

Etablering av holocen askestratigrafi i innsjøarkiver for Vest-Norge



Ann-Elin Rødskar Bendiksen

Masteroppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2020

SAMMENDRAG

Askestratigrafi er et mye brukt verktøy til kronostratigrafisk korrelering og datering. For vestnorske innsjøer er det tefrakronologiske rammeverket svært begrenset, og en etablering av en askestratigrafi derfra kan gi kunnskap om utbredelsen av tefralag. Innsjøen som er undersøkt er Myklevatnet i Ytre Nordfjord. Det er blitt tatt ^{14}C dateringer fra kjernen som er brukt til å lage en aldersmodell, og aldersmodellen er videre sammenlignet med en tidligere undersøkt kjerne fra samme basseng. Sedimentasjonsraten viser store forskjeller ulike steder i samme basseng, og ulike faktorer som påvirker sedimentasjonsraten er viktig å ta hensyn til ved prøvetaking.

Tefrapartikler er blitt identifisert visuelt ved mikroskopi, og deretter analysert geokjemisk med et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop (SEM). Flesteparten av de analyserte tefrapartiklene i telleoppene viser ingen tydelig kilde til tefraen, men én tefrapartikkel er korrelert til et opphav fra Askja 1875-utbruddet og én partikkel er korrelert til Eyjafjallajökull. Basert på mangel av utbrudd med stor nok utbredelse i tidsperioden tefrapartikkelen fra Eyjafjallajökull er funnet, kan ikke den bli korrelert opp til et spesifikt utbrudd. Tefrapartikkelen til Askja 1875 er blitt korrelert opp mot et spesifikt utbrudd, men en nøyaktig plassering i stratigrafien kan ikke fastslås basert på én tefrapartikkel. Flere av de resterende tefrapartiklene i dybdeintervallet 29-135 cm er tolket til å ha et opphav fra veddeasken. Dette er basert på både de geokjemiske analysene og det petrografiske.

En rekke dateringer og analysemetoder er gjort ved siden av, og de er tolket med hensyn til klimavariasjoner. Den største anomalien er variasjonene i Mn/Ti som korrelerer bra med «den lille istid». Re-sedimentasjon av tefrapartikler, og påvirkningen endringer i dreneringsfeltet utgjør, er viktig basert på lokasjonen til veddeasken så høyt i stratigrafien. Mye tyder på at lokasjonen til kjernen gjør at mengden re-sedimentert tefra avsatt er høyere både før og etter «den lille istid». Partikkelstørrelse gjør at økt nedbør fører til en høyere videretransport av tefrapartikler.

FORORD

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Haflidi Haflidason for masse god hjelp til lab og mange gode tilbakemeldinger under skrivingen. Jeg er veldig takknemlig for all veiledning og tid du har brukt.

Jeg vil og takke min medveileder Atle Nesje for gjennomlesning av oppgaven den siste tiden før innlevering.

Også vil jeg takke Kristian Vasskog fra institutt for geografi for dybdekartet fra Myklevatnet.

Videre vil jeg takke Kari Loe Hjelle fra universitetsmuseet, avdeling for naturhistorie for ^{14}C dateringene.

Til slutt vil jeg takke alle jeg har blitt kjent med, og som har gjort studietiden min til en trivelig affære.

INNHALDSFORTEGNELSE

Sammendrag.....	II
Forord	III
Innholdsfortegnelse	IV
1 Introduksjon	1
1.1 Formål	2
2 Bakgrunn.....	3
2.1 Områdebeskrivelse.....	3
2.2 Vær og klima	6
2.2.1 Dagens klima i Ytre Nordfjord.....	6
2.2.2 Klimavariasjoner i holocen	7
2.3 Vulkanisme og tefrakronologi	8
2.3.1 Vulkanisme i den Nordatlantiske regionen	8
2.3.1.1 Island	9
2.3.1.2 Jan Mayen	11
2.3.2 Tefrakronologi.....	13
2.3.3 Tefrakronologisk bakgrunn.....	14
3 Metoder	17
3.1 Felt- og datainnsamling	17
3.2 Kjernelogging	17
3.2.1 CT – skanning	17
3.2.2 XRF – Kjerneskaning	17
3.2.3 Multisensor kjernelogging (MSCL)	18
3.3 Laboratorieanalyse	19
3.3.1 Prøveinnsamling fra laboratoriet	19
3.3.2 Mikroskopi	19
3.4 Geokjemisk analyse av tefra.....	19
3.5 Radiokarbondatering (¹⁴ C) - AMS	20
4 Resultater	21
4.1 Kronologi.....	21
4.2 Tefra	24
4.2.1 Tefratelling.....	24
4.2.2 Geokjemisk analyse av tefrapartikler	27
4.3 Kjernedata.....	35
5 Diskusjon	40

5.1 Aldersmodell og sedimentasjonsrate.....	40
5.2 Identifikasjon av tefra.....	44
5.2.1 Kildeområdet.....	45
5.2.2 Tefrakorrelasjon	46
5.3 Klimavariasjoner.....	47
5.3.1 Endringer i dreneringsområdet.....	47
5.3.2 Klimatiske hendelser.....	48
5.3.3 Tefraavsetning og klima.....	49
6 Konklusjon.....	50
Videre arbeid.....	51
Referanser	52
VEDLEGG.....	57

1 INTRODUKSJON

Tefrakronologi er i dag et viktig verktøy til datering av kvartære sedimentsekvenser, kronostratigrafisk korrelering og kalibrering, og det har vært svært viktig til estimering av variasjonene av den marine reservoaralderen (f.eks. Haflidason et al., 2000). I en geologisk tidsskala avsettes tefra øyeblikkelig, og danner isokrone markører som kan korrelere ulike arkiv. Ordet tefra kommer fra gresk, betyr aske, og er en samlebetegnelse for all pyroklastisk materiale (Thorarinsson, 1944). I 1944 innførte Thorarinsson ordet tefrakronologi som en internasjonal terminologi for ordet askelagskronologi.

Vulkanske system anses å være i et petrologisk lukket system, noe som fører til at hvert system har en distinkt tektonisk, petrografisk og geokjemisk karakter (Jakobsson, 1979b). Tefralag kan derfor i de fleste tilfeller spores tilbake til det vulkanske systemet som genererte tefraen på bakgrunn av den geokjemiske sammensetningen til tefrapartiklene. Tefra i vestnorske arkiver har sin opprinnelse fra vulkanutbrudd i den nordatlantiske regionen. Regionen har i hovedsak to viktige vulkanske øyer, Island og Jan Mayen, der flesteparten av tefralagene som er funnet er av islandsk opprinnelse (f.eks. Birks et al. 1996; Haflidason et al., 2000). Transport av tefra er i stor grad påvirket av vind, der både vindstyrke og vindretning er en indikator på spredningen. Vestavindsbeltet styrer mye av transporten i den nordatlantiske regionen, og dette fører til at Norge ligger i nedslagsfeltet til mye av tefraen. Fra yngre dryas og frem til i dag er det blitt identifisert mange terrestriske tefralag på Island, og det finnes i dag et ganske detaljert tefrakronologisk rammeverk derfra for de siste 1100 årene (f. eks. Haflidason et al., 2000). Det tefrakronologiske rammeverket fra Norge er svært begrenset, men fra Borge i Lofoten er 23 tefralag blitt identifisert i innsjøsedimenter (Pilcher et al., 2005). Dette viser et stort potensial til at et tefrakronologisk rammeverk kan etableres.

