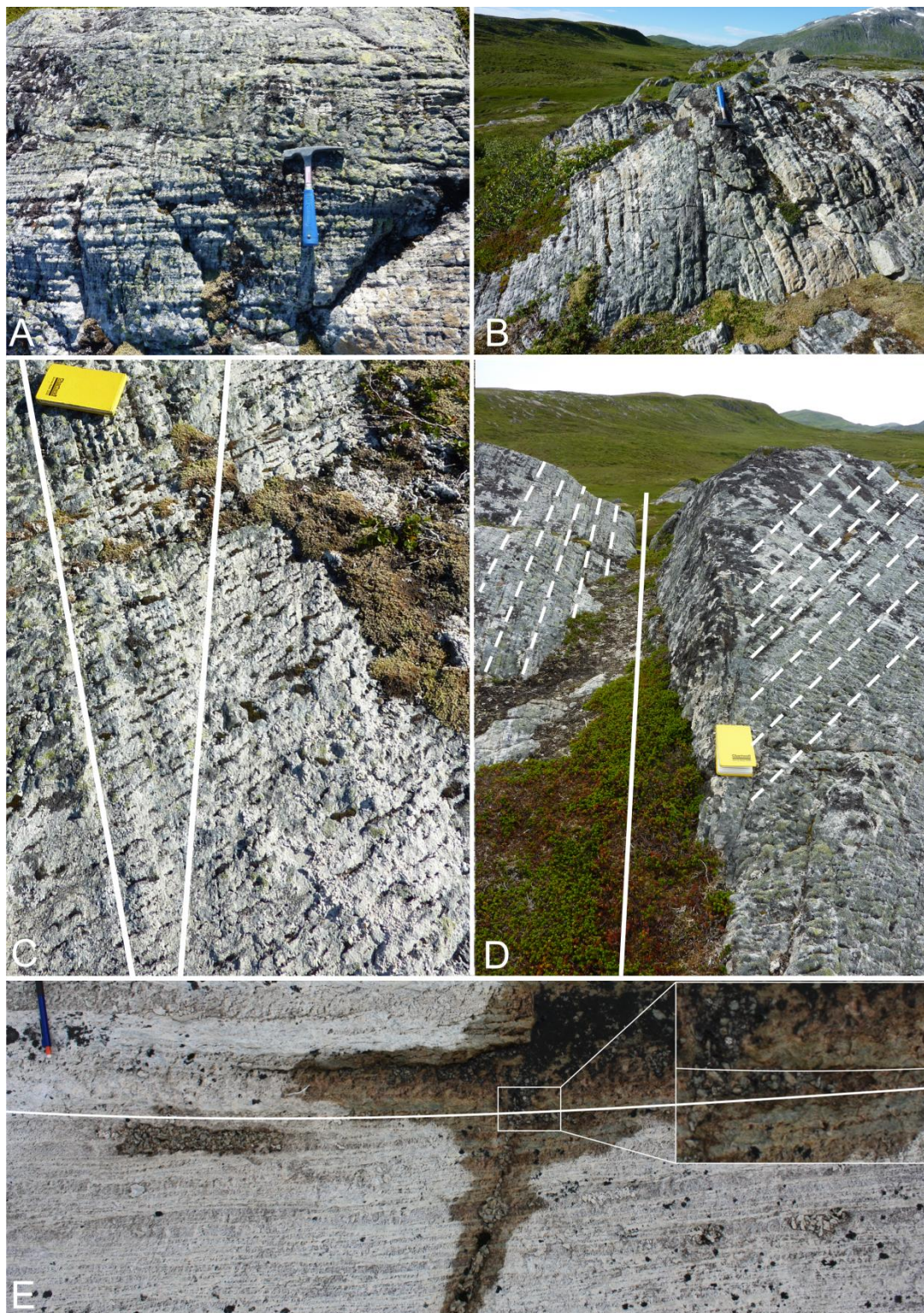
2.3.3 Facies 3: Planær-kryssjiktet sandstein

Sandsteinene i Tinnvatnformasjonen er dominert av storskala planær-kryssjiktete lag ved samtlige lokaliteter, spesielt i de øvre stratigrafiske nivåene (Fig. 2.1.1). Individuelle planær-kryssjiktete sandsteinsenheter kan være opptil 8 meter mektige, mens den typiske mektigheten på individuelle set med kryssjikt varierer mellom 1 og 3 meter (Fig. 2.1.1). Disse sandsteinslagene har en stor lateral utbredelse, og strekker over hele den laterale eksponeringen på de ulike lokalitetene (Fig. 2.2.2, 2.2.5, 2.2.6 og 2.2.9). De enkelte kryssjiktete lagene er som regel ikke fullstendig blottlagt, og derfor er deres laterale utstrekning beheftet med en viss usikkerhet. Ved Valaheia kan de følges opptil 100 meter lateralt før de blir overdekket av vegetasjon. Her er de enkelte sub-setene tykke, mellom 3 og 8 meter, og opptrer i *co-set* på 3 til 5 i antall set (Fig. 2.2.5 og 2.2.6). Disse *co-sets* har en

samlet mektighet på omlag 17 meter og representerer hele den øvre delen av den sedimentære lagrekken ved både lokalitet 1 og 2 ved Valaheia (Fig. 2.2.5 og 2.2.6).

Helningen på *foresets* ved Vikan og Valaheia varierer som regel mellom 15° og 30°. I den nedre delen av lagrekken, som er dominert av lys sandstein, har *foresets* i enkelte kryssjiktete enheter en svært lav-vinklet helning på bare ett par grader (Fig. 2.3.5 E). Geometrisk sett er disse kryssjiktene karakterisert av planære og erosive øvre grenser (Fig. 2.3.5) og tangensielle *foresets*. Internt er *foresets* bygd opp av lamina med vekslende beige lag av medium til grov sand, og grønnlige lag av fin sand.

Ved Valaheia viser rekonstruksjon av strømrretningen for de planære kryssjiktene (se kap.1.5.7 og 2.4) en transportretning mot vest-nordvest, mens transportretningen ved Vikan er mot sør-sørøst. Transportretningen har én dominerende komponent ved begge lokalitetene (se kap. 2.6).



Figur 2.3.5 Planære-kryssjiktete sandsteiner Tinnvatnformasjonen. (A) Lav-vinklet erosjonsflate mellom to planær-kryssjiktete enheter i øvre del av lagrekken ved Vikan. (B) Erosiv grense (markert med hammer) mellom planær-kryssjiktete enheter ved Valaheia 1. (C) Lav-vinklede erosjonsflater mellom planær-kryssjiktete sandsteinsenheter fra øvre del av lagrekken ved Valaheia 2. (D) Diskonformitet mellom to planær-kryssjiktete enheter i øvre del av lagrekken ved Valaheia 1. (E) Planær-kryssjiktete sandsteinsenheter adskilt av en lav-vinklet erosjonsflate i nedre del av lagrekken ved Vikan. Forstørret utsnitt i øvre høyre hjørne viser invers gradering like over erosjonsflaten. Målestokk: (A) Hammer 30 cm, (B,C,D) Bok 16 cm, (E) Penn: 15 cm.

Deltolkning av facies 3 og avsetningsmekanismer

Ifølge klassifikasjon av Ashley (1990) kan størrelsen og geometrien til de planær-kryssjiktete sandsteinene i faciестype 3 indikerer at disse enhetene representerer migrerende storskala todimensjonale dyner. Slike todimensjonale dyner avsettes når strømstyrken øker til et nivå hvor rifler ikke lenger er stabile (Southard og Boguchwal, 1990). Strømstyrken for dannelse av denne typen dyner i fin til grov sand er tilskrevet undre strømregimet hvor transporten hovedsakelig foregår i form av bunnlast Harms et al. (1982). Vertikale påbygningen av planær-kryssjiktete enheter adskilt av lav-vinklede erosjonsflater, slik som i Tinnvatnformasjonen, tyder på at suksessive todimensjonale dyner har "klatret" over hverandre med en relativt lav vinkel til hverandre (Harms et al., 1982). Slike storskala bunnformer er vanlig i både elver og i grunn-marine miljø. Ved større dybde i marine miljø, kan slike bunnformer dannes i områder hvor strømstyrken er unormalt høy og bunn-sedimentene er grove (Harms et al., 1982).

Den parallelle interne lagdelingen, den tabulære geometrien, samt den lateralt uniforme opptreden av denne typen kryssjikt (Fig. 2.2.2, 2.2.5, og 2.2.6), kan tolkes til å være et resultat av migrerende enkle subakvatiske dyner med betydelig tykkelsen over horisontale flater med stor lateral kontinuitet. Ifølge Ashley (1990) betegnes dyner som overstiger 2,0 meters tykkelse som sandbølger. Belderson et al. (1982) betegnet sandbølger som subakvatiske transverse bunnformer avsatt i nedre strømregime som har større bølgelengde en filer. Slike sandbølger dannes ved strømningshastighet like under dannelsen av tredimensjonale dyner i det nedre strømregimet (Reineck og Singh, 1973). Sandbølger dannes ofte i intertidale områder på opp til flere meters dyp, både i tidale kanaler og over sandbanker (Harms et al., 1982). Slike sandbølger kan bli mellom fire og ti meter tykke (Hulscher et al., 1993). Den ensrettede trenden i transportretning (se kap. 2.4) som er gjeldende for de planære kryssjiktene i Tinnvatnformasjonen, tyder på at dersom dynene er et resultat av tidevannsprosesser, må en eventuell tidevannsstrøm ha hatt en dominerende asymmetrisk trend.

2.3.4 Facies 4: Trau kryssjiktet sandstein

Finkornet lys sandstein med trau-kryssjikt opptrer i intervall 28-31 meter av lagrekken ved Vikan (Fig. 2.2.2). Denne typen kryssjiktet sandstein er ikke observert ved de resterende lokalitetene. Kryssjiktene utgjør et *co-set* på omlag 3 meters mektighet, mens de individuelle *sets* har en mektighet på 0,5-0,85 meter. De enkelte traukryssjiktet enhetene kan ha en lengde på 7 til 15 meter.

Kryssjiktene er karakterisert ved en nedre erosjonsflate med konkav geometri hvor lamina er tilnærmet kongruent, mens hvert enkelt *set* har en lentikulær helhetlig geometri (Fig. 2.3.6 under). Laminaene er som regel kurvete og tangentielle mot nedre erosive grense (Fig.2.3.6 over). *Foresets* heller mot øst-nordøst med fall på 5°- 10°. Rekonstruksjon av transportretningen gir en unimodal transportretning fra nord-nordøst mot sør-sørvest. Denne enheten av trau-kryssjikt har en øvre grense til plan-parallell stratifisert sandstein (facies 2) med en tydelig erosiv grense, mens den nedre grensen er konform til massiv sandstein med interne sandlinser (facies 6).



Figur 2.3.6 Individuelle sett (over) og co-sett (under) av trau kryssjiktet sandstein i de øvre 28-31 meterne av lagrekken ved Viken. Målestokk: Tommestokk 1 m og kompass 20 cm.

Deltolkning av facies 4 og avsetningsmekanismer

Traukryssjiktning dannes typisk som følge av migrerende tredimensjonale dyner (Anderton, 1976, Harms et al., 1982) under forhold tilskrevet øvre del av undre strømregime (Ashley, 1990). I marine kystnære miljøer kan slike dyner dannes som følge av oscillerende og ensrettede bølgegenererte strømmer (Ashley, 1990). Siden trauekryssjiktene har lik geometri, indre struktur, kornstørrelse og transportretning, kan man anta at disse mest sannsynlig er avsatt under samme avsetningsepisode (Anderton, 1976).

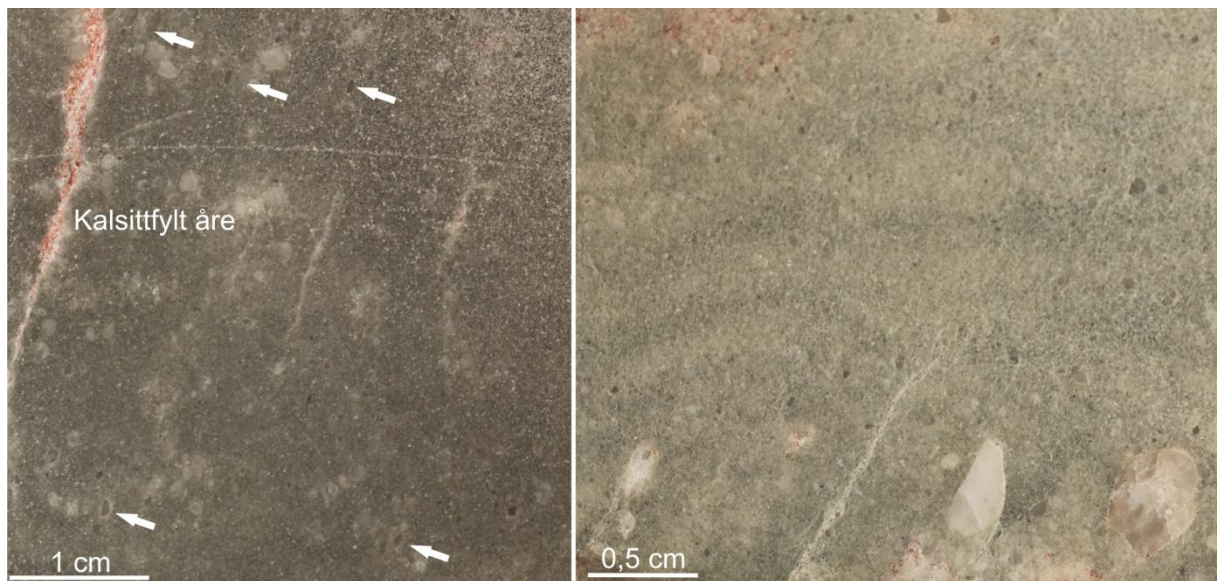
2.3.5 Facies 5: Massiv sandstein

Massiv og tilsynelatende strukturløs mørkegrå sandstein opptrer ved samtlige lokaliteter (Fig. 2.1.1). Enhetene av denne sandsteintypen har som regel en tabulær geometri (Fig. 2.3.7 A-C). Ved Vikan har disse enhetene en erosiv nedre (Fig. 2.3.7 D) og skarp øvre grense. Ved Valaheia har de massive sandsteinsenhetene oftest en skarp øvre og nedre grense (Fig. 2.2.5 og 2.2.6). Tykkelsen på enhetene varierer fra 0,5 til 2,5 meter, og siden de oftest er jevntykke, kan lagene følges i strøkretningen gjennom hele eksponeringen ved hver lokalitet. I intervall 12-14 meter ved Vikan opptrer en traueformet massiv enhet som er 10 meter lang og 1-2 meter mektig (Fig. 2.2.2). Denne enheten har en irregulær og erosiv nedre grense (Fig. 2.3.7 D) og en konform og skarp øvre grense. Ved lokalitet 2 ved Valaheia, nivå 28 meter, opptrer en 0,5 meter tykk massiv enhet med en irregulær øvre grense hvor lamina i den overliggende enheten trunkerer den massive enheten (Fig. 2.3.7 E).



Figur 2.3.7 Bilder av massive sandsteinsenheter (facies 5) ved de ulike lokalitetene. (A,C) Massive og lateralt utholdende abulære enheter ved Vikan (A), Valaheia 1 (C) (Fig. 2.2.2, 2.2.5 og 2.2.6). (B) Massiv enhet ved Vikan med erosiv kontakt mot underliggende laminert sandstein. (D) Massiv enhet ved Valaheia hvor det overliggende laminerte laget trunkerer den massive enheten.

Litologisk består de massive enhetene av finkornet sand, hvor subrundete medium til grove sandkorn forekommer stedvis. Ved Vikan har enkelte av disse kornene en steil eller vertikal orientering (Fig. 2.3.8).



Figur 2.3.8 Polerte prøver av massiv sandstein ved nivå 21 meter ved Vikan. (A) Kalsittfylt åre i venstre hjørne er farget rosa med Alizarin rød S. Årene representerer den tektoniske kløven i bergartene i Tinnvatnformasjonen. Hvite piler markerer avlange grove kvartskorn med en steil eller vertikal orientering. (B) Massive sandstein med steilstående kvartsklaster av grov sand.

Deltolkning av facies 5 og avsetningsmekanismer

Massive lag uten interne strukturer kan reflektere primære avsetningsprosesser, eller de kan være et resultat av sekundære deformasjonsprosesser etter avsetning. Dersom den massive karakteren er primær, er det trolig et resultat av hurtig avleiring fra en subakvatisk massestrøm med høy konsentrasjon av sedimenter hvor avleiringen har vært for hurtig til at de hydrauliske sorteringsprosessene kunne settes i gang (Hjellbakk, 1997). Slike massestrømmer er en kombinasjon av debrissstrømmer og normale strømmer, kalt "*hyperconcentrated flood-flows*" (Smith, 1986). Slike strømmer kan genereres ved at debrissstrømmer tar opp vann mens massen strømmer nedstrøms, eller ved at hurtige strømmer tar opp sedimenter på vei nedstrøms (Smith, 1986).

Dersom den massive karakteren i facies 5 er sekundær og skyldes deformasjon, er likvifaksjon en aktuell prosess, hvor en stasjonær vann-mettet masse av sand endres *in situ* til en væskelignede tilstand (Allen og Banks, 1972). Deformasjonen inntreffer fordi kornkontaktene i den løspakkede sanden kollapser og kornene går midlertidig i suspensjon i porevannet. Den intragranulære friksjonen opphører frem til sjokk-bølgen avtar og gravitasjon dominerer igjen, noe som fører til re-sedimentering av kornene fra bunn og

oppover (Allen og Banks, 1972). Dette kan skje dersom de løst pakkende sedimentene blir utsatt for betydelig stress som følge av for eksempel jordskjelv som forårsaker sykkluser av sjokkbølger (Seed, 1968). De vertikaltstående kornene i facies 5 kan således forklares ved at kornene har blitt rotert vertikalt i det vannmassene strømmet oppover gjennom enheten, samt at eventuell laminering ble ødelagt av den samme prosessen.

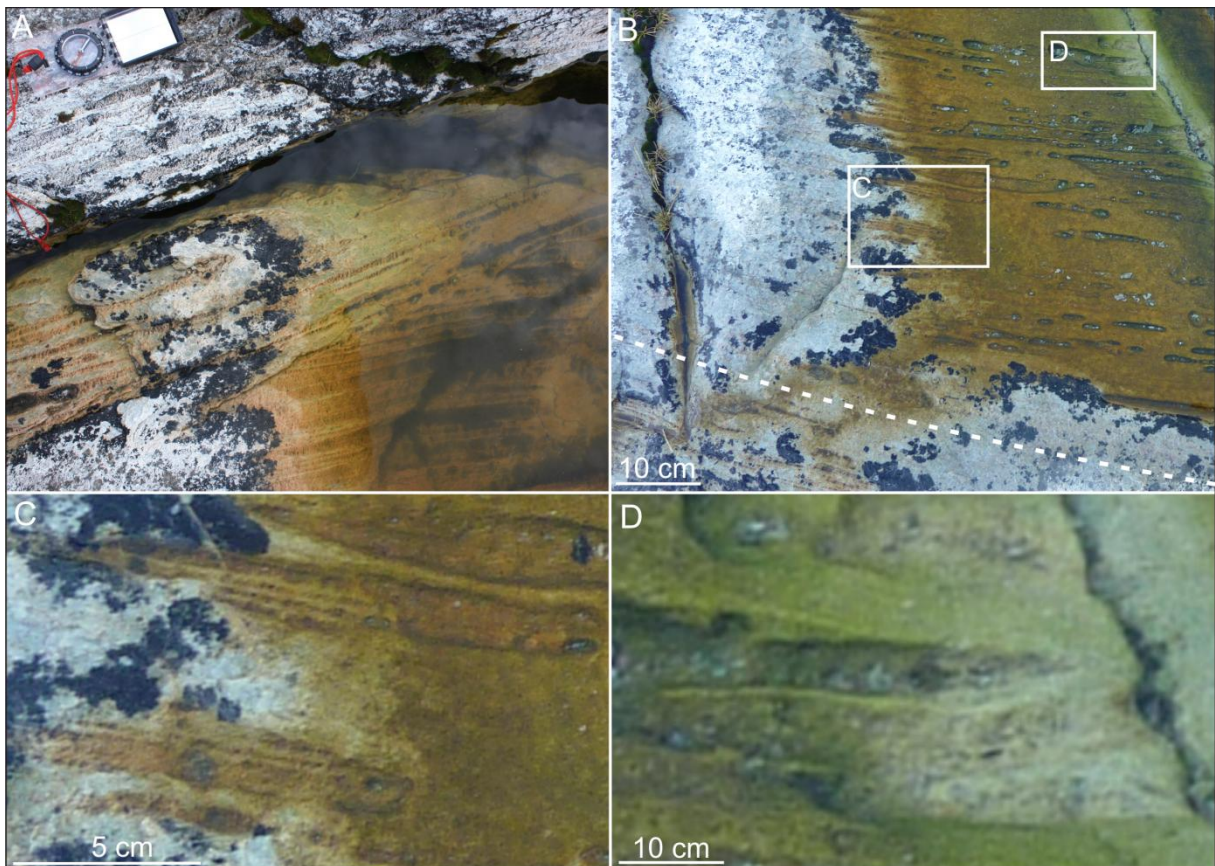
Den markante erosjonsflaten som markerer nedre grense av denne faciesen ved Vikan, indikerer at sedimentene ble avsatt fra en strøm med tilstrekkelig energi til å erodere underliggende sedimenter, for eksempel en massestrøm/debrisstrøm. Ved de resterende lokalitetene er en slik erosjonsflate ikke tilstede, og det er derfor mer sannsynlig at mangelen på interne strukturer kan være en følge av likvifaksjon.

2.3.6 Facies 6: Massiv sandstein med sandlinser

Faciesen opptrer i lagrekken ved alle lokalitetene frem til de øvre sekvensene hvor storskala kryssjiktete enheter dominerer (Fig. 2.1.1). Mektigheten på denne typen enhet varierer fra 0,5 til 4,5 meter (Fig. 2.1.1). På friske flater er slike sandsteiner ofte karakterisert ved grønnlig grå finkornet massiv sandstein som avbrytes jevnlig av spredte, stratabundne linser av lysere sandstein. Disse linsene består hovedsakelig av godt rundete kvartskorn av medium til grov størrelse, hvor kornene er svært fremtredende grunnet selektiv resent forvitring av kalsittsement. Overgangen mellom linsene og massiv sandstein er skarp (Fig. 2.3.9). Linsene er flate (Fig. 2.3.9 A-B), med en tykkelse fra 0,5 til 2,0 centimeter, og kan være opptil 1,5 meter lange, men er som regel noen desimeter lange. På forvitrede flater kan man se antydning til intern laminering i de tykkeste linsene som ser ut til å være kryssjiktet (2.3.9 C og D).

Den nedre grensen til enheter av denne faciestypen er erosiv (Fig. 2.3.9 A) der hvor den grenser til kryssjiktete enheter og konformt skarp eller gradvis der hvor faciesen grenser til planær-laminerte enheter (Fig. 2.1.1). Den øvre grensen opptrer som oftest som konform, men grunnet den massive opptreden er det ofte vanskelig å avgjøre om grensen er erosiv eller ikke. Ved Vikan kan man i enkelte tilfeller observere at sandlinser kuttet av

overliggende enheter. I disse tilfellene grenser enheten erosivt til en tilsvarende enhet eller en planær-kryssjiktet enhet (Fig. 2.1.1).



Figur 2.3.9 Eksempler på massiv sandstein med isolerte sandlinser. (A) Sandlinser i en mer finkornet grønnlig massiv sandstein ved Vikan. Enheten har en diskonform nedre grense til en planær-kryssjiktet sandsteinsenhet. Målestokk: kompass 20 cm. (B) Stratabundete flate sandlinser i faices 6. Hvite bokser markerer området hvor (C) og (D) er forstørret fra. Hvit linje markerer konform gradvis grense til underliggende planær-kryssjiktet sandsteinsenhet. (C, D) Kryssjiktet laminasjon i sandlinser.

Deltolkning av facies 6 og avsetningsmekanismer

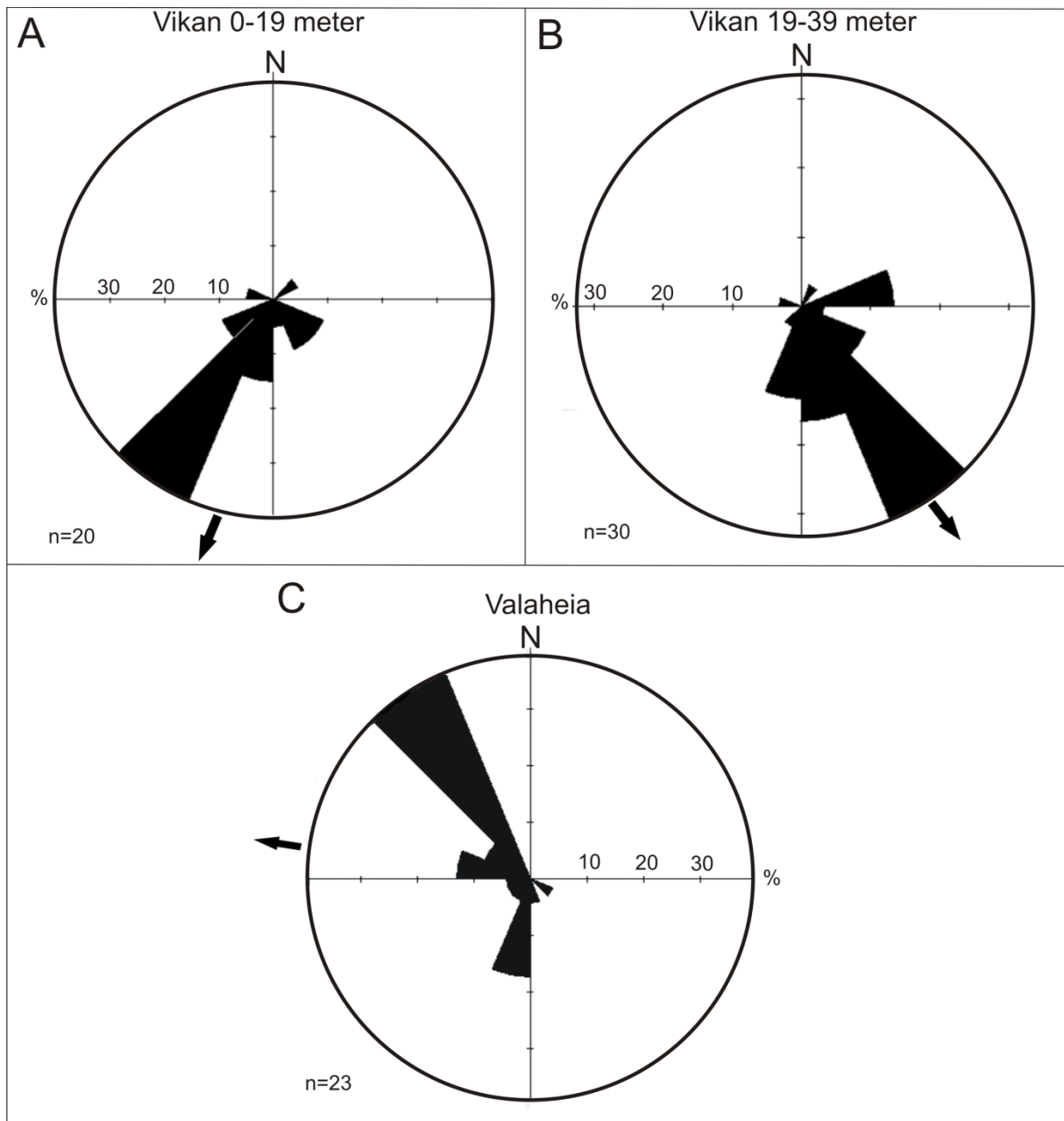
En vekslingen mellom grov og fin sand slik som i facies 6 kan være en følge av hyppig vekslende strømstyrke, hvor dominans av finkornet materiale kan tyde på at svakere strømstyrker har vært gjeldene over lengre perioder. Den stedvise opptreden av kryssjiktet laminering i sandlinsene, kan tolkes til at disse representerer interne strukturer i rifler. Den smale og langstrakte geometrien til linsene kan i så fall tyde på at de potensielle riflene har vært rette og langryggede, og hvor tilstrekkelig med materiale har vært tilgjengelig til å akkumuleres over riflene (Reineck og Singh, 1973). I så tilfelle er de grove linsene avsatt som isolerte rifler som har migrert over de finkornete sedimentene. I perioder med lavere strømstyrke har mer finkornete sedimenter drapert linsene, som for eksempel i perioder med stillestående vann, før riflene har fått muligheten til å migrere over hverandre (Terwindt og Breusers, 1972). Den stedvise opptreden av intern laminering i linsene kan skyldes at lamineringen er begrenset av størrelsen på riflene da laminering kun opptrer i de linsene som er tykkere enn gjennomsnittet. Fravær av laminering i de tynneste linsene kan skyldes at riflene har vært ekstremt flate (Reineck og Singh, 1973). Avsetningsmiljøer for slike enheter kan være subtidale og intertidale soner, hvor avsetningene reflekterer tidevannsrytmen, men opptrer også i fluviotidale og deltaiske miljø (Terwindt og Breusers, 1972).

2.4 Transportretning

Til å bestemme strømretninger under avsetning av sandige sedimenter kan man benytte ulike strømindikatorer i form av sedimentære strukturer som er dannet av bølger, rennende vann, vind, etc. (Klein, 1967). Eksempler på gode strømindikatorer er kryssjikt, rifler, imbrikerte klaster, sålemerker (*sole marks*) og *slump folds* (High og Picard, 1974). Planære og trauformete kryssjikt av den typen som opptrer i Vannagruppen er av de beste til dette formålet. Dette er fordi kryssjiktene fallretning er den samme som strømretningen under avsetningen.

Ved Vikan er den dominerende transportretningen mot sør, men med en forskjell mellom den nedre og øvre delen av lagrekken på omtrent 90° (Fig. 2.4.1 A og B). Av den grunn er det valgt å fremstille resultatene separat for øvre og nedre del. I den øvre delen er orienteringsdataene basert på både trauf- og planær- kryssjikt, men da disse viser sammenfallende resultater, er det likevel valgt å fremstille resultatene sammen. I den nedre delen er orienteringsdataene utelukkende basert på planære kryssjikt. Den nedre delen utgjør de nedre 19 meterne av lagrekken. I dette intervallet viser resultatene en dominerende komponent mot sør-sørvest og en subsidiær transportretning mot sørøst (Fig. 2.4.1 A). Den øvre delen av lagrekken, som utgjør de resterende 20 meterne av lagrekken, har en dominerende komponent mot sørøst, men med flere subsidiære retninger mot øst-nordøst, sør-sørøst og sør-sørvest (Fig. 2.4.1 B).

Ved Valaheia viser resultatene for lokalitet 1 og 2 en sammenfallende transportretning, og fremstilles derfor sammen. Ved begge lokalitetene er orienteringsdataene basert på planære kryssjikt. Resultatene viser også samme dominans, uavhengig av stratigrafiske nivå. Rekonstruksjon av transportretning viser her en dominerende komponent mot nordvest, men også subsidiære komponenter mot vest og sør-sørvest (Fig. 2.4.1 D).



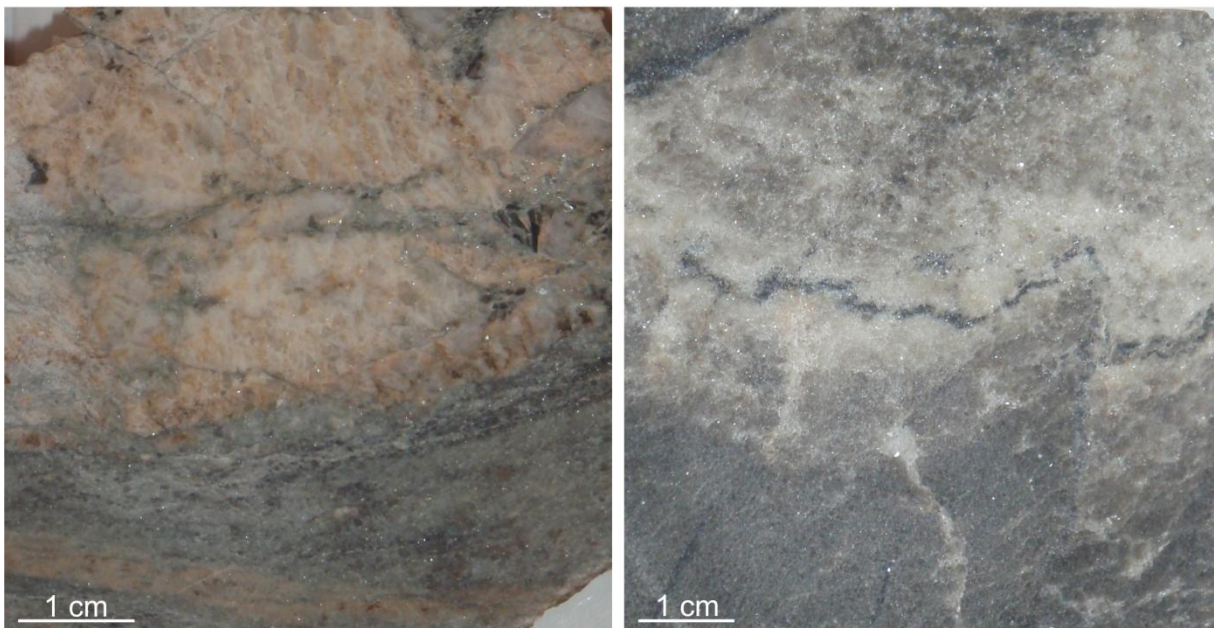
Figur 2.4.1 Rosediagram som illustrerer paleotransportretninger for hver lokalitet. (A) Transportretning til planære kryssjikt i den nedre delen av lagrekken (nivå 0-19 meter) ved Vikan som viser en dominerende SSV-rettet komponent, med subsidiær komponent mot SSØ. (B) Transportretninger basert på både traue- og planære kryssjikt i den øvre delen av lagrekken (nivå 19-39 meter) ved Vikan. Disse viser en dominerende SSØ-rettet komponent, med subsidiær komponent mot ØNØ. (C) Transportretninger fra planære kryssjikt ved Valaheia som viser dominerende komponent mot NNW, og subsidiære komponenter mot SSV og VNV.