Avsetning av tefra i lakustrine sediment skjer i hovedsak ved nedfall, men kan også bli transportert via nedbørsfeltet. Tilførsel av tefra ifra nedbørsfeltet kan skje over lengre tid, og er avhenger av faktorer som størrelse på nedbørsfelt, mengde avsatt tefra, nedbør, topografi og vegetasjon (Davies et al., 2007). Klimatiske endringer i dreneringsfeltet som fører til økt erosjon, vil føre til økt tilførsel av sedimenter fra nedbørsfeltet. Dette er en viktig faktor i forhold til re-sedimentasjon av tefrapartikler.

1.1 Formål

Myklevatnet, en innsjø i Ytre Nordfjord i nærheten av Måløy, er valgt ut for prøvetaking og analyse (Fig. 1.1). Dette er en innsjø som tidligere er blitt prøvetatt og analysert ut ifra sen-glasiøle og holocene miljøendringer (Nesje et al., 2014). Denne studien baserer seg på identifisering og ekstraksjon av tefrapartikler, og kunne verifisere og korrelere de opp mot kjente tefralag ved hjelp av en geokjemisk analyse. Det er også utført en rekke analysemetoder som CT, XRF og MSCL. Dette er brukt til å finne endringer i dreneringsfeltet, og mulig korrelere de til klimatiske hendelser.



Figur 1.1: Kart over området rundt Måløy. I høyre hjørne viser lokaliteten i forhold til resten av Sør-Norge (www.norgeskart.no).

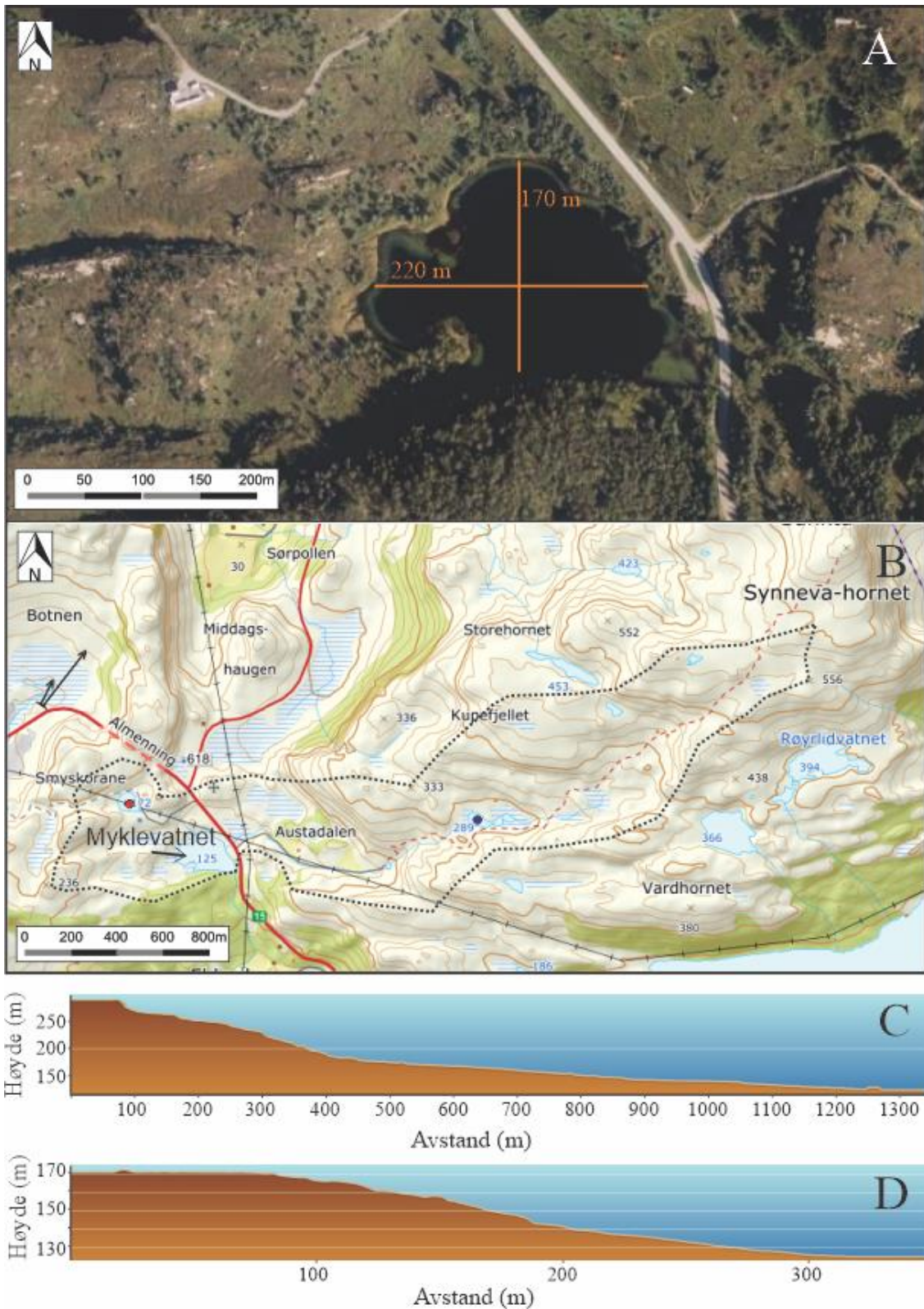
2 BAKGRUNN

2.1 Områdebeskrivelse

Myklevatnet er lokalisert ved Allmenningen på nordsiden av Nordfjorden, ca. 6 km øst for Måløy i Kinn kommune i Vestland fylke (tidligere Vågsøy i Sogn og Fjordane) (Figur 1.1). Innsjøen ligger sør-øst for Allmenningstunnelen, ved riksvei 15. Dette er en vei bygget i flere etapper, der strekningen mellom Totland og Deknepollen (Figur 1.1) ble bygget i 1942-1943 som den siste veibiten mellom Måløy og Østlandet. Den gang gikk ikke veien i tunnel, men i svinger over Allmenningfjellet. Allmenningstunnelen ble bygget noen år senere, og stod ferdig i 1950. I de senere årene er veien blitt utvidet og bedret, og i 2002 stod den nye Allmenningstunnelen ferdig (Ese, 2007).

Myklevatnet ligger 125 moh., og er et lite vann med en størrelse på ca. 0,038 km² (220 m x 170 m) (Figur 2.1a). Nedbørsfeltet er på ca. 2 km², og er et langstrakt område med størsteparten av arealet liggende i fjellområdene i øst (Figur 2.1b). Topografien i området er kupert uten bratte fjellsider, og består av lite vegetasjon og et tynt morenedekke. Det høyeste punktet er Sankta Synneva-hornet (689 moh.), som ligger lengst øst i nedbørsfeltet. Området ligger utenfor yngre dryas-marginen, og dreneringsfeltet har ikke vært påvirket av noen direkte smeltevannsdrenering fra lokalbreer i yngre dryas (Nesje et al., 2014). På grunn av det relativt begrensede nedbørsfeltet, lille relieffet og ingen lokalbreer, har Myklevatnet en gunstig plassering i forhold til bevaring av sedimentstratigrafien. Dette er fordi sedimentstratigrafien hverken er blitt påvirket av havnivå, lokale oversvømmelser, skred eller smeltevann fra breer (Nesje et al., 2014).

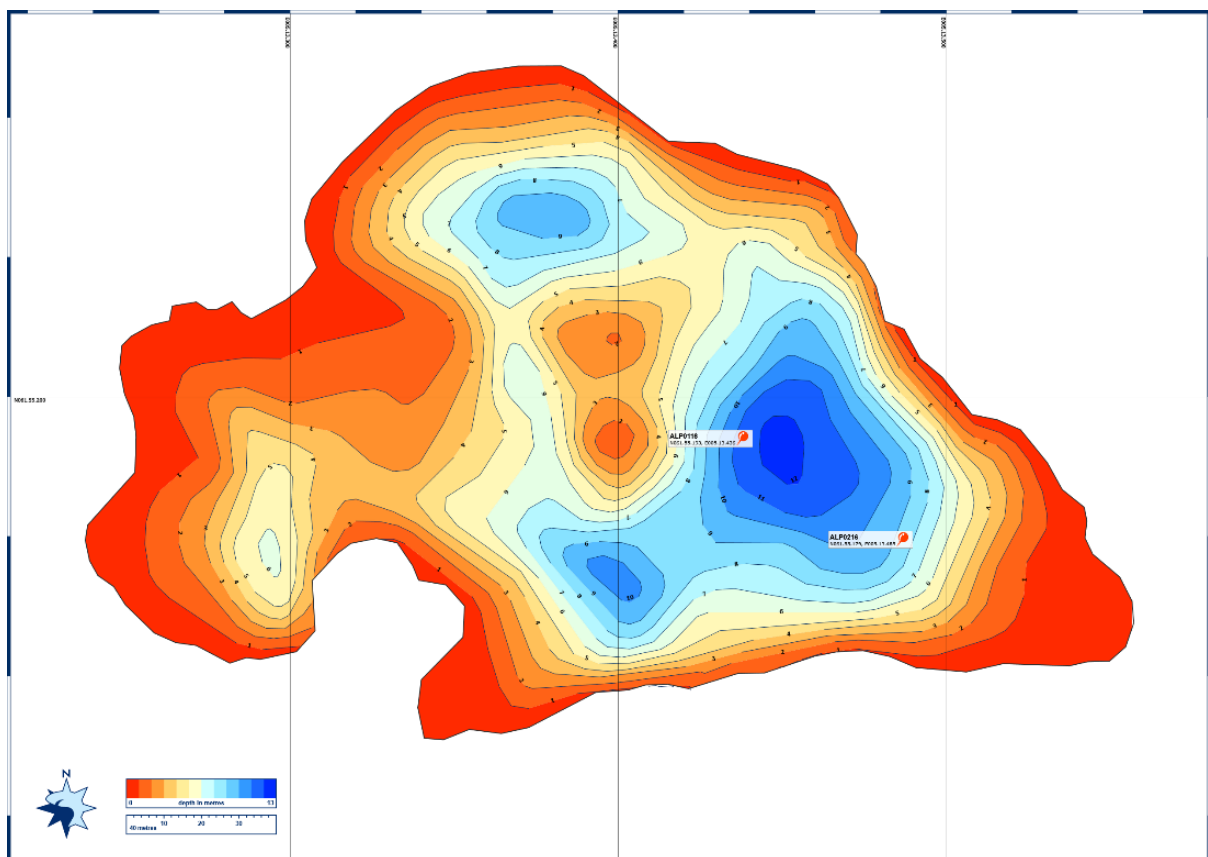
Vannet har ett utløp og to innløp, der utløpet er lokalisert i sørøst og drenerer vann ned til Nordfjorden, og innløpene er lokalisert i nordvest og øst. Området nærmest Myklevatnet består av et større myrområder som drenerer vann direkte inn i innsjøen. Det østlige elveløpet drenerer vann ifra Sankta Synneva-hornet (689 moh.), som er det høyeste punktet i nedbørsfeltet, og ned til Myklevatnet. I øverste del foregår dreneringen i et åpent fjellområde, men i de siste 900 meterne er det både dyrket mark og myrområder. Mellom Sankta Synneva-hornet og Myklevatnet ligger Setrevatnet (289 moh.) (markert med blått i Figur 2.1b), og Figur 2.1c viser elveprofilen derfra og ned til Myklevatnet. Profilen viser et betydelig større relieff i øverste del, med et markant skille etter ca. 400 m. I dette punktet endrer området



Figur 2.1: A: Bilde av Myklevatnet (www.norgeskart.no). B: Oversiktsbilde av Myklevatnet der den stiplede linjen viser nedbørsfeltet (www.norgeskart.no). C: Elveprofil fra Røykvatnet (markert med rød prikk) til Myklevatnet i det nordvestlige innløpet (www.hoydedata.no). D: Elveprofil fra Setrevatnet (markert med blå prikk) til Myklevatnet i det østlige innløpet (www.hoydedata.no).

karakter fra et åpent fjellområde til dyrket mark og myr. Elven følger herfra en lokal sidevei, før den krysser RV 15 og renner ut i Myklevatnet. Det nordvestlige elveløpet drenerer vann ifra Røykvatnet og ned til Myklevatnet. Røykvatnet ligger 172 moh., og er lokalisert i nordvest (markert med rød i Figur 2.1b). Elveprofilen viser et jevnt fall i store deler av elveløpet, men i de første 80 m faller elven kun 2 m. Elven har et totalt fall på 47 m, og krysser en lokal sidevei to ganger.