2.5 Petrografi og XRD

Tonalitt

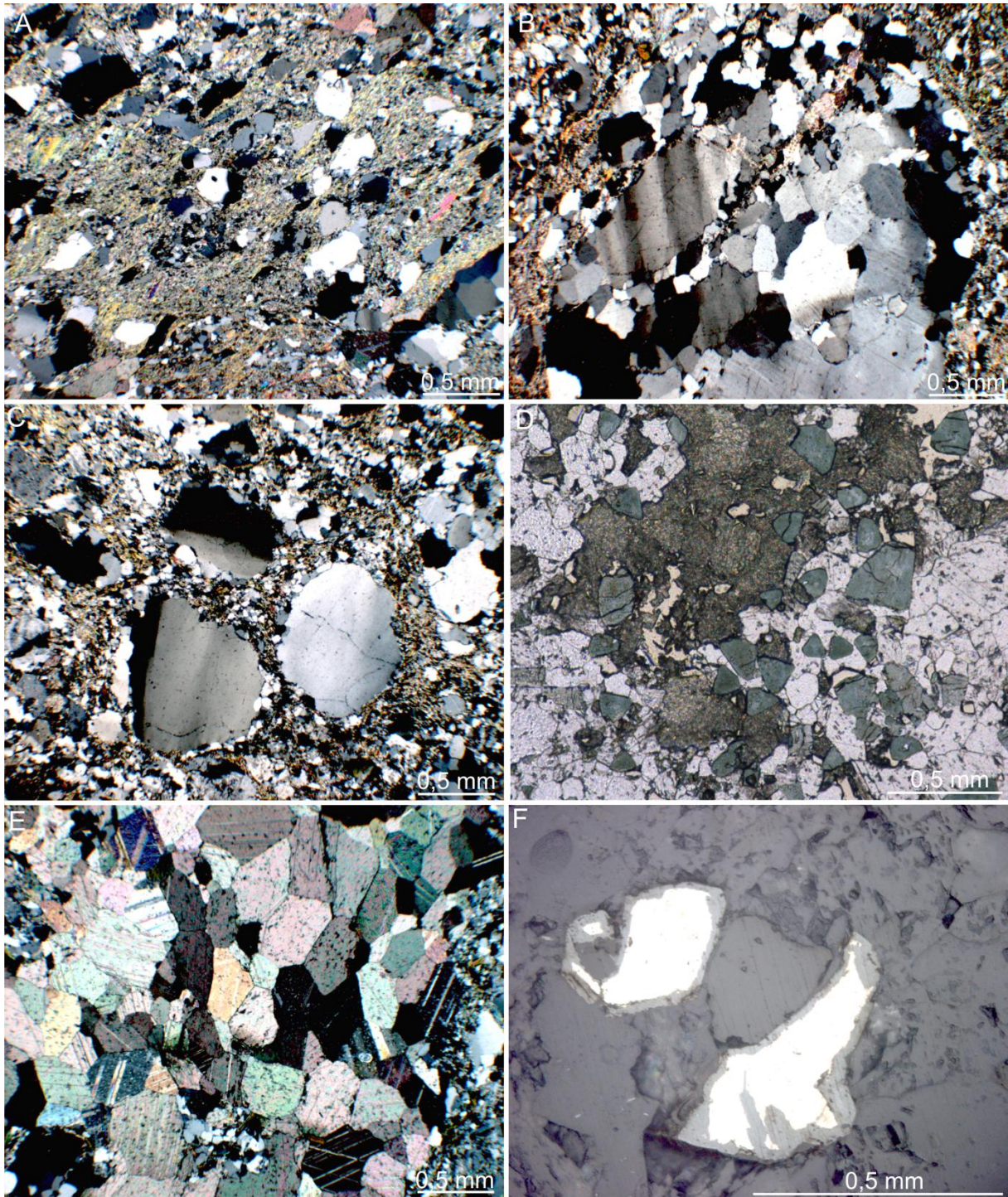
Petrografiske undersøkelser av det tonalittiske gneisunderlaget har blitt utført for å kunne sammenligne mineralogi, kornform og kornstørrelse med de sedimentære bergartene i Tinnvatnformasjonen. XRD-analyser ble også utført for å få en semikvantitativ beregning av mineralsammensetningen. Den prosentvise andelen av kvarts, feltspat, glimmer og kalsitt er basert på XRD-analyser, mens innholdet av resterende aksessoriske mineraler er basert på petrografiske undersøkelser. Tynnslip av tonalitt har blitt preparert fra prøver tatt mindre enn 0,5 meter fra kontakten til Tinnvatnformasjonen ved Vikan og Valaheia.

Mineralselskapet er dominert av kvarts og glimmer ved begge lokalitetene, til tross for at prøvene av tonalitten ser veldig ulike ut. Ved Vikan er tonalitten mørk grå og finkornig med hvite og mørke årer, mens den ved Valaheia er preget av store hvitbeige områder med store kornstørrelser (Fig. 2.5.1).



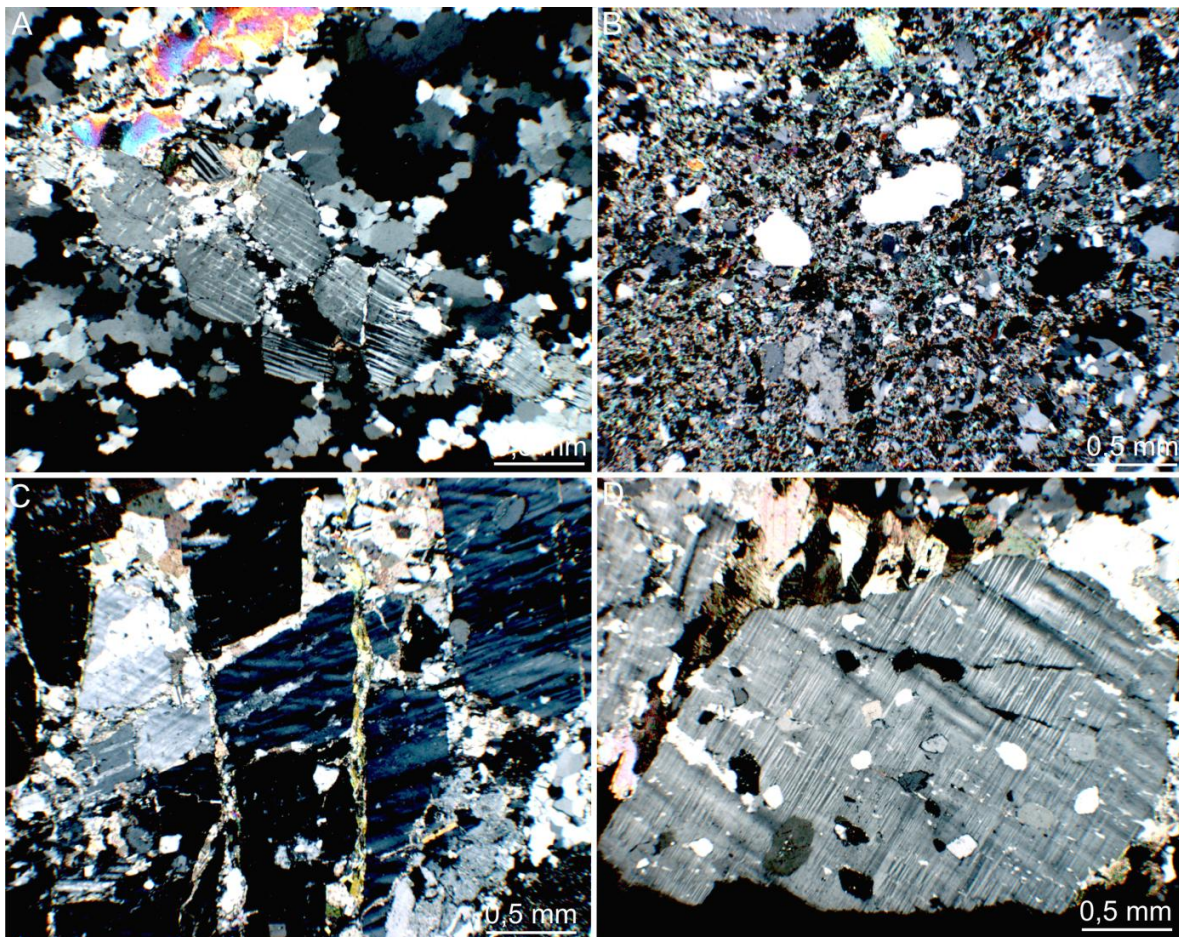
Figur 2.5.1 Polerte bergartsprøver av tonalitt fra Valaheia (t.v) og Vikan (t.h) som viser den finkornige teksturen som forekommer i begge prøvene men hvor tonalitten fra Valaheia inneholder ansamlinger med grove hvitbeige korn, mens tonalitten ved Vikan inneholder finkornige hvite og mørke årer.

Semikvatitativ undersøkelse av tonalitten ved Vikan viser at denne hovedsakelig består av kvarts (ca. 35 %), glimmer (ca. 30 %) og kalsitt (ca. 30 %), mens turmalin (ca. 5%) og feltspat (ca. 7%) forekommer aksessorisk. De mørke områdene i tonalitten består av kvartskorn og enkelte feltspatkorn i en svært finkornet masse av glimmer og noe kalsitt (Fig. 2.5.2 A). Kvartskornene har en varierende størrelse fra fin til veldig grovkornet (0,375-1,5 mm) hvor den dominerende størrelsen er middelkornig. Disse kornene er både mono- og polykrystaline, men majoriteten forekommer i form av kvartsaggregater bestående av flere korn med forskjellig kornstørrelse (Fig. 2.5.2 B). Kvartskornene er både avlange og runde, samt at randsonen ofte er godt avrundet (Fig. 2.5.2 C). Enkelte av kvartskornene har mindre subkorn i periferien (Fig. 2.5.2 C). Kalsitt og kvarts utgjør de hvite årene, mens de mørkegrå årene består hovedsakelig av turmalin. Turmalin har en veldig fin kornstørrelse (0,15-0,25 mm) og er som regel kalsittsementert (Fig. 2.5.2 D). Kalsittkrystallene er store med godt utviklede og bevarte tvillingstriper (Fig. 2.5.2 E). Enkelte små korn av pyritt er også å observere (Fig. 2.5.2 F). Samtlige feltspatkorn opptrer som friske uten tegn til kjemisk forvitring av betydelig grad (Fig. 2.5.3 A,C og D).



Figur 2.5.2 Petrografiske bilder av tonalitten ved Vikan hvor A, B, C og E er fotografert i krysspolarisert lys, D i planpolarisert lys og F i pålys. (A) Middelkornig kvarts i en matris av hovedsakelig glimmer som representerer de mørke finkornede områdene i tonalitten. (B) Kvartskorn bestående av flere subkorn. (C) Store runde/ovale kvartskorn med mindre subkorn langs periferien. (D) Turmalin (grønne korn) omsluttet av kalsitt. (E) Kalsittkrystaller med godt utviklede og bevarte tvillingstriper. (F) Pyritt sett i pålys hvor underlyset er blokkert. Legg merke til grå kantsone rundt og til dels i kornene.

Ved Valaheia består tonalitten hovedsakelig av glimmer (ca. 45 %), kvarts (ca. 30 %) og feltspat (ca. 20 %), mens kalsitt (ca. 5 %) og turmalin (< 5 %) er aksessoriske mineraler. De store hvitbeige områdene som utgjør mye av tonalitten ved Valaheia, består av kvartsaggregater med inneslutninger av feltspat, samt noe kalsitt (Fig. 2.5.3 A). De mørkegrønne og finkornede områdene av tonalitten består av middelkornig kvarts og feltspat som ligger i en finkornet masse av hovedsakelig glimmer og finkornig kvarts og feltspat (Fig. 2.5.3 B). Majoriteten av kornene består av kvarts, hvor disse har en rund til elongert form (Fig. 2.5.3 B). Feltspatkornene forekommer ofte som store korn hvor enkelte av disse kornene er oppsprukket på tvers og på langs av kornenes lengdeakse. Sprekkene er innfylt med kalsitt og glimmer (Fig. 2.5.3 C). Feltspatkorn uten oppsprekking forekommer også. Disse kornene har ofte inneslutninger av mindre kvartskorn (Fig. 2.5.3 D).



Figur 2.5.3 Petrografiske bilder av tonalitt ved Valaheia. (A) Feltspat og kalsitt omsluttet av kvartsaggregat. (B) Middelkornig kvarts i en matriks av finkornig kvarts og glimmer. (C) Oppsprukket feltspatkorn med kalsitt og glimmer i sprekken. (D) Feltspatkorn med inneslutninger av små kvartskorn. Alle bildene er tatt med planpolarisert lys.

Sandstein

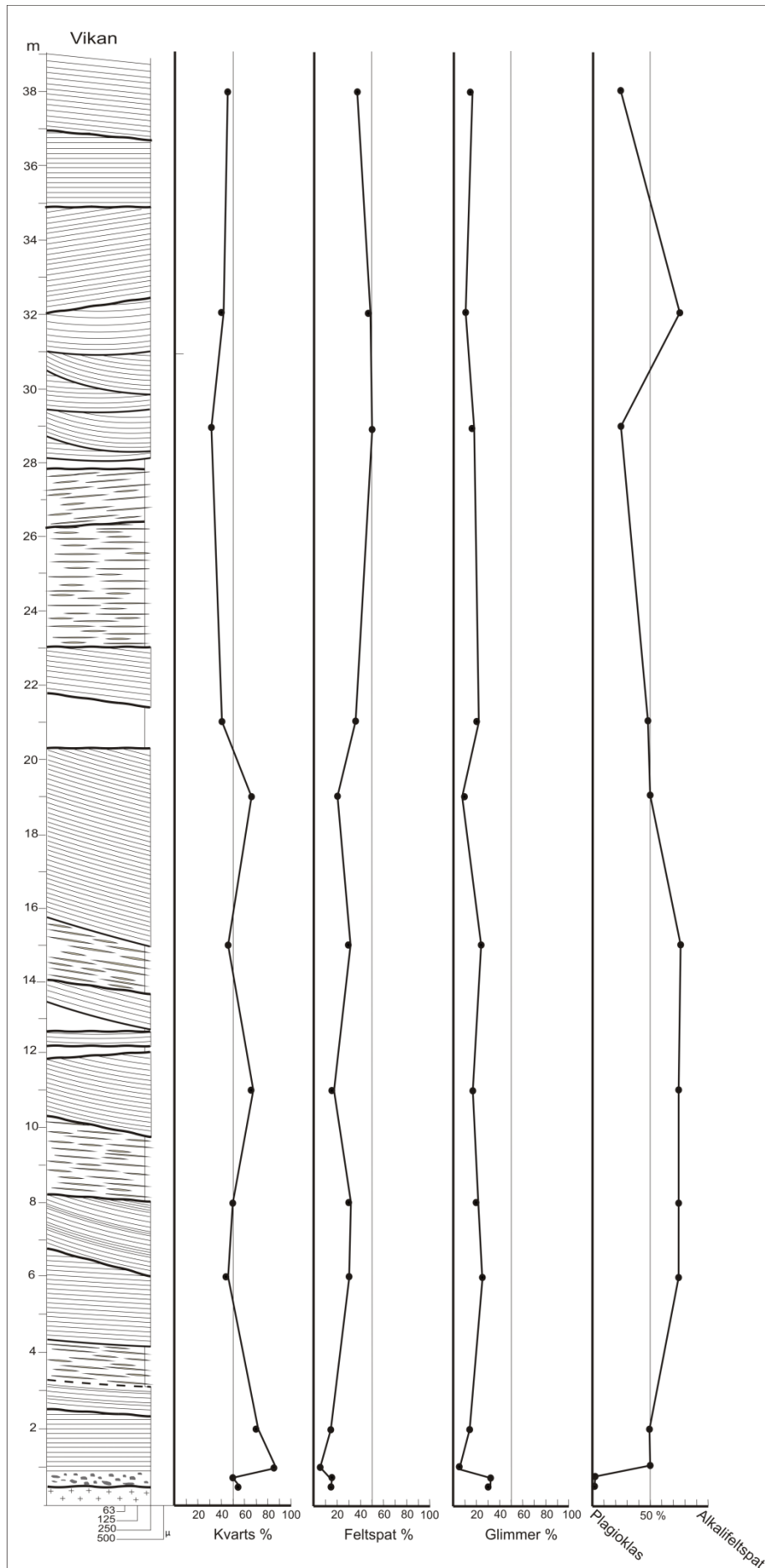
Petrografisk undersøkelse av sandsteinene i Tinnvatnformasjonen har blitt utført for å kunne si noe om provenans og mulig omdannelse ved kjemisk forvitring. Også i sandsteinene har innholdet av kvarts, feltspat, glimmer og kalsitt blitt semikvantitativt estimert ved XRD-analyser, mens innholdet av aksessoriske mineraler er basert på petrografiske analyser. Resultatene fra XRD-analysen er normalisert med hensyn til kalsitt fordi kalsitt er et sekundært mineral utfelt etter avsetning av de primære mineralene, og reflekterer derfor ikke den primære sammensetningen av sedimentene.

Foruten tre bergartsprøver fra Valaheia, er resultatene basert på bergartsprøver fra Vikan som er den mest vektlagte lokaliteten. Ved samtlige lokaliteter viser resultatene fra de petrografiske og geokjemiske analysene av sandsteinene at de viktigste primære mineralene er kvarts (30-70 %) og feltspat (15-45 %), mens kalsitt (5-20 %) og glimmer (10-20 %) opptrer subsidiært i omdannet matriks.

XRD-analysen av konglomeratet gir en mineralsammensetning dominert av kvarts (50-54 %) og glimmer (31-33 %), mens innholdet av feltspat er lavt (15-17 %) sammenlignet med den resterende delen av lagrekken (se under) (Fig. 2.5.4). Disse feltspatkornene består utelukkende av plagioklas (Fig. 2.5.4). Sandsteinene som ligger like over konglomeratet, som er karakterisert av sin lyse farge, gode sortering og godt rundete kvartskorn, er svært dominert av kvarts (70-88 %), mens feltspat (6-15 %) og glimmer (6-15 %) forekommer subsidiært.