Batymetrien til vannet viser flere basseng med et grunnere parti i midten (Figur 2.2). Det største bassenget ligger i øst og har en størrelse på 60x70 m, og en dybde på 13 m. Det er tatt opp to kjerner fra dette vannet, hvor den ene er kjerne ALP216 fra denne studien, og den andre er kjerne ALP116 som er beskrevet i artikkelen Nesje et al. (2014). Kjerne ALP216 er tatt opp i ytterkanten, sør-øst i det største bassenget som vist på Figur 2.2. Kjerne ALP 116 er tatt i samme basseng, og er markert inn på vestsiden av bassenget i Figur 2.2.



Figur 2.2: Dybdekart over Myklevatnet. Kjernen ALP116 som er beskrevet i artikkelen Nesje et al. (2014) er markert vest i det største bassenget, mens kjernen ALP216 er markert sør-øst. Kartet er laget av Kristian Vasskog.

2.2 Vær og klima

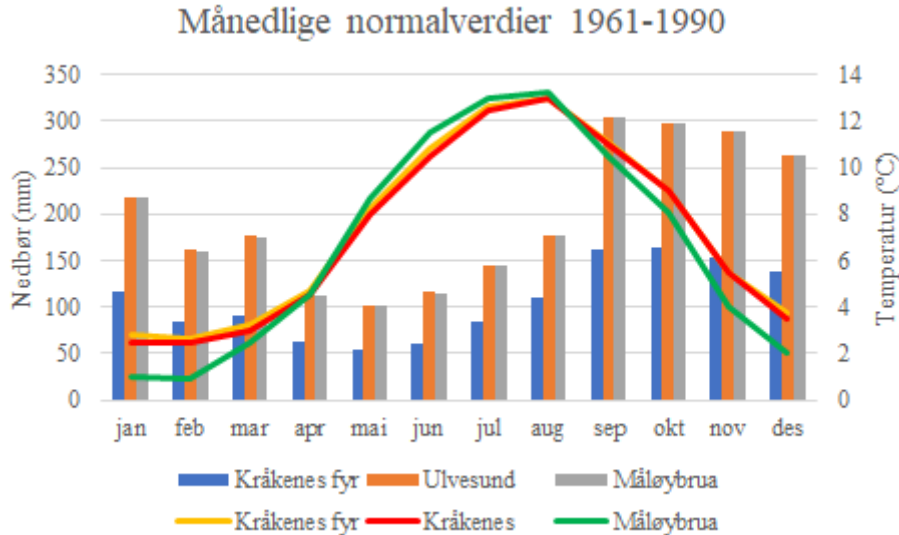
Norge har store geografiske variasjoner i vær og klima. I Vest-Norge påvirkes mye av klimaet av Golfstrømmen og vestavindsbeltet, der Golfstrømmen frakter varme havmasser, og vestavindsbeltet frakter luftmasser fra Atlanterhavet og inn. Det nordatlantiske klimaet og klimavariasjoner er i hovedsak påvirket av NAO (North Atlantic Oscillation), men også av AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation), vulkansk aktivitet og solaktivitet (Lowe og Walker, 2015; Nesje og Dahl, 2003). En av de største påvirkningskreftene til klimavariasjoner i den nordatlantiske regionen er NAO. Dette er en atmosfærisk endring som kommer av trykkforskjeller mellom lavtrykksområdet Island og høytrykksområdet Azorene. Positive NAO-nivåer (stor trykkforskjell) fører til økt vindstyrke og vindaktivitet, noe som igjen fører til større mengder mild og fuktig luft innover Nordvest-Europa og de britiske øyer. Konsekvensen av dette er flere vinterstormer og en økt vinternedbør (Nesje og Dahl, 2003). AMO er variasjoner i overflatetemperatur i Nord-atlanteren forårsaket av endringer i den termohaline sirkulasjonen, og går i sykluser på 50-90 år (Lowe og Walker, 2015).

2.2.1 Dagens klima i Ytre Nordfjord

Klimaet i Ytre Nordfjord er preget av et kystklima med mye vind. Slike kystklima er ofte preget av mye vind, høy luftfuktighet, stor nedbørsmengde og en relativ liten temperaturforskjell mellom sommer og vinter (Mamen, 2019).

Tabell 2.1: Månedlige og årlig nedbør- og temperaturnormal fra 1961-1990 for utvalgte målestasjoner i Ytre Nordfjord (data hentet fra www.met.no).

		Målestasjon	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	År
Nedbør (mm)	Kråkenes fyr		117	84	90	62	55	61	84	110	162	164	153	138	1280
	Ulvesund		218	161	176	112	102	116	144	177	305	297	288	262	2358
	Måløybrua		218	160	175	112	102	115	144	177	305	297	288	262	2355
Temperatur (°C)	Kråkenes fyr		2,8	2,6	3,2	4,7	8,2	10,8	12,6	13	11,1	9	5,5	3,8	7,3
	Kråkenes		2,5	2,5	3	4,5	8	10,5	12,5	13	11	9	5,5	3,5	7,1
	Måløybrua		1	0,9	2,5	4,5	8,7	11,5	13	13,2	10,5	8,1	4	2	6,7



Figur 2.3: Grafisk fremstilling av de månedlige normalverdiene fra Tabell 2.1.

Temperatur og nedbør varierer både gjennom en årssyklus og i forhold til avstand fra kysten. I sommermånedene juni-august er temperaturen høyere enn i vintermånedene desember-februar. Den høyeste temperaturen er i august og den laveste i februar. Nedbøren er derimot størst på høsten (september-november), og minst på våren (april-juni) (Figur 2.3). Tabell 2.1 viser oversikt over normaltemperatur og -nedbør på utvalgte målestasjoner ytterst i Nordfjord. Kråkenes fyr (38 moh.) er den av målestasjonene som ligger nærmest havet, og nedbøren er betydelig lavere enn i de andre målestasjonene. Med en årsnedbør på 1280 mm er dette nesten halvparten av den i Ulvesund og Måløybrua. Målestasjonene i Ulvesund (1 moh.) og Måløybrua (10 moh.) ligger geografisk nært hverandre, noe som gjenspeiles i årsnedbøren, der årsnedbøren er lik og ligger på henholdsvis 2358 mm og 2355 mm. Målestasjonene viser lite variasjon mellom temperatur, og området i Ytre Nordfjord har en gjennomsnittstemperatur på 13-13,2 °C i august og 0,9-2,6 °C i februar.

2.2.2 Klimavariasjoner i holocen

Klimaet i Holocen er relativt stabilt i forhold til tidligere klimatiske hendelser, men klimatiske variasjoner opptrer også i denne perioden. De mest fremstående er 8.2 ka-hendelsen, 4.2 ka-hendelsen, 2.8 ka-hendelsen, og i nyere tid også en varm periode i middelalderen og «den lille istiden». 8.2 ka-hendelsen er en kald periode i holocen, estimert til å vare i 160 ± 10 år, med en betydelig nedgang i temperatur. Hendelsen er registrert i flere ulike arkiv, der det blant annet er registrert en plutselig nedgang i $\delta^{18}\text{O}$ (Lowe og Walker, 2015). Årsaken til hendelsen er antatt å være en endring i dannelsen av det nordatlantiske dypvannet (NADW), der utslipp av store mengder ferskvann i den nordatlantiske regionen fra den glisiale innsjøen Agassiz er

årsaken (Klitgaard-Kristensen et al., 1998; Kleiven et al., 2008). 4.2 ka-hendelsen er en periode på ca. 300 år med et tørrere klima ved lavere breddegrad og et kaldere og våtere klima ved høyere breddegrad. På den nordlige halvkule er det store geografiske forskjeller. Nord-Amerika og Eurasia er preget av temperaturfall, sterk vestavind, mye nedbør og brefremrykk. Nord-Atlanteren og Sibir er mindre preget med en svak vestavind, og det skandinaviske isdekket er lite påvirket. (Mayewski et al., 2004). Mayewski et al. (2004) beskriver årsaken til 4.2 ka-hendelsen til å være en forskyvning i den tropiske konvergenssonen, noe som fører til en forsterkning av vestavinden. I dag er det stor enighet om en sammenheng mellom 4.2 ka-hendelsen og ENSO (El Niño Southern Oscillation). Det er antatt å være en endring i ENSO-regimet fra et lavt ENSO-nivå til dagens ENSO-nivå, og dette er blant annet diskutert i artikkelen til Toth og Aronson (2019). 2.8 ka-hendelsen er en kuldeperiode som er registrert i ulike arkeologiske- og klimaarkiv i store deler av Europa, Sibir og Sør-Amerika. Hendelsen opptrer samtidig på den nordlige og sørlige halvkule, og er for det meste drevet av en reduksjon i solaktivitet (Lowe og Walker, 2015).

Det er flere bevis rundt om i Europa av en varmeperiode i middelalderen fra AD 1000-1300, selv om temperaturen er estimert til å være 0,3 °C kaldere enn gjennomsnittstemperaturen på 1990-tallet, må sees i sammenheng med dagens pågående varmeperiode. Varmeperioden er videre blitt delt inn i tre tidsintervall: AD 1010-1040, AD 1070-1105 og AD 1155-1190, og det er i perioden 1070-1105 som har de høyeste temperaturene (Crowley og Lowery, 2000). «Den lille istiden» er en kuldeperiode fra AD 1550-1850, der det i Skandinavia er bevis for at perioden varte helt til 1920 (Nesje og Dahl, 2003). Temperaturen er estimert til å være 0,45-0,5 °C kaldere enn midt på 1900-tallet (Crowley og Lowery, 2000). Perioden kan sees i brefremrykk i store deler av verden, og årsaken er en sterk positiv NAO (Nesje og Dahl, 2003).

2.3 Vulkanisme og tefrakronologi

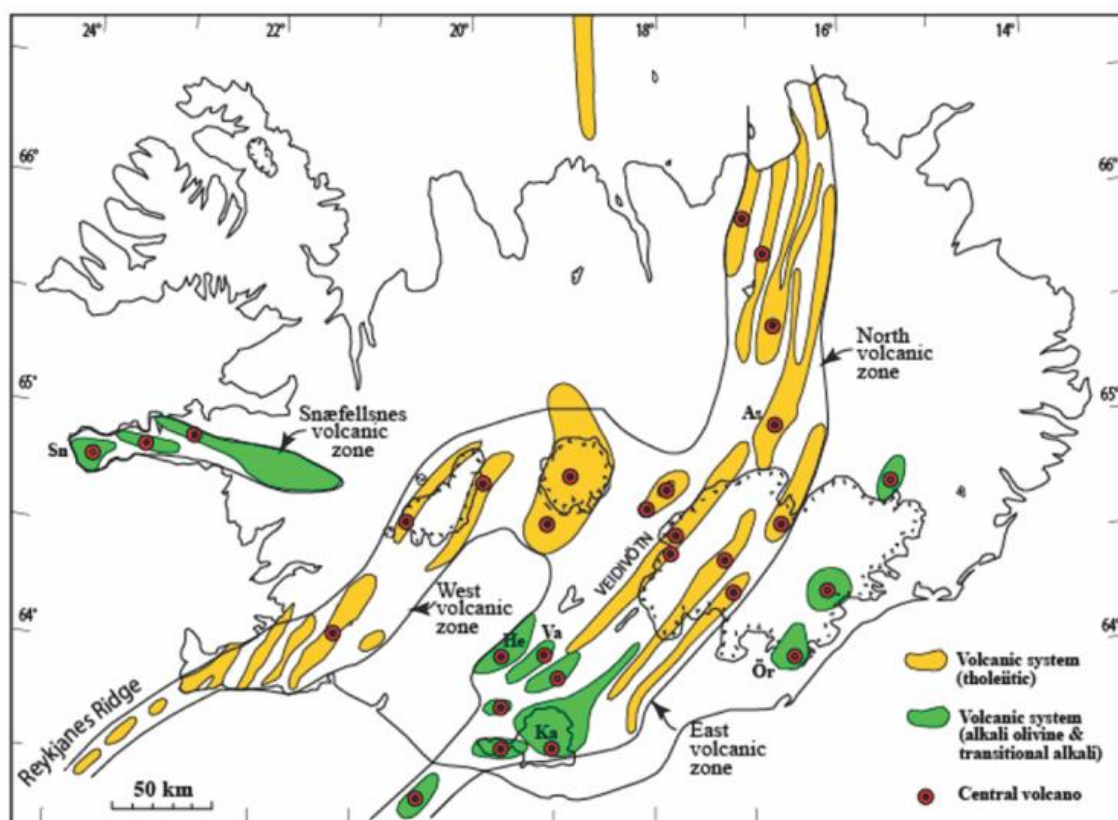
2.3.1 Vulkanisme i den Nordatlantiske regionen

Et vulkansk system defineres som en gruppe erupsjonsområder innenfor en kort tidsperiode med en viss tektonisk, petrografisk og geokjemisk karakter, og kan gjelde både sentrale vulkaner og/eller vulkanske sprekker (Jakobsson, 1979a, b). Et slikt system blir dannet når magma akkumuleres inn i et reservoar i nedre del av skorpen (Gudmundsson, 2000). I starten

vil systemene være som eruptive vulkanske sprekker, men vil over tid kunne utvikle seg til sentrale vulkaner hvis en kaldera og et høytemperatursområde opptrer på samme sted. Bergartene vil over tid utvikle seg, og utviklingen vil være ulik i de ulike vulkanske systemene, pga. systemene anses å være i et lukket petrologisk system (Jakobsson, 1979b). Dette gjør at tefra kan bli identifisert basert på den petrografiske og geokjemiske karakteren. Den nordatlantiske regionen har i hovedsak to viktige vulkanske øyer, Island og Jan Mayen, der flestparten av registrerte tefralag er av islandsk opprinnelse (Haflidason et al., 2000). I de neste delkapitlene følger en beskrivelse av vulkanismen fra de to vulkanske øyene.