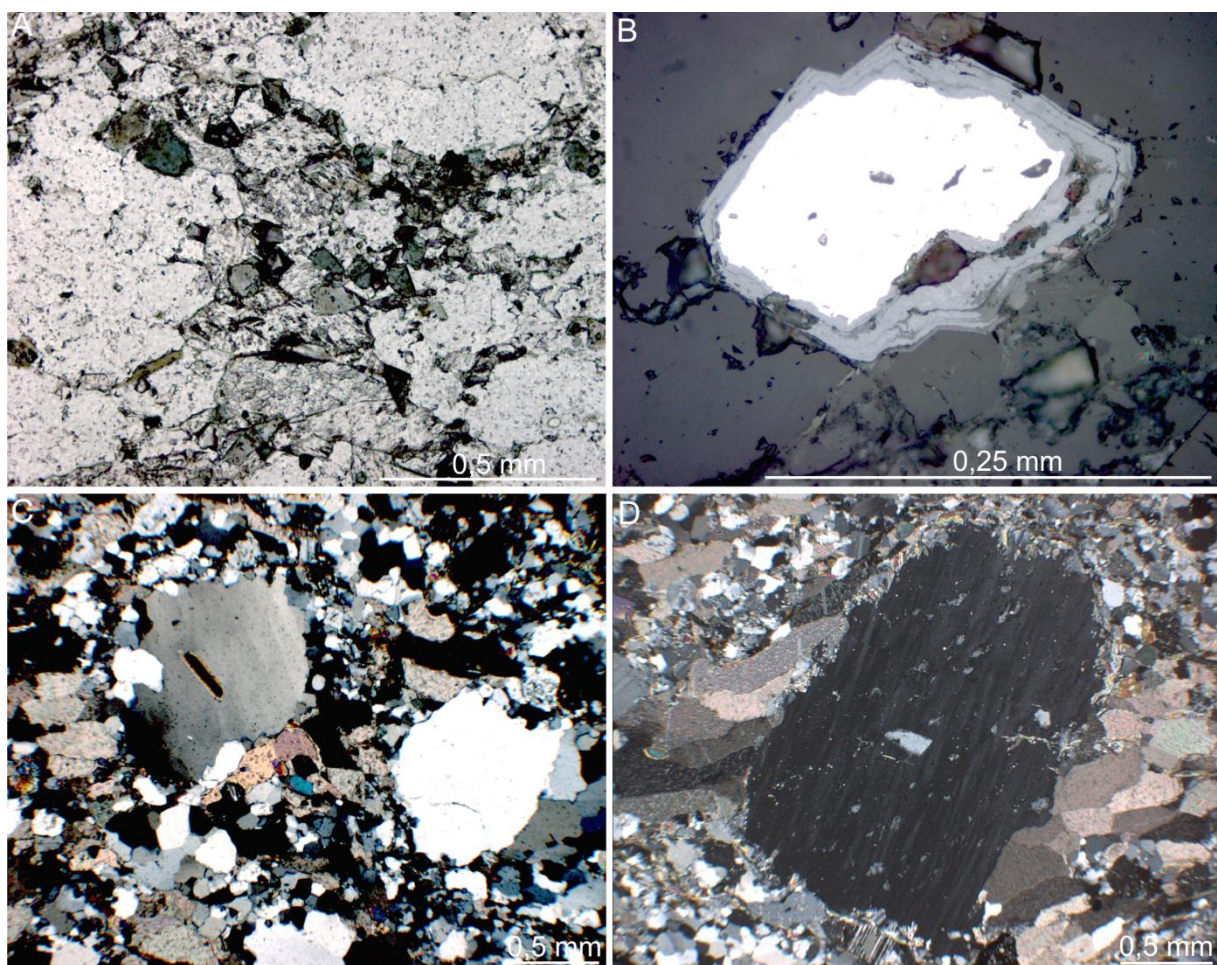
Den resterende delen av lagrekken er karakterisert av lite variasjon med hensyn til mineralsammensetningen. Innholdet av både kvarts og feltspat varierer relativt lite i de nedre 20 meterne. Ved dette intervallet i lagrekken, øker dog andelen feltspat relativt til kvarts. Over dette intervallet øker innholdet av feltspat til mellom 37 og 50 %, mens innholdet av kvarts synker til mellom 33 og 47 %. Innholdet av glimmer i sandsteinene varierer kun mellom 15 og 25 %. Denne variasjonen ser ut til å være proporsjonalt med både feltspat og kvarts gjennom hele lagrekken. Trenden er at innholdet av glimmer øker med økende innhold av feltspat og avtagende innhold av kvarts og omvendt. I motsetning til konglomeratet i bunn, forekommer både plagioklas og alkalifeltspat i sandsteinene oppover i lagrekken. Innholdet av alkalifeltspat relativt til plagioklas øker brått i sandsteinene like over

konglomeratet, og holder seg konstant 20 meter oppover i lagrekken. Ved dette nivået synker midlertidig innholdet av alkalifeltspat relativt til plagioklas. Ved et intervall 32 meter opp i lagrekken stiger det markant for deretter å synke igjen.



Figur 2.5.4 Prosentvis innhold av kvarts, feltspat og glimmer i sandsteinene ved Vikan, normalisert med hensyn til kalsitt. En semikvitatativ analyse av forholdet mellom plagioklas og alkalifeltspat er også vist.

Konglomeratet ved Vikan skiller seg ut mineralogisk sett ved at det inneholder opptil 5 % turmalin (Fig. 2.5.5 A), samt enkelte korn av pyritt (Fig. 2.5.5 B). Disse mineralene forekommer ikke videre oppover i lagrekken. Både pyritt- og turmalinkornene er i fraksjonen veldig fin sand, hvor turmalin opptrer i matriksen og rundt grove korn av kvarts eller langs med kalsittårer i sandsteinen. Konglomeratet skiller seg også ut ved et høyt innhold av kalsittsement (35 %) og kvartssement rundt detritale kvartskorn (Fig. 2.5.5 C), samt en god del glimmer (31-33 %). Innholdet av kvarts er på omlag 50 %. Både feltspat- og kvartskornene er godt rundet i alle kornfraksjonene. Både plagioklas og alkalifeltspat opptrer som friske uten betydelig påvirkning av kjemisk forvitring.



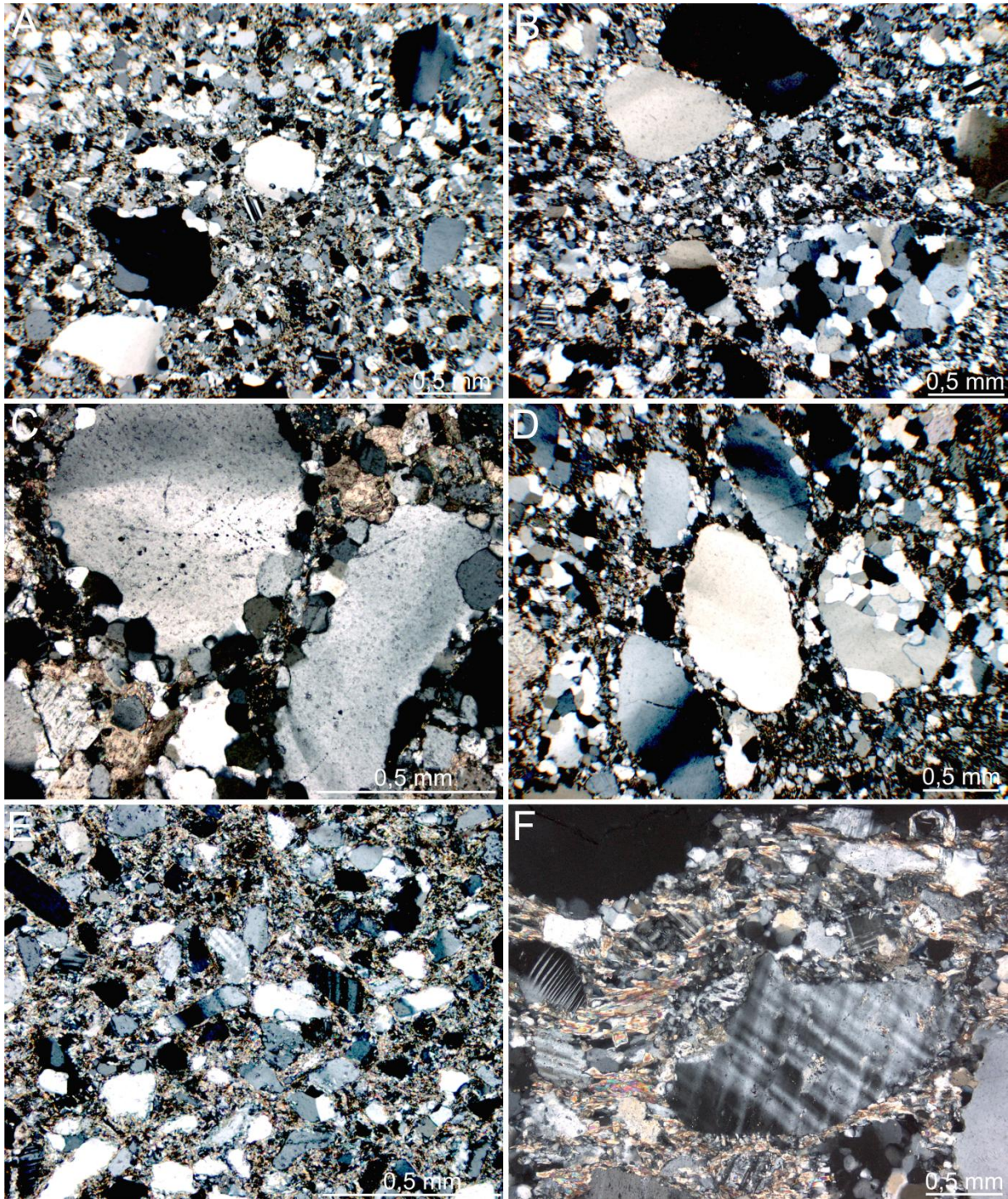
Figur 2.5.5 Petrografiske bilder av konglomerat ved Vikan tatt under planpolarisert lys (A), pålys (B) og krysspolarisert lys (C,D). (A) Turmalin og kvarts sementert av kalsitt. (B) Sonert korn av pyritt med en lys grå randsone. (C) Middeldkornig kvarts i en matriks av kalsitt og kvarts. (D) Feltspatkorn sementert av kalsitt med små inneslutninger av kvarts.

Teksturelt har sandsteinene i den resterende delen av lagrekken en bimodal kornfordeling med grov til veldig grov sand i en matriks av fin til middelhkornig sand (Fig. 2.5.5 A).

Mengdeforholdet mellom korn og matriks er som regel 30/70 til 40/60, men er varierende ut i fra faciестype. I for eksempel massive sandsteiner (facies 5) er mengdeforholdet 5/95, mens det i de lagdelte og laminerte faciesene (facies 2,3 og 4) er 70/30 til 80/20 i de grove laminaene og 10/90 til 20/80 i de finkornede laminaene.

De grove kornene i sandsteinene består hovedsakelig av subrundete til rundete kvartskorn, mens feltspat forekommer stedvis. Feltspatkornene er som regel subangulær, men forekommer i enkelte tilfeller som subrundet (Fig. 2.5.6 F). Kvartskornene er både mono- og polykrystalline (Fig. 2.5.6 A), men forekommer også hyppig som aggregater bestående av flere subkorn (Fig. 2.5.6 B). Enkelte av de polykrystalline kornene har små jevnstore subkorn langs periferien (Fig. 2.5.6 C). Kornene forekommer både som runde og avlange uten foretrukket orientering, hvor avlange korn observeres ofte som vertikalstående eller med en steil vinkel til lagningen (Fig. 2.5.6 D). Der hvor grove korn er konsentrert, for eksempel i grove lamina, er disse kornene som regel omsluttet av kalsitt- og kvartssement, mens forekomsten av glimmer er svært begrenset.

Matriksen består av subangulære til subrundete sandkorn av fin til medium størrelse, hvor feltspat utgjør majoriteten av kornene mens de resterende kornene består av kvarts (Fig. 2.5.6 E). Flak av glimmer omslutter kornene i matriksen, mens kalsitt- og kvartssement er fraværende eller begrenset til for eksempel tverrgående årer. Også i matriksen er kornformen både rund og avlang uten trend i orienteringen av de avlange kornene, men disse kornene er mindre rundet, og er som regel subangulære (Fig. 2.5.6 E). Med enkelte unntak, forekommer feltspat hovedsakelig i matriksen. Disse kornene er både rundete og angulære (Fig. 2.5.6 F).



Figur 2.5.6 (A) Middelkornig kvarts i matriks av fin sand. (B) Kvartsaggregat (nedre høyre hjørne) og mono- og polykrystallin middelkornig kvarts i fin sand. (C) Kvartskorn med jevnstore subkorn langs periferien. (D) Elongerte kvartskorn orientert med en steil vinkel til lagningen. (E) Matriks av finkornig subangulær sand omsluttet av hovedsakelig glimmer. (F) Angulære korn av K-feltpat (t.h) og subrundete plagioklaskorn (t.v). Alle bildene er tatt med krysspolarisert lys.

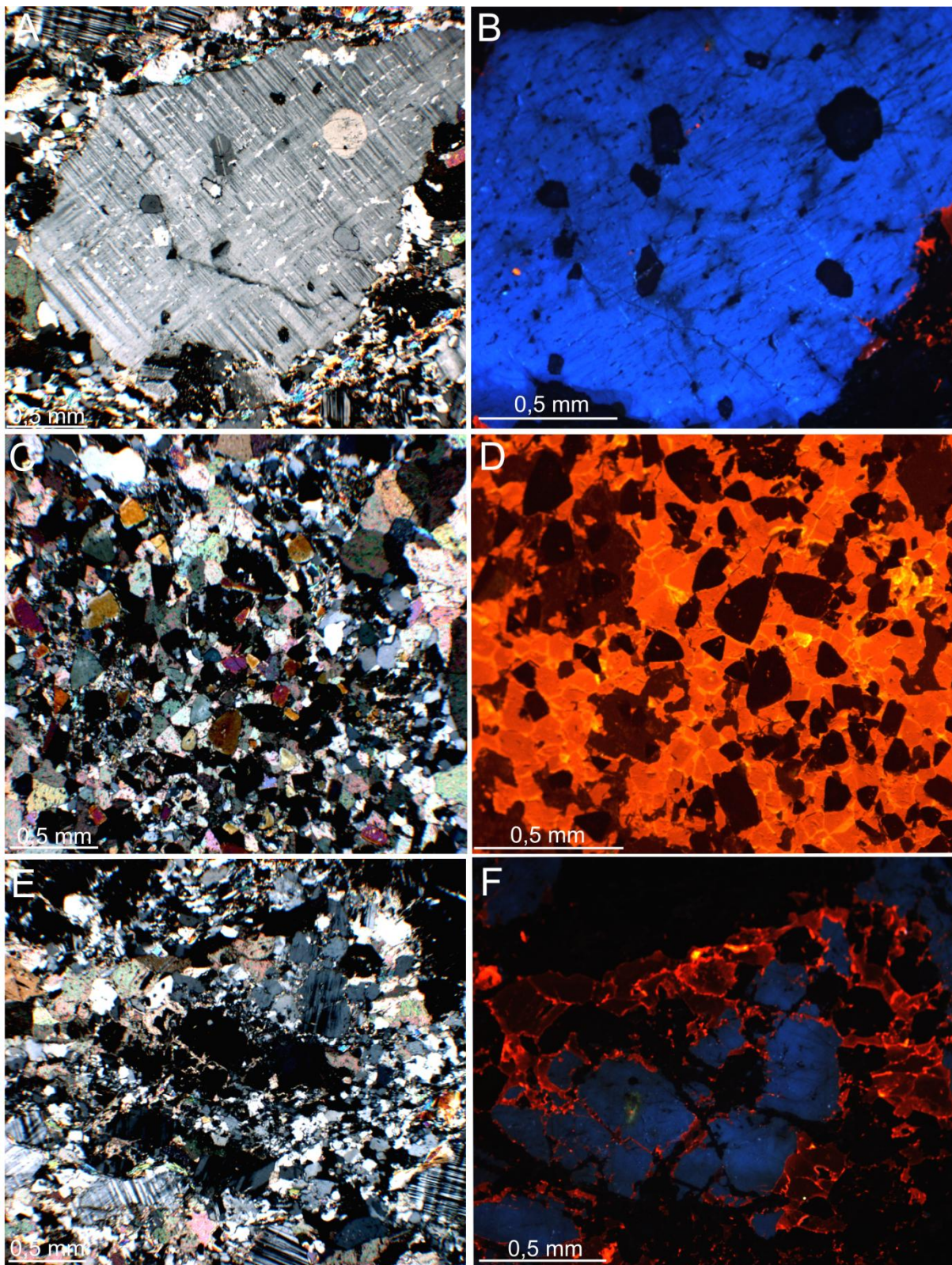
Veksling mellom grå-grønne og hvite lamineringer som observeres i felt (Fig. 2.3.3 B) og i håndstykke (Fig. 2.3.4 A og B), skyldes variasjonen i konsentrasjon av grove korn. Lamina dominert av grov kvarts er bedre sortert hvor den høye primære porøsiteten deretter gir mulighet for et høyere innhold av sement. Denne sammensetningen gir den karakteristiske lyse fargen til de grove laminaene. De grå-grønne laminaene er dominert av fin til medium sand med spredt forekomst av grove korn. i disse laminaene omslutes kornene av glimmer, mens innholdet av sement er begrenset. Det antas derfor at den mørke og grønnlige fargen skyldes innholdet av glimmermineraler.

Katodeluminisens

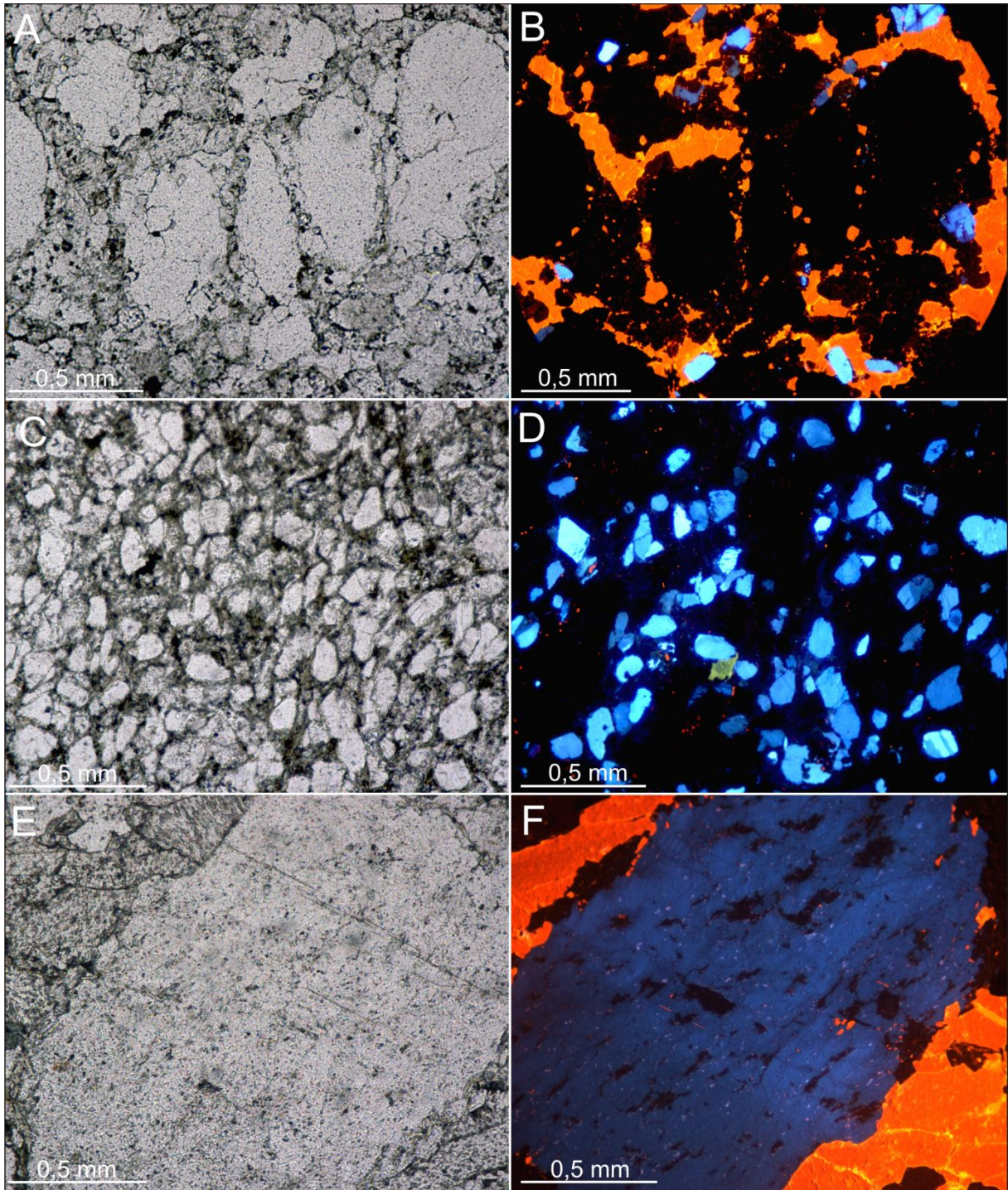
Petrografiske undersøkelser ved katodeluminiscensmikroskopi ble utført på sandsteinene og tonalitten for å identifisere typen kalsittsment, samt sammenligne de detritale kornene i sandsteinene med tilsvarende korn i tonalitten for å danne et grunnlag for eventuell identifisering av det tonalittiske gneisunderlaget som protolitt for sandsteinene.