2.3.1.1 Island

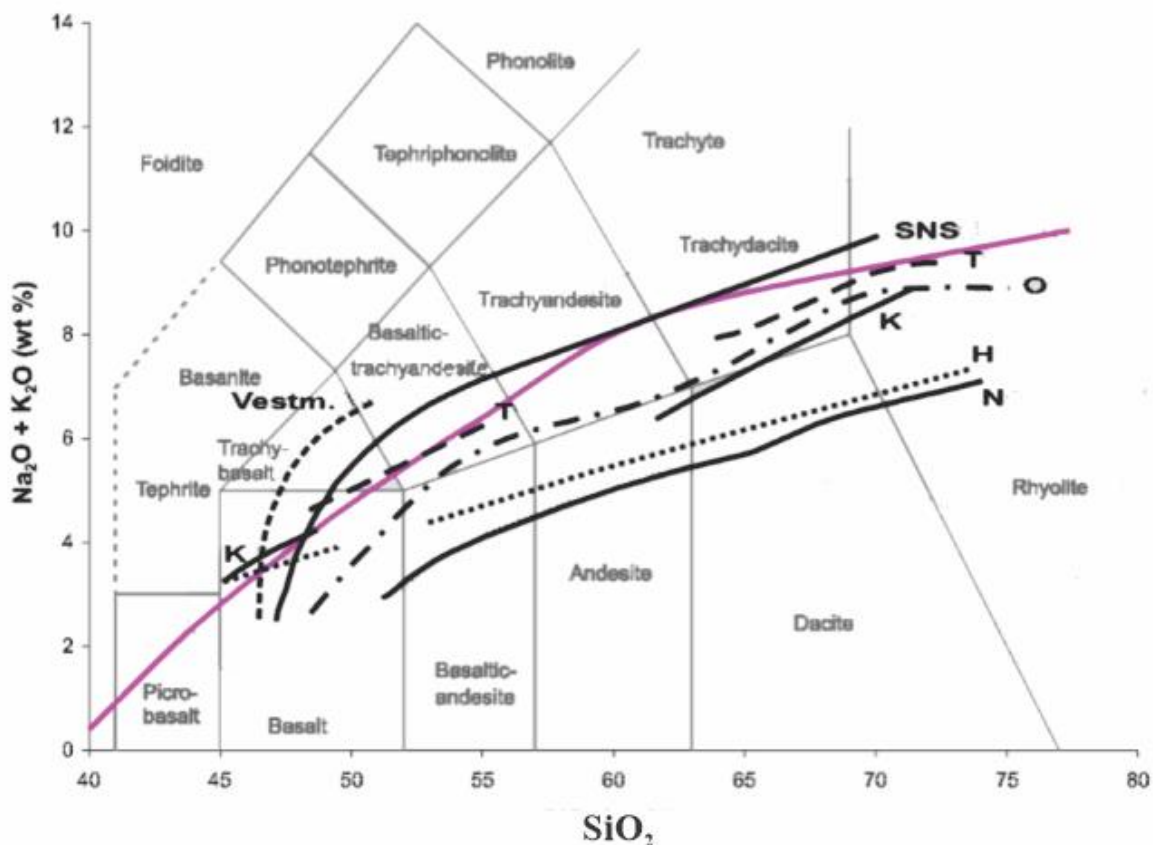
Island er i dag en aktiv vulkansk øy lokalisert nord i Atlanterhavet, og ligger mellom Reykjanesryggen i sør og Kolbeinsøyryggen i nord. Den er i dag påvirket av den islandske mantelplumen, og vulkanismen på Island antas å komme av at området har en spredningsrygg som krysser mantelplumen (Thordarson og Larsen, 2007). Island består av nesten alle typer vulkaner som eksisterer på jorden, noe som gir øyen et stort mangfold av vulkansk aktivitet (Thorarinsson og Saemundsson, 1979).



Figur 2.4: Kart over Island som viser de ulike vulkanske sonene, systemene og sentrale vulkaner. Områdene markert med gul er vulkanske system tilhørende den tholeiittiske bergartsserien, mens områdene markert med grønn tilhører enten den alkaliske eller overgangsalkaliske bergartsserien. Modifisert fra Haflidason et al. (2000).

Island er delt inn i fire postglasiale vulkanske soner: Nordre vulkanske sone, vestre vulkanske sone, østre vulkanske sone og Snæfjellsnes vulkanske sone. De vulkanske sonene er videre inndelt i omtrent 30 vulkanske system, der de vulkanske systemene har en petrologisk inndeling i tre ulike bergartsserier: Tholeiitisk serie, overgangs-alkalisk serie og alkalisk serie (Figur 2.4) (Jakobsson, 1979a, b; Gudmundsson, 2000). Den tholeiitiske serien har et høyt innhold av Fe og Ti og et lavt innhold av Al og Ca. (Jakobsson, 1979a, b). 18 av de vulkanske systemene har bergarter tilhørende denne serien, der flesteparten ligger i akseriftsonen (Figur 2.4) (Jakobsson, 1979a). Overgangs-alkaliserien har et høyt innhold av Fe og Ti og et lavt innhold av Al. Den totale mengden alkalier er større enn i den tholeiitiske serien. Det er seks vulkanske system som har bergarter tilhørende denne bergartsserien, der alle ligger i den østlige vulkanske sonen. Dette er vulkanske system som Hekla, Katla, Vatnajökull, Torfajökull, Tindfjöll og Eyjafjallajökull, men det er mulig Öräfajökull også tilhører denne bergartsserien. Den alkaliske bergartsserien kjennetegnes av et høyt alkalieinnhold. De vulkanske systemene tilhørende denne serien ligger lengre fra akseriftsonen, og dette gjelder det vulkanske systemet Vestmannaeyjar som ligger i den østlige vulkanske sonen og tre vulkanske system i Snæfjellsnes vulkanske sone (Figur 2.4).

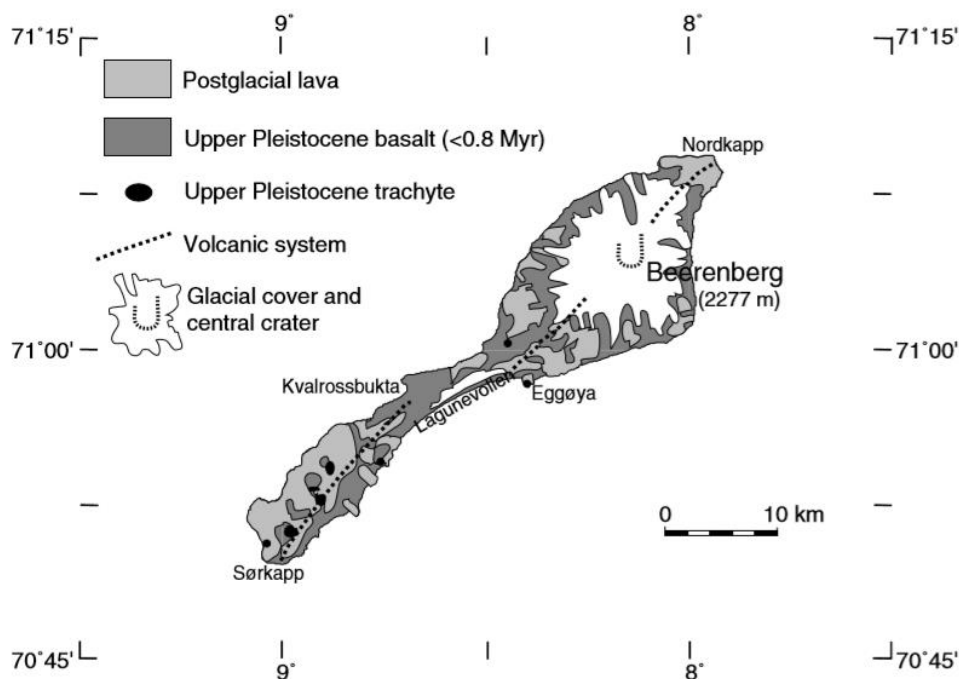
Den geokjemiske utviklingen til de vulkanske systemene kan plottes i et total alkalie-silika diagram (Figur 2.5) De ulike systemene har hver sin distinkte utvikling, men felles for dem er at bergartene over tid vil gå fra å være dominert av basalt, til å bli en mer utviklet bergart (Jakobsson, 1979a, b). Noen vulkanske system har en veldig lik geokjemisk sammensetning, og det kan gjøre identifisering og korrelering av tefra til de ulike systemene vanskelig (Haflidason et al., 2000).



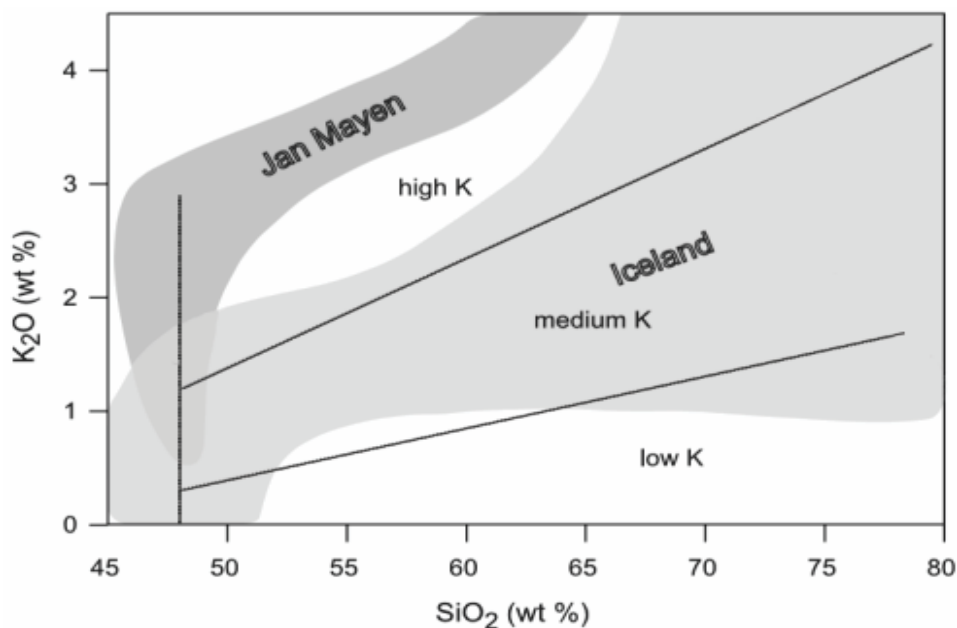
Figur 2.5: Den geokjemiske utviklingen til noen vulkanske system inntegnet i et total alkalie-silika diagram (TAS-diagram) fra Le Bas et al. (1986). Den rosa linjen, fra Irvine og Barager (1971), viser grensen mellom alkalisk og overgangsalkalisk bergart. SNS = Snæfjellsnes, Vestm. = Vestmannaeyjar, T = Torfajökull, O = Öraefajökull, K = Katla, H = Hekla, N = Námfjall-Krafla. Figur modifisert fra Haflidason et al., 2000.

2.3.1.2 Jan Mayen

Jan Mayen er en nesten 54 km lang NE-SW orientert øy som ligger i Norskehavet. Øyen ligger i nordenden av Jan Mayen-ryggen og består for det meste av basaltiske bergarter. Det er blitt lokalisert to vulkanske system på øyen, og ett system på en 15-20 km submarin rygg sørvest for øyen. Det nordøstlige systemet består av vulkanen Beerenberg som er en stratovulkan, mens det sørvestlige systemet består av vulkanske sprekker og kupler av trakytt (Figur. 2.6) (Dollar, 1966; Saemundsson, 1986).



Figur 2.6: Kart over Jan Mayen med Beerenberg lokalisert i NV. De stiplete linjene viser de vulkanske systemene Figur hentet fra Lacasse og Garbe-Schönberg (2001).



Figur 2.7: Kalium-Silika diagram med oversikt over K_2O/SiO_2 -forholdet på Jan Mayen og Island. Figur hentet fra Wallrabe-Adams og Lackschewitz (2003).

Tefraen fra Jan Mayen har et høyt innhold av alkalier, men også mengden kalsium anses å være høyt. Forholdet mellom K_2O og SiO_2 er høyere enn i tefraen fra Island (Figur 2.7), og tefraen kategoriseres til å være trakytt eller alkalierhyolitt (Figur 2.5). Det er og mer inkompatible elementer som Rb, Th, Ta, og Nb, og mindre av Ba, Eu og tyngre sjeldne

jordelementene. Dette kan komme av en forurensing av kontinentalskorpen eller en endring i havbunnskorpen. (Lacasse og Garbe-Schönberg, 2001).