De luminiserende mineralene i både tonalitten og sandsteinene er begrenset til kalsitt og feltspat. De fleste feltspatkornene har en mørk og klar blåfarge i både sandsteinene (Fig. 2.5.8 D og F) og i tonalitten (fig. 2.5.7 B og F). Enkelte av de mindre feltspatkornene har en lysere blåfarge med en tynn randsone av en mørkere blå farge i sandsteinene (Fig. 2.5.8 D). Kalsitten har en rødlig oransje farge hvor de individuelle krystallene har tynne soner i periferien med en sterk gul-oransje farge både i tonalitt (Fig. 2.5.7 D og F) og i sandsteinene (Fig. 2.5.8 B og F).

Forekomst av kalsittsment begrenset til lamina bestående av grove kvartskorn kommer tydelig frem med katodeluminiscens (Fig. 2.5.8 A og B), mens lamina som inneholder mye matriks har lite til ingen forekomst av kalsittsment (Fig. 2.5.8 C og D). Turmalin er også tydelig sementert av kalsitt i tonalitten (Fig.2.5.7 D) og i sandsteinene. Luminiscens av grove feltspatkorn med inneslutninger av mindre korn i tonalitten (Fig. 2.5.7 B) og i sandsteinene (Fig. 2.5.8 F), viser at mineralene i inneslutningene ikke er luminiserende. Dette tyder på at disse kornene består av kvarts, noe som stemmer overens med hva som observeres ved standard mikroskopering.



Figur 2.5.7 Petrografiske bilder av tonalitt under krysspolarisert lys (t.v) og katodeluminiscens (t.h). (A,B) Mikroklin med inneslutninger av mindre korn. (C,D) Turmalin omsluttet av kalsitt (E,F) Oppspruknete feltspatkorn med innfylling av kalsitt i sprekken og rundt både feltspatkornene og kvartskorn.



Figur 2.5.8 Petrografiske bilder av sandstein under planpolarisert lys (t.v) og katodeluminiscens (t.h) hvor feltspat luminiserer i blått, kalsitt luminiserer i gul-oransje, mens kvarts ikke luminiserer og er derfor sort. (A, B) Vertikal stående avlange og subrundete kvartskorn sementert av kalsitt langs randsonen med enkelte små korn av feltspat. (C,D) Matriks bestående av subrundete til rundete kvartskorn og subangulære og kanrundete feltspatkorn. (E, F) Grovkornig feltspat sementert av kalsitt langs randsonen.

2.6 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ av kalsittsement

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ analyser (se kap. 1.5.5) ble utført på kalsittsement fra steinprøver gjennom lagrekken ved Vikan og enkelte prøver fra Valaheia, samt fra øvre del av den underliggende tonalitten ved Vikan og Valaheia. Resultatene er vist i vedlegg 2.

$\delta^{13}\text{C}$ for lagrekken ved Vikan og ved Valaheia ligger på omlag 4 ‰ med variasjoner mellom 3,47 -4,77 ‰. Konglomeratet ved Vikan har dog en noe lavere $\delta^{13}\text{C}$ på 3,19 ‰. Denne verdien er identisk med tonalitten like under kontakten til konglomeratet ved Vikan. Ved Valaheia er $\delta^{13}\text{C}$ noe lavere (1,33 ‰).

$\delta^{18}\text{O}$ i kalsittsementen er også forholdsvis konstant gjennom hele lagrekken ved Vikan og ved Valaheia med en variasjon fra -22,17 ‰ til -21,18 ‰. Tonalitten ved Vikan og ved Valaheia har tilsvarende verdier på henholdsvis -22,01 ‰ og -21,84 ‰. Disse verdiene er benyttet til å estimere et temperaturintervall for utfellingen av kalsittsementen etter metoden utarbeidet av Kim og O'Neil (1997) hvor beregningene tyder på at kalsittsementen har blitt utfelt ved omlag 170°C.

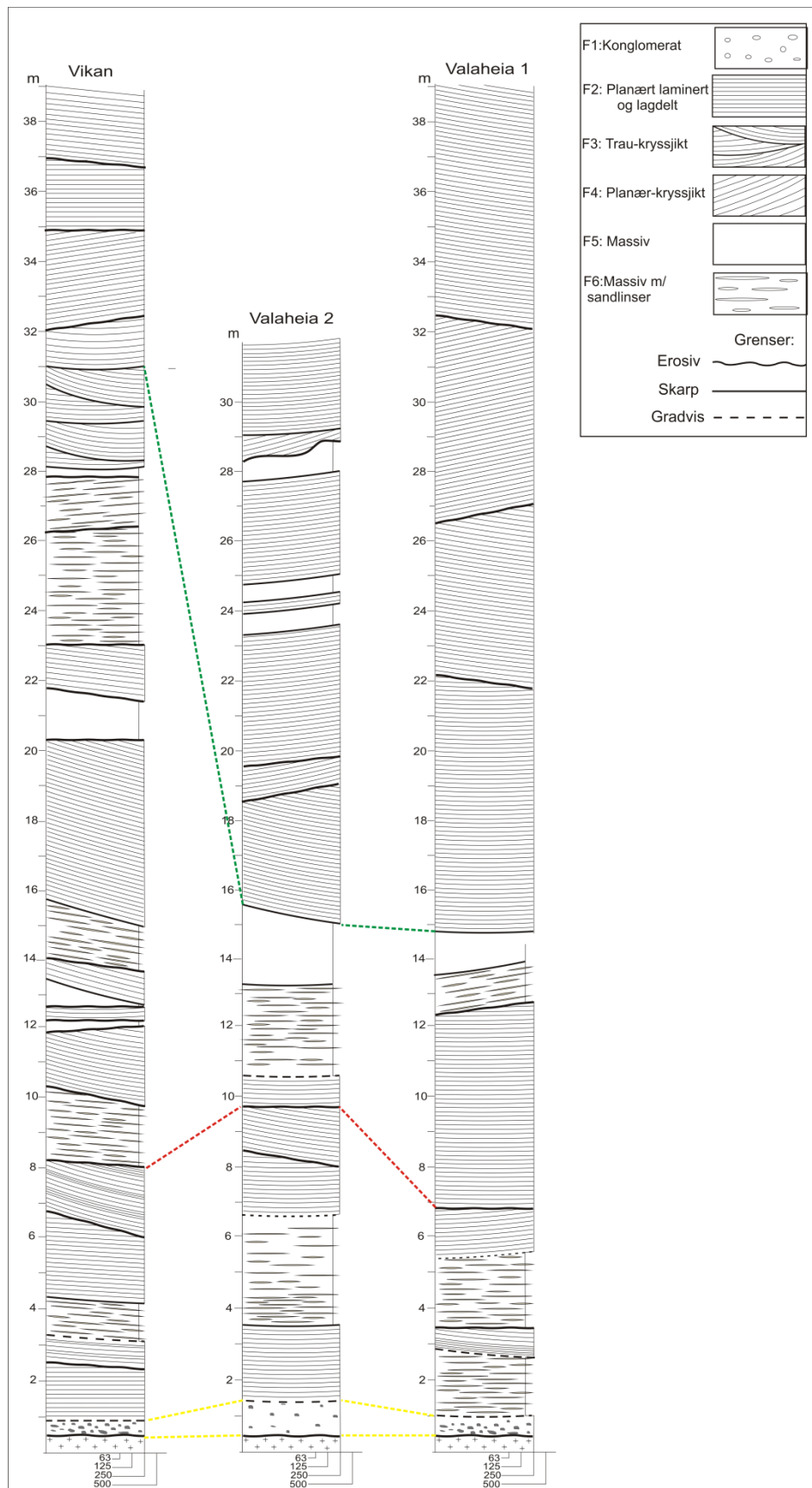
2.7 Korrelasjon

Konglomerat (facies 1) opptrer både ved Vikan og ved Valaheia i bunn av Tinnvatnformasjonen, med erosjonskontakt til underliggende tonalittiske gneiser. Konglomeratlagenes geometri og indre struktur fremstår ved begge lokalitetene som irregulære og usortert kaotisk med varierende klast-størrelse uten noen foretrukket orientering. Tykkelsen til konglomeratet er noe større ved Valaheia, samt at invers gradering av både matriks og klaster kun forekommer her. Klastene i konglomeratet er større og mer konsentrert ved Vikan og har en utelukkende massiv opptreden. Basert på opptreden i det laveste stratigrafiske nivået av Tinnvatnformasjonen og assosiasjonen til planlaminert sandstein over, samt geometri og indre tekstur, tolkes konglomeratene ved de ulike lokalitetene til å være grovklastiske basalavsetninger avsatt direkte på et erodert gneisunderlag, og således være lateralt korrelerbare.

Ved både Vikan og Valaheia er konglomeratet etterfulgt av 7-10 meter med lysere sandstein enn den resterende lagrekken og konglomeratet under. Disse sandsteinene er dominert av facies 2 og 3 ved samtlige lokaliteter. Denne typen sandstein har en erosiv og lateralt utholdende grense, som også opptrer ved alle lokalitetene.

En enhet av massiv sandstein med mellom 0,5 og 2,5 meters tykkelse opptrer ved alle lokalitetene og kan følges langs strøket gjennom hele blottningen. Ved Vikan har denne enheten en nedre grense definert av en gjennomtrengende og markant erosjonsflate (Fig. 2.2.2), mens tilsvarende enhet ved Valaheia har en konform nedre og øvre grense.

Den øvre delen av lagrekken ved Vikan og Valaheia består utelukkende av storskala planær-kryssjiktete (facies 3) sandsteinenheter karakterisert av erosive kontakter. Ved begge lokalitetene ved Valaheia har disse settene med kryssjikt en samsvarende transport komponent dominerende i retning nord-nordøst (Fig. 2.4.1). Ved Vikan har disse kryssjiktete settene en transport komponent mot SSV (Fig. 2.4.1), altså 90° på transportretningen ved Valaheia.



Figur 2.6.1 Potensielle korrelasjoner av lagrekken i Tinnvatnformasjonen mellom de ulike lokalitetene. Gule stiplede linjer viser korrelasjonen mellom kontakten til det tonalittiske gneisunderlaget, samt den øvre grensen til konglomeratet. Røde stiplede linjer korrelerer erosjonsflaten mellom de hvite sandsteinene i bunn av lagrekken og de mørkere sandsteinene i den resterende delen av lagrekken. Grønne stiplede linjer markerer bunn av den øvre enheten av storskala planær-kryssjiktete sandsteiner.

Kapittel 3: Diskusjon

3.1 Syntese av avsetningsmiljø

De sandige sedimentene i Tinnvatnformasjonen er avsatt i et subakvatisk miljø hvor de grove sedimentene er avsatt som følge av høy-energetisk strømmer og migrasjon av store bunnformer, alternerende med erosive perioder og roligere perioder med avsetning av finkornet terrigent materiale. Slike forhold er godt kjent fra de fleste subakvatiske miljø, slik som estuarier (Hamilton, 1979), store elvesystemer (Baker, 2002) og i grunnmarine tidale miljø (Clifton et al., 1971). De lateralt utholdende erosjonsflatene som er karakteristisk for hele lagrekken, er dog mer typiske for høy-energetiske grunnmarine miljø (Anderton, 1976). I de andre nevnte sedimentasjonsmiljøene ville man forvente å finne dypere kanaler og mer markante innskjæringer (Anderton, 1976), mens de slake og langstrakte erosjonsflatene i Tinnvatnformasjonen indikerer uniform erosjon over et større område. Det faktum at sandsteinene er karakterisert ved en bimodal kornstørrelse hvor grove korn ofte opptrer uten foretrukket orientering, tyder også på at Tinnvatnformasjonen er avsatt i et høy-energetisk miljø.

På bakgrunn av mineralogisk sammensetning og sedimentære strukturer, er lagrekken delt inn i en nedre foreshore og øvre shoreface sone på henholdsvis 8-10 meter og 20-30 meter (Fig. 3.1.1 - 3.1.3).

Foreshore sone

Den konglomeratiske enheten som er avsatt direkte på det tonalittiske gneisunderlaget reflekterer trolig det første stadiet i en transgressiv fase. Denne transgresjonen kan ha omarbeidet tidligere subaerile avsetninger for deretter å resedimentere dem i et grunnmarint miljø. Den kaotiske opptreden av konglomeratet kan eventuelt være et resultat av en utglidning av sedimentene hvor opprinnelige interne strukturer har blitt forstyrret, men dette krever en viss topografi i underlaget som ikke kan påvises på grunn av blotningens

beskjedne størrelse. I polerte prøver av konglomerat fra Vikan kan man se en antydning til usammenhengende og kaotisk laminasjon (Fig. 2.3.2 C) som kan relateres til en utglidning. Den ujevne tykkelsen på konglomeratet hvor det ser ut til å fylle depresjoner i tonalitten, indikerer en svakt undulerende overflate i det tonalittiske gneisunderlaget. Klastene av årekvarts kan være derivert fra tonalitten hvor årene eventuelt har vært utstikkende som følge av forvitring og/eller erosjon av bergarten rundt og dermed mekanisk forvitret løs av for eksempel ismasser eller frostsprengninger (se kap. 3.3). Klastene i konglomeratet er kantrundet og rounding av klaster av denne størrelsen krever både tid og energi. Dette tyder derfor på at de har blitt abradert i et høy-energetisk miljø før endelig avsetningen. Sandkornene i matriksen er også godt rundet. Dette gjelder kvartskorn så vell som feltspatkorn, noe som avviker fra den resterende delen av lagrekken hvor kun kvartskorn er rundet (se kap. 3.3). Også innholdet av feltspat er svært lavt (15-17 %) sammenlignet med den resterende delen av lagrekken. Dette underbygger at sedimentene i konglomeratet er mer modnet enn de overliggende sedimentene.

De nedre 7-8 meterne av Tinnvatnformasjonen, er tolket til å representere en strandavsetning. Sekvensen utgjøres blant annet av horisontalt planær-laminerte sandsteiensenheter (facies 2). Slike laminerte sandsteiner er beskrevet av Thompson (1937) og Clifton (1969) som strandavsetning i foreshoresonen. Laminering i slike avsetninger tilskrives *swash* og *backwash* prosesser i strandsonen (Reineck, 1963) hvor bølgene som skyller innover land transporterer suspenderte sedimenter som avsettes i det bølgen trekker seg tilbake (Clifton, 1969). Prosessen fører ofte til invers gradering av sedimentene (Clifton, 1969), slik som kan observeres i Tinnvatnformasjonen der hvor blottningsgraden er tilstrekkelig (Fig. 2.3.5 E). Enhetene tolkes derfor som *swash* og *backwash* laminering (Fig. 3.1.1-3.1.3).

I denne sonen av lagrekken kan man i enkelte forvitrede områder se antydning til lamina i de grove sandlinsene i facies 6 (Fig. 2.3.9 C og D). Den interne strukturen er tolket til å representere *foreset* lamina i strømrifler overliret av finere sand, og defineres derfor som lentikulær lagning med isolerte linser (Reineck og Wunderlich, 1968) (Fig. 3.1.1-3.1.3). Dersom en slik lentikulær lagning skal kunne opptre, må forholdene for avsetning av finkornet sedimenter være favorisert fremfor avsetning av grove sedimenter, samt at periodevise strømmen i ellers stillestående vann må forekomme og tilstrekkelig med

sedimenter må være tilgjengelig (Reineck og Wunderlich, 1968). Denne typen lagning opptrer ofte i den intertidale sonen (Straaten, 1954).

Sonen utgjøres også av kryssjiktete planær-laminerte sandsteinsenheter som kutter hverandre i form av lav-vinklede erosjonsflater (Fig. 2.3.5 C-D) og hvor lamina i individuelle set er parallelle med set-kontaktene. Slike kryssjikt er beskrevet av McCubbin (1982) som *swash cross-stratification* (Fig. 3.1.1-3.1.3). Disse avsettes når bølger skyller inn over strandsonene, mens variasjon i helningen til lamina og erosjonsflater er et resultat av stadig variasjon i dybde, strømhastighet og strømretning (McCubbin, 1982). Inverse graderingen av lamina, slik som i disse enhetene (Fig. 2.3.5 E) i Tinnvatnformasjonen, er typisk for slike kryssjikt (Clifton, 1969). Denne enheten er tolket til å representere foreshore prosesser hvor *swash* avsetninger har dominert.

Sedimentene i denne sekvensen er generelt karakterisert av en høy modningsgraden i form av høyt kvartsinnhold (70-80%) og godt rundete korn, samt god sortering/høy porøsitet som har ført til høyt innhold av kalsittsement (35 %) relativt til de overliggende sandsteinene. I felt skiller sandsteinene i denne sekvensen seg ut ved en karakteristisk hvit og lys farge, avgrenset i toppen av en markant og lateralt utholdende erosjonsflate (Fig. 2.2.1 B). Omfanget av erosjon er uviss, men basert på lagstillingen i enheten under erosjonsflaten (Fig. 2.2.1 B), kan man anta at det minimum er snakk om ett par meter med hiatus. Denne erosjonsflaten er tolket til å være et resultat av en kraftig storm episode, eventuelt et fall i havnivå. Ved sistnevnte alternativ ville man dog forvente å finne foreshore avsetning over erosjonsflaten, noe som ikke er påvist i Tinnvatnformasjonen.

Shoreface sone

Den markante erosjonsflaten er tolket til å representere grensen mellom underliggende foreshore avsetninger og overliggende shoreface avsetninger. Basert på forekomst av sedimentære strukturer er shorefaces sonen delt inn i en nedre og øvre del kalt henholdsvis S1 og S2 (Fig. 3.1.1 - 3.1.3). S1 er dominert av de mer finkonete sandsteinene i facies 6 med tynne og avlange isolerte linser av grovere sand. I denne delen av lagrekken er interne strukturer i sandlinsene ikke observert. Ifølge Reineck (1967) er avsetningen av grove linser avsatt i perioder med sterkere strømning, både i form av flo- og fjærestømmer, mens de

finkornete sedimentene avsettes i perioder med stillestående vann i høystand- og lavstandperioder. Slike vekslinger er dog som regel rapportert som veksling mellom sand og mud. Årsaken til den grovere opptreden i Tinnvatnformasjonen med veksling innad i sandfraksjonen, kan skyldes et mer kystproksimalt avsetningsmiljø. Disse enhetene er betegnet som linselagning i tolkete kart (Fig. 3.1.1-3.1.3).

De kanallignende erosive enhetene som opptrer i S1 intervall 8-15 meter ved Vikan, kan representere tidevannskanaler som har migrert og erodert seg ned i underliggende sedimenter (Fig. 3.1.1-3.1.3). Slike kanaler kan opptrer som følge av sterkere tidevannsstrømmer som genereres under lavstand og høystand, hvor strømningene under høystand eroderer de dypeste kanalene (Reineck og Singh, 1973). Kanalene ser ut til å ha erodert ned i underliggende massiv og finkornet sandstein, og tilsier derfor at disse strømmene må ha vært høy-energetiske.

Ekstensive skråstilte planær-lagdelte enheter som opptrer i S1 er tolket til å representere ekstensive sand rygger kalt *longshore bars* (Fig. 3.1.1-3.1.3). Slike rygger dannes både i den intertidale og subtidale sonen hvor sedimenter tilføres fra bølger og kystparallelle strømmer (Davis Jr og Fox, 1972). I Tinnvatnformasjonen har disse lagene en høyde på opp til fem meter, men har en øvre erosiv grense slik at den opprinnelige tykkelsen er uviss. Ved Vikan er erosjonsflaten til denne typen avsetning tolket til å være erodert av en massestrøm som utgjøres av den massive enheten over. Ved de resterende lokalitetene kan erosjonsflaten være et resultat av for eksempel kraftige stormbølger.

Den øvre delen av shoreface sonen (S2) i Tinnvatnformasjonen består utelukkende av kryssjiktete enheter med ekstensiv lateral utbredelse, avgrenset av lav-vinklede og utholdende erosjonsflater. Disse enhetene tolkes til å representere store migrerende sandbølger (Fig. 3.1.1-3.1.3). I moderne avsetninger opptrer slike sandbølger i høy-energetiske, tidevannsdominerte grunnmarine miljø (Jordan, 1962), hvor sandbølgene kan migrere fem til ti meter per år (Németh et al., 2002). Slike sandbølger opptrer i intertidale miljø i tidale kanaler eller over sand banker (Harms et al., 1982). De lav-vinklede erosjonsflatene mellom enhetene indikerer at erosjon var ekstensiv. Anderton (1976) delte slike erosjonsflater inn i tre typer:

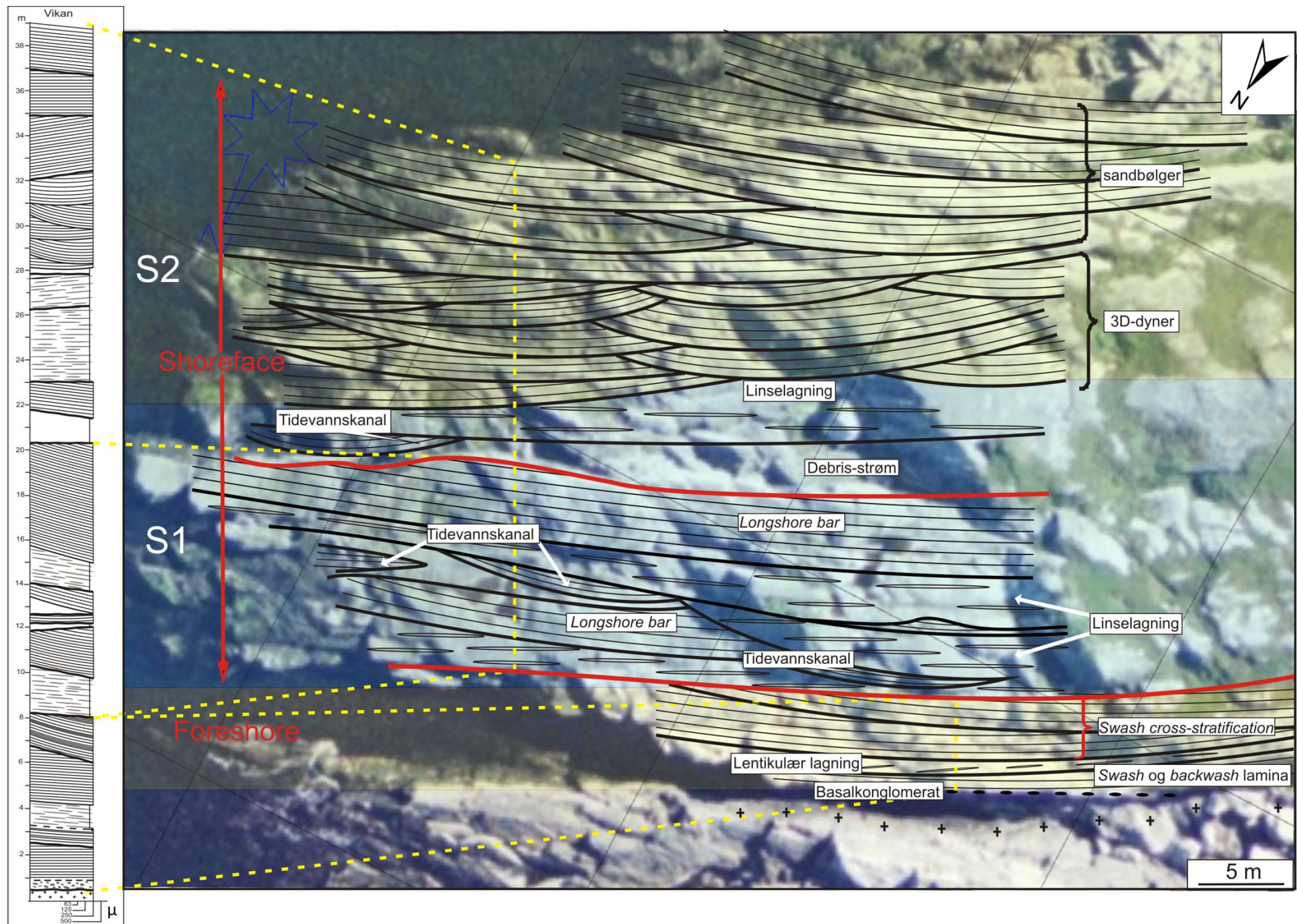
- (i) Type én karakterisert av irregulære til undulerende flater med relieff på noen desimeter til meter.
- (ii) Type to med kanalisert geometri hvor dybden er opp til 2 meter.
- (iii) Type tre med lateralt utholdende planære flater med et relieff som ikke overstiger 20 centimeter.

På grunnlag av klassifikasjonen, kan erosjonsflatene i Tinnvatnformasjonen defineres som type 3. Opphavet til slike erosjonsflatene kan være forsterkede tidevannsstrømmer under periodiske stormer hvor energinivået har vært tilstrekkelig for dannelse av en slik omfattende erosjon (Anderton, 1976). Ved vanndybder på titalls meter, er tidevannsstrømmer de mest kapable strømmene til å generere og opprettholde slike store subakvatiske bunnformer (Off, 1963, Németh et al., 2002). Overgangen fra tredimensjonale dyner til sandbølger ved Vikan reflekterer en reduksjon i strømhastighet (Harms et al., 1982), noe som kan indikere stigende havnivå.

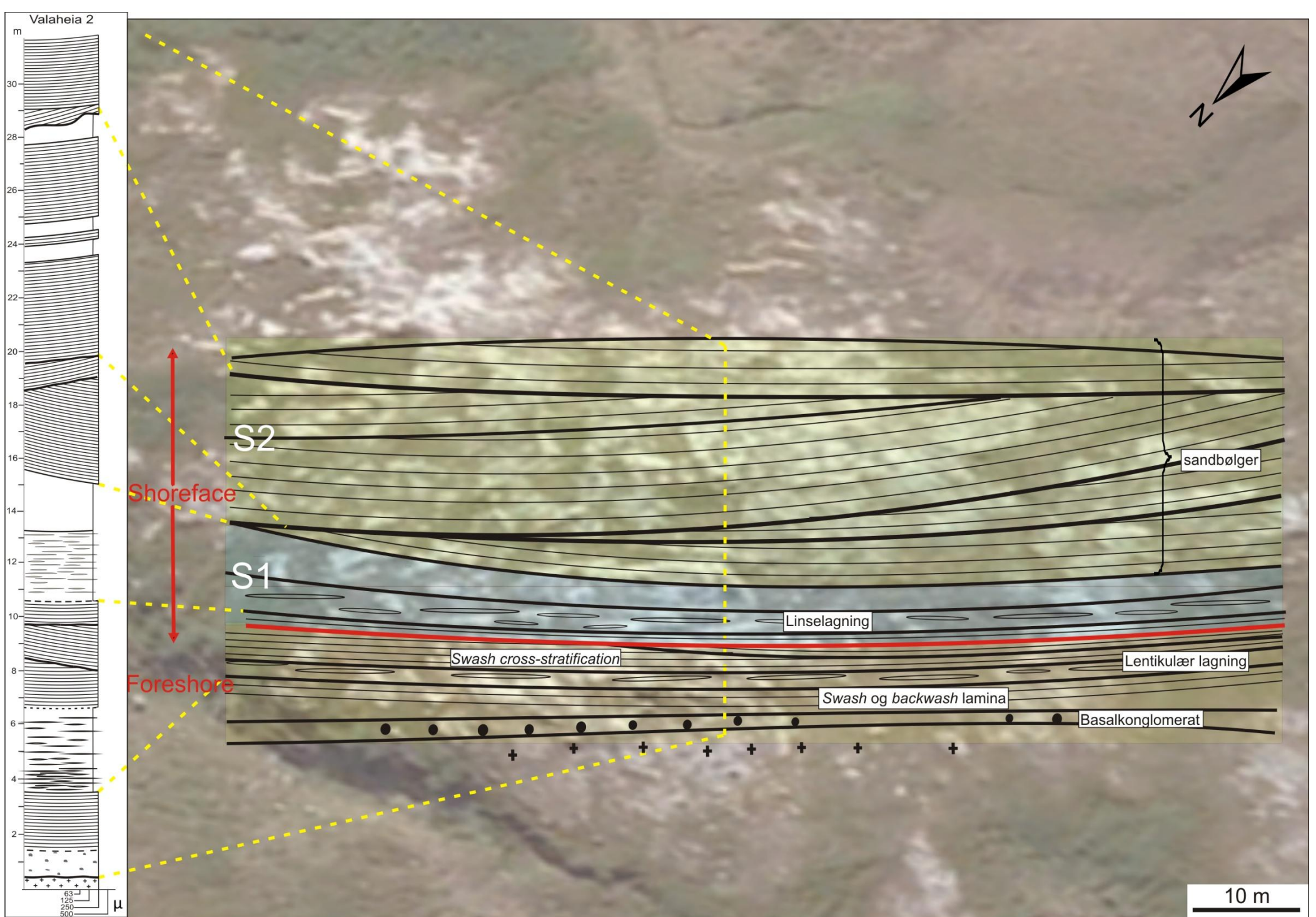
Den overliggende Bukkheiaformasjonen er av Binns et al. (1980) tolket som en grunnmarin avsetning med periodiske subaerile eksponeringer. Formasjonen er dominert av leir- og siltstein, noe som gjør det nærliggende å tro at en overordnet transgresjon har vært gjeldende for begge formasjonene da Bukkheiaformasjonen ligger konformt over Tinnvatnformasjonen (Binns et al., 1980).

Moderne analog – Nordsjøen

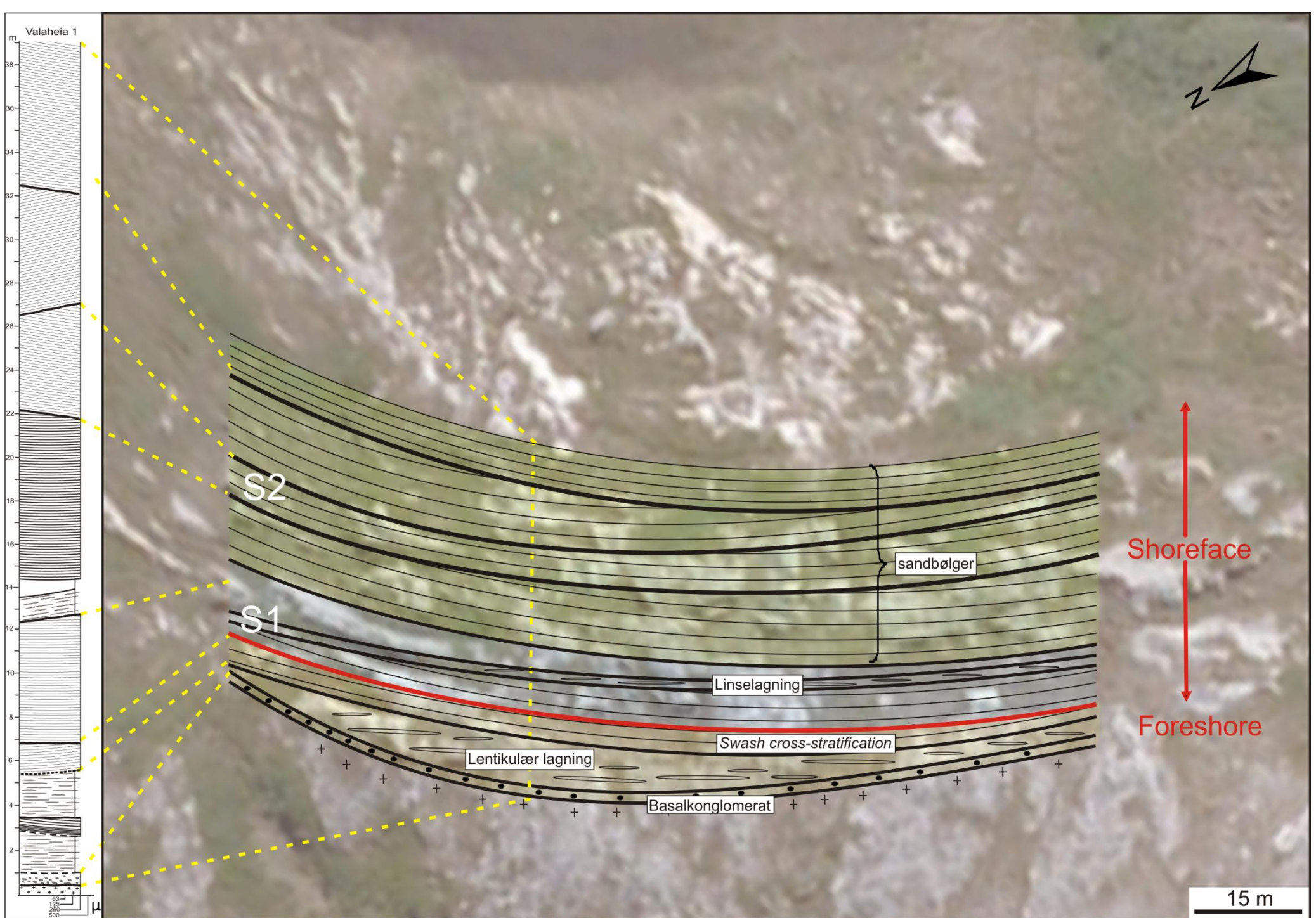
Nordsjøen utgjør et tidevannsdominert grunnmarint miljø og velges av den grunn som det en moderne analog til avsetningene i Tinnvatnformasjonen. Blant analoge avsetninger er for eksempel sandbølger et svært vanlig fenomen i den sørlige delen av Nordsjøen (Kenyon, 1970, Deleu et al., 2004, Le Bot og Trentesaux, 2004, Bellec et al., 2010). Også ekstensive *longshore bars* er beskrevet som typisk forekommende på tidevannsflater langs kysten sørøst i Nordsjøen (Gohren, 1974). Isolerte og smale sandlinser på noen desimeter i lengde, uten interne strukturer i massivt finkornet materiale, slik som i facies 6 i Tinnvatnformasjonen, er beskrevet av Little-Gadow og Reineck (1974) fra tidale avsetninger i Nordsjøen.



Figur 3.1.1 Flyfoto av lokaliteten ved Vikan med oppmålte sandsteinsenheter og tilhørende tolkning av disse. Røde linjer markerer utholdende erosjonsflater hvor den nedre linjen også markerer overgangen mellom sekvensene som er tolket til å representere foreshore og shoreface avsetninger.



Figur 3.1.2 Flyfoto av lokalitet 1 ved Valaheia med oppmålte sandsteinsenheter og tilhørende tolkning av disse. Rød linje markerer en erosjonsflate som også er tolket til å representere overgangen mellom sekvensene som er tolket til å representere foreshore og shoreface avsetninger.



Figur 3.1.3 Flyfoto av lokalitet 2 ved Valaheia med oppmålte sandsteinsenheter og tilhørende tolkning av disse. Rød linje markerer en erosjonsflate som også er tolket til å representere overgangen mellom sekvensene som er tolket til å representere foreshore og shoreface avsetninger.

3.2 Transportretning

Rekonstruksjon av transportretningen viser at sedimentene i den øvre delen av lagrekken ved Vikan, dominert av dyner og sandbølger, er transportert fra nordvest mot sørøst (Fig. 2.4.1). Ved Valaheia er rekonstruksjon av transportretning hovedsakelig basert på sandbølger, hvor transportretningen er sørvestlig (Fig. 2.4.1). Siden sandbølgene ved de respektive lokalitetene har en transportretning som er 180° på hverandre, kan man anta at de representerer tidevannsstrømmer hvor den ene er dominert av flostrømmer og den andre er dominert av fjærestømmer.

At transportretningen til sandbølgene representerer tidevannsstrømmer støttes også av det faktum at sandbølger i moderne grunnmarine miljø hovedsakelig migrerer som følge tidevannsstrømmer (Németh et al., 2002). Slike individuelt ensrettete transportretning kan forekomme dersom formen til bassenget, i form av for eksempel markante forhøyninger, fører til at tidevannet følger ulike utløp under flo og fjære. Et slikt scenario er for eksempel tilfellet i Hola trauret utenfor Vesterålen hvor sandbølger migrerer som følge av tidale og geostrofiske strømmer, men i motstående retninger grunnet varierende topografi (Bøe et al., 2009). Ensrettet strømmetning i tidale submarine miljø kan også forekomme dersom energinivået i tidevannstrømmene er svært ulike mellom flo og fjære (Stride, 1963) ved de respektive lokalitetene. Tidevannsstrømmer som forsterkes av stormer kan også være kompetent til å generere sandbølger med flere meters høyde og flere hundre meters lengde, og vil dermed gi ensrettede transportretninger (Field et al., 1981).

Den nedre delen av lagrekken ved Vikan skiller seg ut i form av en sør-sørvestlig transportretning (Fig. 2.4.1). Denne komponenten forekommer også ved Valaheia, men er av mindre betydning. Dersom tidevannet strømmet i retning nord-nordvest – sør-sørøst, er det nærliggende å anta at transportretningen for sedimentene i den nedre delen av lagrekken ved Vikan representerer kystparallel strømming da den er 90° på den antatte tidevannsstrømmen. I så fall indikerer dette at kystlinjen var orientert omtrent sør-sørvest – nord-nordøst. Dette kan også korreleres med lagstillingen til enheten tolket som swash kryssjikt ved Vikan som heller mot sørøst da slike kryssjikt vanligvis heller mot havet.

Enheter tolket som *longshore bars* i den nedre delen av lagrekken indikerer også at kystparallelle strømmer har vært gjeldende.

Lagrekken ved Vikan skiller seg også ut i form av at sandbølger utgjør en mindre dominerende del av lagrekken enn ved Valaheia. En mulig forklaring kan være at sedimentene ved Vikan er avsatt mer kyst-proksimalt enn sedimentene ved Valaheia, som også kan forklare den santatte kystparallelle transportkomponenten er svakere ved Valaheia.

3.3 Provenans

Det høye innholdet av både kvarts og feltspat i sandsteinene betyr at dreneringsbassenget må ha vært rikt på feltspatiske krystalline bergarter. XRD-analyse av det tonalittiske gneisunderlaget har et tilfredsstillende innhold av kvarts (32-50 %), mens feltspatinnholdet er noe lavt (7-21 %) sammenlignet med sandsteinene (6-50%). Likevel viser de petrografiske undersøkelsene at litologien og typen feltspat og kvarts i tonalitten kan korreleres med sandsteinene. Siden XRD-analyser kun er utført på to prøver av tonalitten, viser disse nødvendigvis ikke en representativ mineralsammensetning for tonalitten i sin helhet. Sandsteinene innhold også en god del glimmer som kan antas å være derivert fra tonalitten da den inneholder nesten 50 % glimmer. Glimmerinnholdet i sandsteinene er dog mye lavere (6-33 %) enn i tonalitten, noe som kan skyldes at resterende glimmer er transportert lengre eller er vindblåst.

Feltspatkornene har den samme blåfargete luminisensen i begge bergartene (Fig. 2.5.7 B,F og 2.5.8 D,F), samt at disse kornene bærer lite preg av kjemisk forvitring både i sandsteinene og i tonalitten. Flere av disse feltspatkornene er karakterisert av små inneslutninger av kvarts i begge bergartene (Fig. 2.5.3 D og 2.5.5 D). Feltspatkornene er også som oftest angulære i begge bergartene.

Kvartskornene både i sandsteinene (Fig. 2.5.8 B og D) og i tonalitten (Fig. 2.5.7 F) er ikke-luminiserende, samt at deres form og størrelse er lik. Kvarts opptrer for eksempel ofte som kvartsaggregat sammensatt av flere subkorn i begge bergartene (Fig. 2.5.3 A og 2.5.6 B). Kvartskorn med ekvigranulære subkorn langs periferien er også karakteristisk for begge bergartene (Fig. 2.5.2 C og 2.5.6 C). Siden feltspatkornene som oftest er angulære i sandsteinene, er det tvilsomt at sedimentene ble utsatt for betydelig grad av abrasjon. Den rundete karakteren til kvartskornene er derfor sannsynligvis arvet fra tonalitten hvor kornene som regel er kantrundete.

Av aksessoriske mineraler inneholder begge bergartene små mengder turmalin, men dette mineralet kan forekomme som følge av en postdiagenetisk fluidomvandling (Sen, 2012) og er derfor ikke pålitelig. Sonert pyritt som opptrer i konglomeratet, er også tilstede i tonalitten, og kan derfor være derivert fra tonalitten.

3.4 Klima

Siden feltspat er svært ustabil med hensyn til kjemisk forvitring, er feltspat benyttet som klimatisk indikator da kjemisk forvitring er kraftig i varmt og fuktig klima (Folk, 1974).

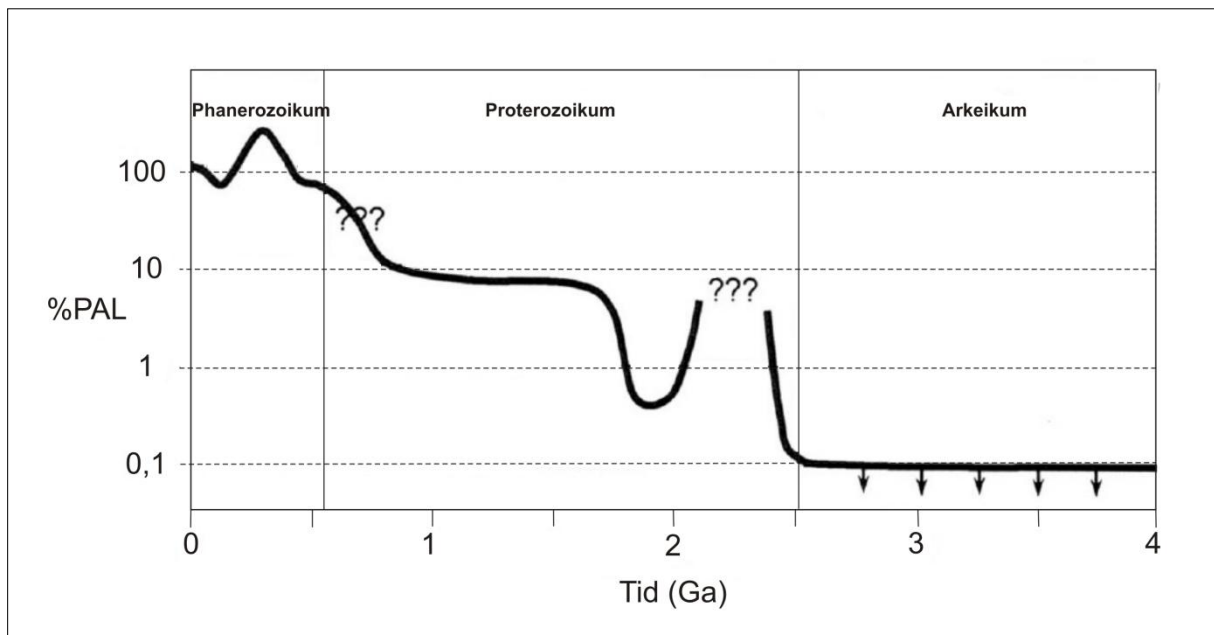
Kjemisk forvitrede sedimenter er enten en følge av forvitring av kildebergarten (Franzinelli og Potter, 1983, Nesbitt og Young, 1996) eller forvitring av sedimenter under transport i fluviale systemer (Pollack, 1961, Johnsson et al., 1991). De petrografiske undersøkelsene viser at feltspatkornene både i toppen av tonalitten og i sandsteinene bærer lite preg av kjemisk forvitring. Siden forvitring hemmes av kaldt og/eller tørt klima (Folk, 1974), kan man anta at klima har vært deretter. Med unntak av konglomeratet i bunn av lagrekken, viser XRD-analyser av sandsteinene et forholdsvis konstant mineralselskap i den resterende delen av lagrekken. Den kjemiske sammensetningen har altså forholdt seg stabil i løpet av avsetningen, og man kan derfor anta at de klimatiske forholdene også har vært stabile.

Alternativt er det høye innholdet av feltspat relatert til høyt relieff i for eksempel forkastningssoner, hvor det dannes så kalt tektonisk arkose. I de tilfeller utgjør feltspat en jevnt fordelt kombinasjon av forvitrede og friske feltspatkorn, samt at sedimentene inneholder rikelig med leire og tungmineraler (Folk, 1974). Da dette ikke er tilfellet i Tinnvatnformasjonen, anses det som mindre trolig. I områder med lavere relieff utgjør strender og dyner ofte majoriteten av det sedimentære miljøet, slik som i Tinnvatnformasjonen, og er som regel avsatt i transgressive eller regressive grunnmarine miljø (Folk, 1974). Dersom klimaet er fuktig, vil all feltspat brytes ned på grunn av den trege erosjonen og resultere i kvartsarenitt. Dersom klimaet er kaldt og/eller tørt, dannes arkose i stedet. Folk (1974) beskrev slike avsetninger som dominert av kvarts og feltspat, hvor feltspatkornene ofte er mindre enn kvartskornene, og hvor disse er sortert i finkornete og grovkornete lamina, slik som sedimentene i Tinnvatnformasjonen. Turmalin er også blant de få tungmineralene som opptrer i denne typen arkose (Folk, 1974).

Den høye modningsgraden til sedimentene i konglomeratet som indikerer at mekanisk forvitring har operert over lengre tid, samtidig som innholdet av frisk plagioklas indikerer at kjemisk forvitring har vært svært begrenset eller fraværende. Siden plagioklas er mest sensitiv for kjemisk forvitring (Banfield og Eggleton, 1990), opptrer mineralet oftest i avleiringer som har blitt avsatt og begravd svært hurtig (Folk, 1974). Siden rundhetsgraden

tilsier at dette ikke er tilfellet, er det nærliggende å anta at de klimatiske forholdene retarderte forvitringen.

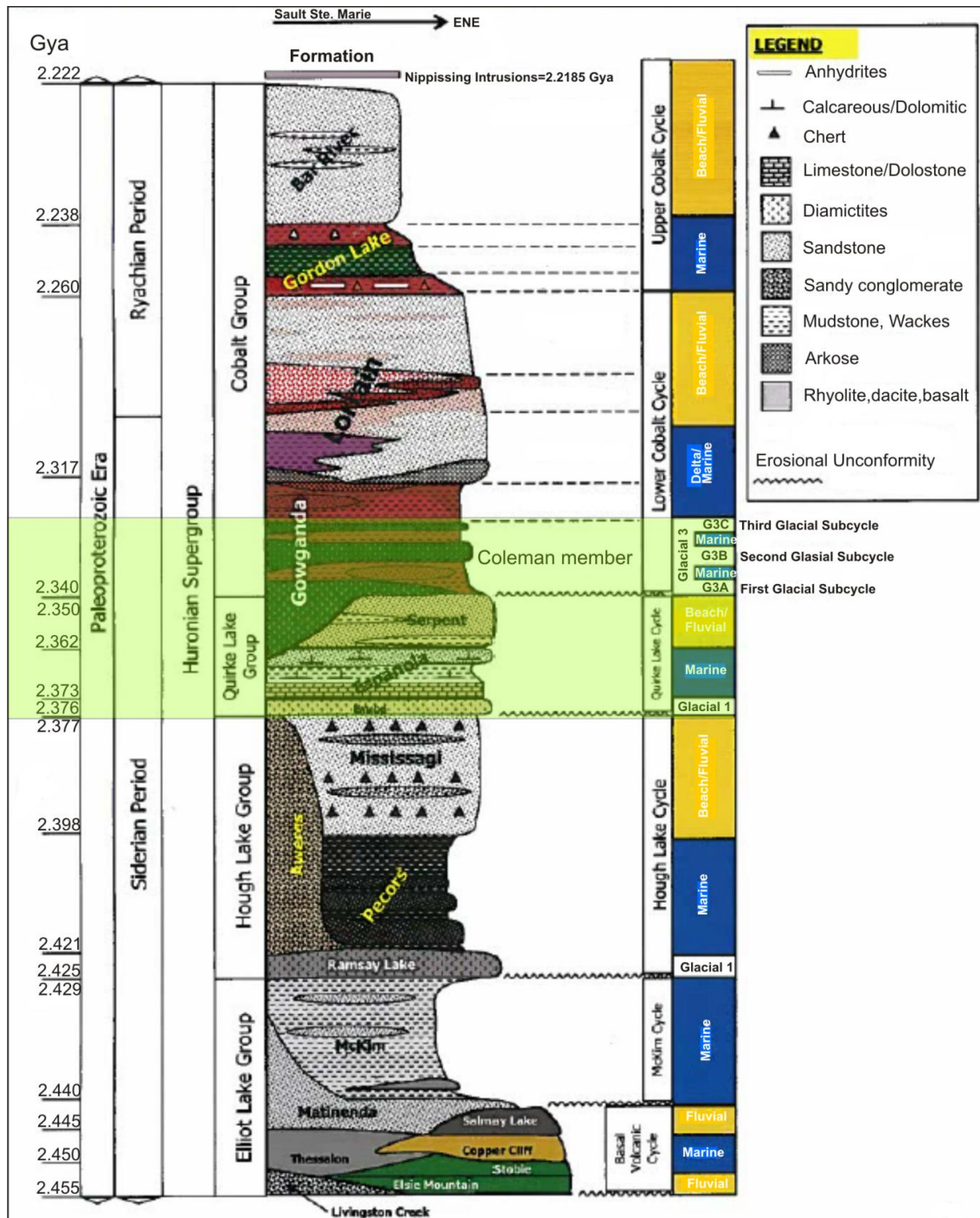
I følge bl.a. Hambrey og Harland (1981) og Kirschvink et al. (2000) var proterozoikum preget av klimatiske svingninger mellom varme perioder og glasiøle perioder. Den første glasiøle perioden inntraff i paleoproterozoikum for 2,4 Ga siden da sedimentene i Tinnvatnformasjonen ble avsatt. Årsaken(e) til glasiølingen er et omstridt tema, men mye tyder på at en reduksjon i mengden av drivhusgassen metan var en utløsende faktor (Kasting, 2005). Metan er svært effektiv som drivhusgass, men er også veldig ustabil når oksygen er tilstede. Ifølge Holland (2002) inntraff en oksidering av atmosfæren etter 2,45 Ga. Oksideringen førte trolig til en kraftig reduksjon av atmosfærisk metan, som igjen utløste den paleoproterozoiske glasiølingen (Kasting, 2005).



Figur 3.4.1 Foreslått rekonstruksjon av akkumulert O_2 i atmosfæren gjennom prekambrium. I tidsrommet mellom omtrentlig 2,45-1,80 Ga inntraff en oksidering av atmosfæren til et ukjent nivå (Etter Canfield (2005)).

Evidenser for oksidasjon og et påfølgende kaldt klima i perioden for avsetningen av Tinnvatnformasjonen (2,2-2,4 Ga), er registrert i flere sedimentære avsetninger, blant annet i *Huronian Supergroup* i Ontario, Canada (Baumann et al., 2011). I lagrekken er det identifisert i alt tre glasiøle perioder, hvor to av disse inntreffer i *Siderian Period* mellom omtrent 3,3-2,38 Ga (Baumann et al., 2011)(Fig. 3.4.2), altså innefor tidsrommet for avsetningen av Tinnvatnformasjonen. På grunnlag av det antatt kalde klimaet under

avsetningen i Tinnvatnformasjonen, er det mulig å trekke paralleller med disse glasiere periodene i *Huronian Supergroup*, og dermed muligjøre en begrensning av alderen til Tinnvatnformasjonen til slutten av *Siderian Period* (2,38-2,35 Ga).



Figur 3.4.2 Stratigrafisk søyle av *Huronian Supergroup* i Ontario, Canada. I lagrekken er det identifisert tre glasiere perioder i paleoproterozoikum, men hvor kun to av disse faller innenfor tidsrommet for avsetningen av Tinnvatnformasjonen (skravert område i grønt). Disse glasiere periodene foreligger i perioden mellom 2,376 Ga til omtrent 3,350 Ga. (Etter Baumann et al. (2011)).

3.5 Diagnese

$\delta^{13}\text{C}$ -analyse av kalsittsementen, både i sandsteinene og i den øvre delen av tonalitten, viser en forholdsvis konstant $\delta^{13}\text{C}$. Dette indikerer at kalsittsementen er utfelt samtidig i begge bergartene, noe som støttes opp av den like luminisensen til kalsittsementen i begge bergartstypene (Fig. 2.5.7 D og 2.5.8 B,F).

Det gjennomsnittlige temperaturestimatet for utfelling av kalsittsementen, basert på $\delta^{13}\text{O}$, på omkring 170 C° , er gjeldende både for sandsteinene og for tonalitten. Ifølge Bergh et al. (2010) er sedimentene trolig avsatt i et riftbasseng. Dersom en aktiv kontinentalmargin var gjeldende også under diagnesen, kan man anta en temperaturgradient på omlag $30\text{ C}^\circ/\text{km}$. Som vist i kap.3.4, kan man anta en lav temperatur under forvitring og avsetning av sedimentene. Av den grunn er overflatetemperaturen tentativt satt til 0°C . Ut i fra dette kan man anslå at dybden for utfellingen var på omlag 5,5 km.

De intakte og udeformerte tvillingstripene i kalsitten (Fig.2.5.2 E) , indikerer at utfellingen sannsynligvis har skjedd på et sent tidspunkt etter deformasjon av lagrekken. Det vi se etter den Svekonfenniske deformasjonen (se kap. 1.3.1).

Kapittel 4: Konklusjon

I dette arbeidet har de nedre 40 meterne av Tinnvatnformasjonen, samt den øvre delen av det tonalittiske gneisunderlaget blitt undersøkt. Resultatene danner grunnlag for følgende konklusjoner:

- Den nedre delen Tinnvatnformasjonen ble trolig avsatt i et transgressivt grunnmarint miljø, der de nedre 8-10 meterne representerer foreshore facies, mens den resterende delen av lagrekken er avsatt i øvre shoreface. Tidevannsstrømmer har sannsynligvis vært den dominerende transportmekanismen for avsetningen av sedimentene, med innslag av kraftige stormer som har erodert deler av lagrekken.
- De sandige sedimentene domineres av storskala bunnformer som har migrert i ulike retninger, avhengig av lokalitet og stratigrafisk nivå, men har alltid én dominerende transportkomponent. Således har den øvre delen av lagrekken ved Vikan en transportretning mot SSØ, mens tilsvarende sekvens ved de resterende lokalitetene har en transportretning mot NNV. Dette vitner om to forskjellige transportretninger orientert 180° på hverandre, noe som trolig er relatert til henholdsvis flo- og fjærestømmer. Ved Vikan er det også en variasjon i transportretning mellom øvre og nedre del av lagrekken, hvor den nedre delen har en dominerende transportretning mot SSV. Altså er det en rotasjon på 90° mellom nedre og øvre del. Dette kan muligens skyldes at den nedre delen av lagrekken er påvirket av kystparallelle strømmer, noe som tilsier at kystlinjen i så fall har vært orientert SSV-NNØ. Denne SSV komponenten forekommer også ved Valaheia, men av mindre signifikans.
- Basert på petrografiske undersøkelser og XRD-analyser, har kildebergarten for sedimentene i lagrekken blitt identifisert ved å sammenligne mineralselskapet i sandsteinene med den øvre del av det tonalittiske gneisunderlaget. Dette viser en god overensstemmelse med sandsteinene, noe som tyder på at tonalitten har vært kildebergarten for sedimentene i Tinnvatnformasjonen.
- Petrografiske undersøkelser av feltspat i sandsteinene og i øvre del av tonalitten, viser en svært liten grad av kjemisk forvitring, samt at XRD-analyser viser et relativt

konstant feltspatinnhold oppover i lagrekken. Konglomeratet skiller seg ut ved et lavt innhold av feltspat, men de feltspatkornene som forekommer utgjøres hovedsakelig av frisk plagioklas. Siden feltspat, og da spesielt plagioklas, er svært sensitiv for kjemisk forvitring tyder dette på at klimaet har vært forholdsvis kaldt under avsetningen av sedimentene.

- I tidsrommet for avsetningen av sedimentene i Tinnvatnformasjonen, er det påvist to glasiale episoder i *Siderian Period* i en godt bevart paleoproterozoisk lagrekke i Canada. Da det trolig var et kaldt klima under avsetningen av sedimentene i Tinnvatnformasjonen, er det sannsynlig at de er avsatt under de samme glasiale perioden, og man kan derfor anta at Tinnvatnformasjonens alder er mellom 2,38 Ga og 2,30 Ga.
- $\delta^{13}\text{C}$ er like for sandsteinene og for den øvre delen av tonalitten, og det er derfor sannsynlig at kalsittsementen er av samme generasjon. Sementen har også en samme luminisens, noe som også indikerer at kalsittsementen er den samme i begge bergartene.
- Temperaturestimat basert på $\delta^{13}\text{O}$ av kalsitt i sandsteinene og i øvre del av tonalitten, viser at kalsittsementeringen sannsynligvis har inntruffet ved omlag 170 °C, dvs. ved omtrent 5,5 kilometers dybde.

Referanser

- Allen, J. & Banks, N. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19(3-4), s. 257-283.
- Anderton, R. 1976. Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23(4), s. 429-458.
- Andresen, A. & Opheim, J. 1990. Basement-cover relationships on Northern Vanna, Troms, Norway—Reply. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70, s. 185-186.
- Armitage, P. E. B. 1999. Kinematic analysis of a Precambrian metasupracrustal deformation zone between Mjelde and Skorelvvatn, Kvaløya, Troms. *Upublisert Cand. Scient. oppgave, Universitetet i Tromsø*.
- Armitage, P. E. B. 2005. Geological reconnaissance on Vanna, West Troms Basement Complex. *Upublisert rapport og database fra feltarbeid, Universitetet i Tromsø*, s. 122.
- Ashley, G. M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1), s. 160-172.
- Baker, V. 2002. High-Energy Megafloods: Planetary Settings and Sedimentary Dynamics. *Flood and Megaflood Processes and Deposits*, s. 1-15.
- Banfield, J. F. & Eggleton, R. A. 1990. Analytical transmission electron microscope studies of plagioclase, muscovite, and K-feldspar weathering. *Clays and Clay Minerals*, 38(1), s. 77-89.
- Baumann, S. D. J., Arrospeide, T. & Wolosyzn, A. E. 2011. Preliminary Redefinition of the Cobalt Group (Huronian Supergroup), in the Southern Geologic Province, Ontario, Canada. *Midwest Institute of Geosciences and Engineering*.
- Belderson, R. H., Johnson, M. A. & Kenyon, N. H. 1982. Bedforms. In: Stride, A.H. (Ed.), *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposition*. Chapman & Hall, London, s. 27-57.
- Bellec, V. K., Van Lancker, V., Degrendele, K., Roche, M. & Le Bot, S. 2010. Geo-environmental characterization of the Kwinte Bank. *Journal of Coastal Research*, 51, s. 63-76.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Armitage, P. E. B., Zwaan, K. B., Corfu, F., Ravna, E. J. K. & Myhre, P. I. 2010. Neoarchean to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 90, s. 21-48.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P. E. B., Davidsen, B., Johansen, H. W., Pettersen, T. & Knudsen, S. 2007. Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norsk geologisk tidsskrift*, 87(3), s. 301.
- Binns, R., Chroston, P. & Matthews, D. 1980. Low-grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 359, s. 61-70.
- Bøe, R., Bellec, V. K., Dolan, M. F. J., Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Slagstad, D. & Rise, L. 2009. Giant sandwaves in the Hola glacial trough off Vesterålen, North Norway. *Marine Geology*, 267(1), s. 36-54.

- Canfield, D. E. 2005. The early history of atmospheric oxygen: homage to Robert M. Garrels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, s. 1-36.
- Clifton, H. E. 1969. Beach lamination: nature and origin. *Marine Geology*, 7(6), s. 553-559.
- Clifton, H. E., Hunter, R. E. & Phillips, R. L. 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Research*, 41(3), s. 651-670.
- Collinson, J. & Thompson, B. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, London.
- Corfu, F., Armitage, P. E. B., Kullerud, K. & Bergh, S. G. 2003. Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Norges geologiske undersøkelse*, 441, s. 61-72.
- Cumbest, R. J. 1987. *Tectonothermal overprinting of the western gneiss terrane, Senja, Troms, northern Norway*. University of Georgia.
- Davis Jr, R. A. & Fox, W. T. 1972. Coastal processes and nearshore sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(2), s. 401-412.
- Deleu, S., Van Lancker, V., Van den Eynde, D. & Moerkerke, G. 2004. Morphodynamic evolution of the kink of an offshore tidal sandbank: the Westhinder Bank (Southern North Sea). *Continental Shelf Research*, 24(15), s. 1587-1610.
- Dickson, J. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587.
- Doré, A., Lundin, E., Fichler, C. & Olesen, O. 1997. Patterns of basement structure and reactivation along the NE Atlantic margin. *Journal of the Geological Society*, 154(1), s. 85.
- Dott, R. H. 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*, 34(3), s. 625.
- Field, M. E., Nelson, C. H., Cacchione, D. A. & Drake, D. E. 1981. Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea. *Marine Geology*, 42(1-4), s. 233-258.
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing, Univeristy station, Austin Texas., s. 182 p.
- Franzinelli, E. & Potter, P. E. 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *The Journal of Geology*, s. 23-39.
- Gaal, G. & Gorbatshev, R. 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian research*, 35, s. 15-52.
- Gjerløw, E. 2008. Petrologi og alder av høymetamorfe mafiske bergarter i det vestlige gneiskomplekset i Troms. *Mastergradsoppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*.
- Gohren, H. Dynamics and morphology of sand banks in the surf zone of outer tidal flats. I: Eng., P. t. I. C. o. C. (red.). *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering, No 14, 1974*, s. 871-883.
- Hambrey, M. & Harland, W. 1981. Earth's pre-Pleistocene glacial record. *Cambridge. Cambridge University Press*, 1004, s. 109-124.
- Hamilton, D. 1979. The high energy, sand and mud regime of the Severn Estuary, SW Britain. *Tidal Power and Estuary Management*, s. 162-172.
- Harms, J. C., Sourhard, J. & Walker, R. G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Society of economic paleontologists and mineralogists, Short Course Number 9.
- Henkel, H. 1991. Magnetic crustal structures in northern Fennoscandia. *Tectonophysics*, 192(1-2), s. 57-66, 69-79.

- High, L. R. & Picard, M. D. 1974. Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), s. 158.
- Hjellbakk, A. 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Seglodden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary geology*, 114(1-4), s. 131-141.
- Holland, H. D. 2002. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(21), s. 3811-3826.
- Hulscher, S. J. M. H., de Swart, H. E. & de Vriend, H. J. 1993. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Continental Shelf Research*, 13(11), s. 1183-1204.
- Johansen, H. 1987. Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sørøst på Vanna, Troms. *Upublisert Cand. Scient oppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. & Lundberg, N. 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 103(12), s. 1622-1647.
- Jordan, G. 1962. Large submarine sand waves. *Science*, 136, s. 839-848.
- Kasting, J. F. 2005. Methane and climate during the Precambrian era. *Precambrian research*, 137(3), s. 119-129.
- Kenyon, N. H. 1970. Sand ribbons of European tidal seas. *Marine Geology*, 9(1), s. 25-39.
- Kim, S. T. & O'Neil, J. R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(16), s. 3461-3475.
- Kirschvink, J. L., Gaidos, E. J., Bertani, L. E., Beukes, N. J., Gutzmer, J., Maepa, L. N. & Steinberger, R. E. 2000. Paleoproterozoic snowball Earth: extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4), s. 1400.
- Klein, G. D. 1967. Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns: Am. Assoc. *Petroleum Geologists Bull*, 51(3), s. 366-382.
- Knudsen, S. 2007. Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms. *Mastergradsoppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*.
- Kullerud, K., Corfu, F., Bergh, S., Davidsen, B. & Ravna, E. 2006a. U-Pb constraints on the Archaean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*.
- Kullerud, K., Skjerlie, K. P., Corfu, F. & de la Rosa, J. D. 2006b. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of Early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian research*, 150(3-4), s. 183-200.
- Lahtinen, R., Garde, A. A. & Melezhik, V. A. 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 31(1), s. 20-28.
- Le Bot, S. & Trentesaux, A. 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide-and wind-driven processes (dover strait, northern france). *Marine Geology*, 211(1), s. 143-168.
- Lisle, R. J. & Leyshon, P. R. 2004. *Stereographic projection techniques for geologists and civil engineers, 2nd Edition*. Cambridge University Press.
- Little-Gadow, S. & Reineck, H. 1974. Diskontinuierliche Sedimentation von Sand und Schlick in Wattensedimenten. *Senckenbergiana maritima*, 6, s. 149-159.

- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1), s. 279.
- Marshall, D. J. & Mariano, A. N. 1988. *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin Hyman, Boston.
- McCubbin, D. G. 1982. Barrier-island and strand-plain facies. *Sandstone depositional environments: AAPG Memoir*, 31, s. 247-279.
- Németh, A., Hulscher, S. & de Vriend, H. 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. *Continental Shelf Research*, 22, s. 2795-2806.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43(2), s. 341-358.
- Nyheim, H., Bergh, S., Krogh, E. & Zwaan, K. Torsnes-skjærsone i det vestlige (nord-norske) gneisterreng, Kvaløya, Troms; evidenser for kompleks skorpeforkortning og orogen-parallel oblik strike-slip. I: *Nordic Geological Winter Meeting, 1994*, s. 149.
- Off, T. 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Assoc. Petroleum Geologists Bull*, 47(2), s. 324-341.
- Olesen, O., Torsvik, T., Tveten, E., Zwaan, K., Loseth, H. & Henningsen, T. 1997. Basement structure of the continental margin in the Lofoten Lophavet area, northern Norway: Constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk geologisk tidsskrift*, 77, s. 15-30.
- Pedersen, B. 1997. Strukturell analyse av en prekambrisk, duktilt deformert metasuprakrustalsone (Astrid-skjærsone?) på NØ-Senja, Troms. *Upublisert Cand. Scient. oppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*.
- Pettersen, T. W. 2007. Strukturell analyse av metasedimentære bergarter på Vanna, Troms. *Mastergradsoppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*.
- Pollack, J. M. 1961. Significance of compositional and textural properties of South Canadian River channel sands, New Mexico, Texas, and Oklahoma. *Journal of Sedimentary Research*, 31(1), s. 15-37.
- Reineck, H. E. 1963. Sedimentgefuge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abh Senckenberg Naturforsch Ges*, 505, s. 1-138.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1973. *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag Berlin.
- Reineck, H. E. & Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11(1-2), s. 99-104.
- Reineck, H. E., Wunderlich, F. 1967. A new method to measure rate of deposition of single lamina on tidal flats and shelf bottoms. . *7th International Sedimentological Congress (Abstracts.)*.
- Rice, A., Andresen, A. & Opheim, J. 1990. A discussion: basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. Reply. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(3), s. 179-186.
- Sandstad, J. & Nilsson, L. 1998. Gullundersøkelser på Ringvassøya; sammenstilling av tidligere prospektering og feltbefaring i 1997. *Norges geologiske undersøkelse Report*, 98, s. 61.
- Seed, H. B. 1968. Landslides during earthquakes due to liquefaction. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div*, 94, s. 1055-1122.
- Sen, J. A. 2012. Elementmobilitet under metasomatiske prosesser i dioritt på Vannøya. *Mastergradsoppgave, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø*, s. 126.

- Smith, G. A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97(1), s. 1-10.
- Southard, J. B. & Boguchwal, L. A. 1990. Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Research*, 60(5), s. 658-679.
- Straaten, L. M. J. U. 1954. *Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands*.
- Stride, A. H. 1963. Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 119(1-4), s. 175-197.
- Terwindt, J. & Breusers, H. 1972. Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, 19(1-2), s. 85-98.
- Thompson, W. O. 1937. Original structures of beaches, bars, and dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 48(6), s. 723-751.
- Zozulya, D., Kullerud, K., Ravna, E. K., Corfu, F. & Savchenko, Y. 2009. Geology, age and geochemical constraints on the origin of the Late Archaean Mikkelvik alkaline stock, West Troms Basement Complex in Northern Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 89, s. 327-340.
- Zwaan, K. 1989. Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbelte på Ringvassøy, Troms. *Norges geologiske undersøkelse Report*, 89, s. 101.
- Zwaan, K. & Bergh, S. 1995. Geology of the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway, with special emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 427, s. 33-36.
- Zwaan, K., Fareth, E. & Grogan, P. 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1: 250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Zwaan, K. & Grogan, P. 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Helgøy, M 1: 250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.

Appendiks

Tabell 1 XRD-data for sandstein i Tinnvatnformasjonen og tonalitt 0,5 meter under kontakten. 1=Vikan, 2=Valaheia, Sst=sandstein, T=tonalitt, Kv=kvarts, Fsp=feltspat, Gl=glimmer, Kal=kalsitt Plag=plagioklas, K-fsp=K-feltspat

Prøve	Lokalitet	Bergart	Strat.nivå (m)	Kv	Kv (norm.)	Fsp	Fsp (norm.)	Gl	Gl (norm.)	Kal.	Type fsp.
SK3-11	2	Sst	31	40	53	20	27	15	20	25	Plag >>> K-fsp
SK2-11	2	Sst	29	45	60	25	33	5	7	10	Plag >> K-fsp
SK1-11	2	Sst	25	50	50	40	40	10	10	0	Plag > K-fsp
V5-09	1	Sst	38	47	45	37	35	16	15	5	Plag > K-fsp
V6-10	1	Sst	32	41	35	47	40	12	10	15	Plag < K-fsp
V4-09	1	Sst	29	33	30	50	45	17	15	10	Plag > K-fsp
V5-10	1	Sst	21	42	40	37	35	21	20	5	Plag = K-fsp
V3-10	1	Sst	19	67	60	22	20	11	10	10	Plag = K-fsp
V6-11	1	Sst	15	47	40	29	25	24	20	15	Plag < K-fsp
V3-09	1	Sst	11	66	60	17	15	17	15	10	Plag < K-fsp
V7-10	1	Sst	8	50	50	30	30	20	20	0	Plag < K-fsp
V2-09	1	Sst	6	44	35	31	25	25	20	20	Plag < K-fsp
V2-10	1	Sst	2	70	70	15	15	15	15	0	Plag = K-fsp
V1-10	1	Sst	1	88	70	6	5	6	5	20	Plag = K-fsp
V10-11	1	Sst	0,5	50	30	17	10	33	20	35	Plag
V1-09	1	Sst	0	54	35	15	10	31	20	35	Plag
VK1-10	1	T		35	50	5	7	30	43	30	Plag
SK1-10	2	T		30	32	20	21	45	47	5	Plag > K-fsp

Tabell 2 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ for sandstein i Tinnvatnformasjonen og tonalitt 0,5 meter under kontakten. 1=Vikan, 2=Valaheia, Sst=sandstein, T=tonalitt

Prøve	Lokalitet	Bergart	Strat.nivå (m)	$\delta\text{-}^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta\text{-}^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	T (°C) Kim og O'Neil (1997)
SK3-11	2	Sst	31	4,77	-21,36	166,4
SK2-11	2	Sst	29	4,45	-22,14	175,0
V6-10	1	Sst	32	4,31	-21,90	172,4
V4-09	1	Sst	29	4,11	-22,08	174,2
V5-10	1	Sst	21	4,57	-21,94	172,8
V3-10	1	Sst	19	4,33	-22,00	173,5
V6-11	1	Sst	15	3,47	-21,18	164,4
V3-09	1	Sst	11	4,25	-21,65	169,6
V7-10	1	Sst	8	4,48	-22,02	174,0
V2-09	1	Sst	2	4,32	-22,17	175,5
V1-10	1	Sst	1	4,22	-21,59	169,0
V10-11	1	Sst	0,5	3,19	-21,88	172,2
V1-09	1	Sst	0	3,58	-21,78	171,1
VK1-10	1	T		3,19	-22,01	173,6
SK1-10	2	T		1,33	-21,84	171,7