2.3.2 Tefrakronologi

Tefrakronologi er en datering- og korreleringsmetode basert på et petrologisk fingeravtrykk tefra avgir. Det er mye brukt til datering og korrelering av ulike kvartære sedimentsekvenser, men og til paleoklimatiske, paleoøkologiske og arkeologiske hendelser (Lowe, 2010). I forhold til geologisk tidsskala avsettes tefra øyeblikkelig, og danner isokrone markører som kan korrelere ulike arkiv som f. eks. terrestrisk, marin og is (Lowe og Walker, 2015). I et tefrakronologisk rammeverk er en presis alder på avsetningen viktig, og ulike arkiv har ulik presisjon på datering av tefralag. Historiske utbrudd er ofte de mest presise med observasjoner og nedskrevne kilder som kan datere utbrudd til riktig år, og i noen tilfeller til riktig måned. Datering av tefra i iskjerner og varv har en høy nøyaktighet pga. årlige lag, og har en presisjon på mellom ± 1 år for 1000 år til ± 10 år for 10 000 år (Pilcher et al., 2005). Den vanligste metoden til datering av tefralag er med ^{14}C -metoden på nærliggende materiale, men andre dateringsmetoder kan også brukes. Med ^{14}C -metoden må aldrene kalibreres, og i marine sediment må en alder i tillegg korrigeres mot den marine reservoaralderen. Dette er noen faktorer som kan gi en høy usikkerhet.

De fleste tefralag fra holocen i den nord-atlantiske regionen er basaltiske, men i motsetning til de rhyolittiske er spredningen mer begrenset (Davies et al., 2010). Haflidason et al. (2000) har gjort et massivt arbeid med å samle tefralag fra tidligere publisert arbeid, og produsert et tefrakronologisk rammeverk for islandske utbrudd, der lokaliteten til de ulike tefralagene er basert på den geokjemiske komposisjonen fremfor en kjent alder på utbruddene. De fleste registrerte vulkanutbrudd er fra historisk tid, som defineres som «etter settlement layer i AD 870». Antall registrerte utbrudd øker mot dagens tid, og de fleste er fra etter 1700-tallet (Thorarinsson, 1944). Et lignende tefrakronologisk rammeverk er ikke blitt gjort for Jan Mayen, men fem utbrudd er blitt beskrevet etter oppdagelsen av øyen. Utbruddene fra AD 1732, 1818, 1970 og 1985 er observerte utbrudd, men ett utbrudd mellom AD 1650 og 1882 baserer seg på en endring i kystlinjen fra historiske kart (Gjerløw et al., 2016).

Det mest utbredte tefralaget i den nord-atlantiske regionen er Veddeasken (ca. 12,1 ka BP). Den har sin opprinnelse fra det vulkanske systemet til Katla, og består av en basaltisk og en rhyolittisk komponent (Björck et al., 1992; Grönvold et al., 1995; Haflidason et al., 2000). I Norge er Veddeasken blitt funnet utenfor yngre dryas-marginen på Vestlandet og i Nord-

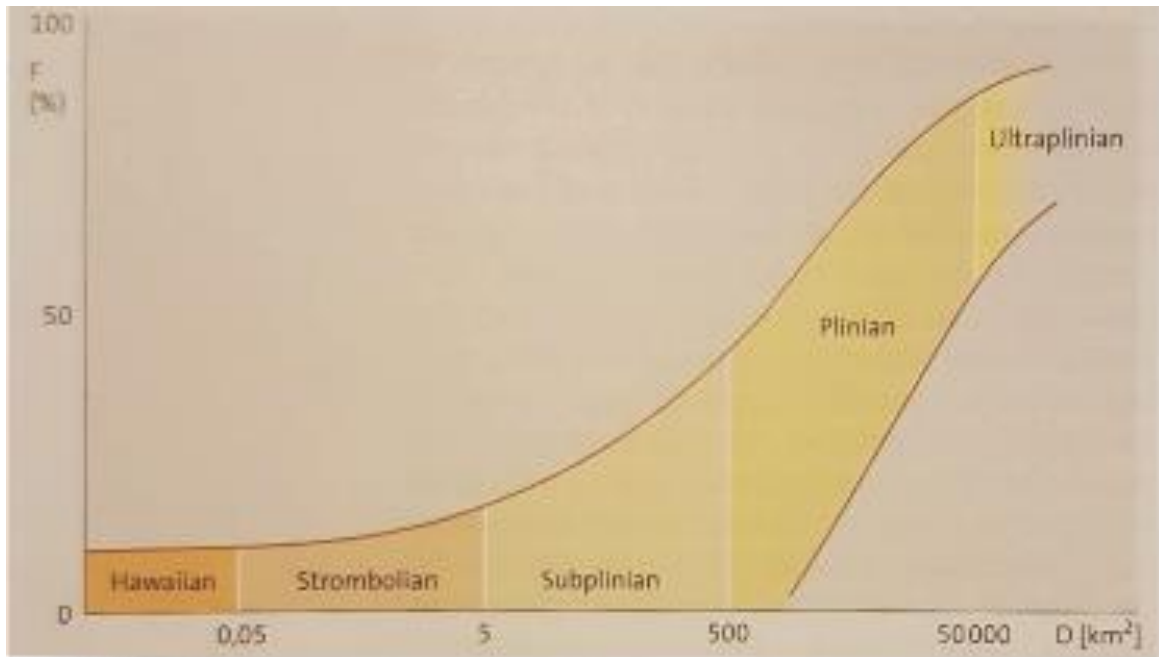
Norge (f. eks. Mangerud et al., 1984; Svendsen og Mangerud, 1990; Birks et al., 1995; Pilcher et al., 2005; Nesje et al., 2014), men utbredelsen er så stor at det også er blitt funnet i Russland, Sibir og Italia (Wastegård et al., 2000; Lane et al., 2012; Hafliðason et al., 2019).

Det tefrakronologiske arbeidet i Norge er svært begrenset, men det mest etablerte er fra Borge i Lofoten. Der er 23 tefralag blitt identifisert, og alle er av Islandsk opprinnelse (Pilcher et al., 2005). Tefra fra Askja (AD 1875) er også tidligere blitt identifisert i Ytre Nordfjord (Nesje et al. 2014).

2.3.3 Tefrakronologisk bakgrunn

Tefra kan klassifiseres på to måter, enten genetisk eller litologisk. Den genetiske klassifikasjonen klassifiserer tefra ut ifra opphavet og måten det blir transportert på. Den deler materialet inn i pyroklastisk nedfall, strøm og bølge. Den litologiske klassifikasjonen er en kornstørrelsesklassifikasjon der materialet blir delt inn i blokker og bomber (>64 mm), lapilli (2-64 mm) og aske (<2 mm) (Wright et al., 1981). Askepartikler som avsettes i store avstander fra erupsjonskilden kalles distal tefra, og består for det meste av små askepartikler som vanligvis ikke er synlig for det blotte øyet. Den type tefra er også kalt mikrotefra eller kryptotefra.

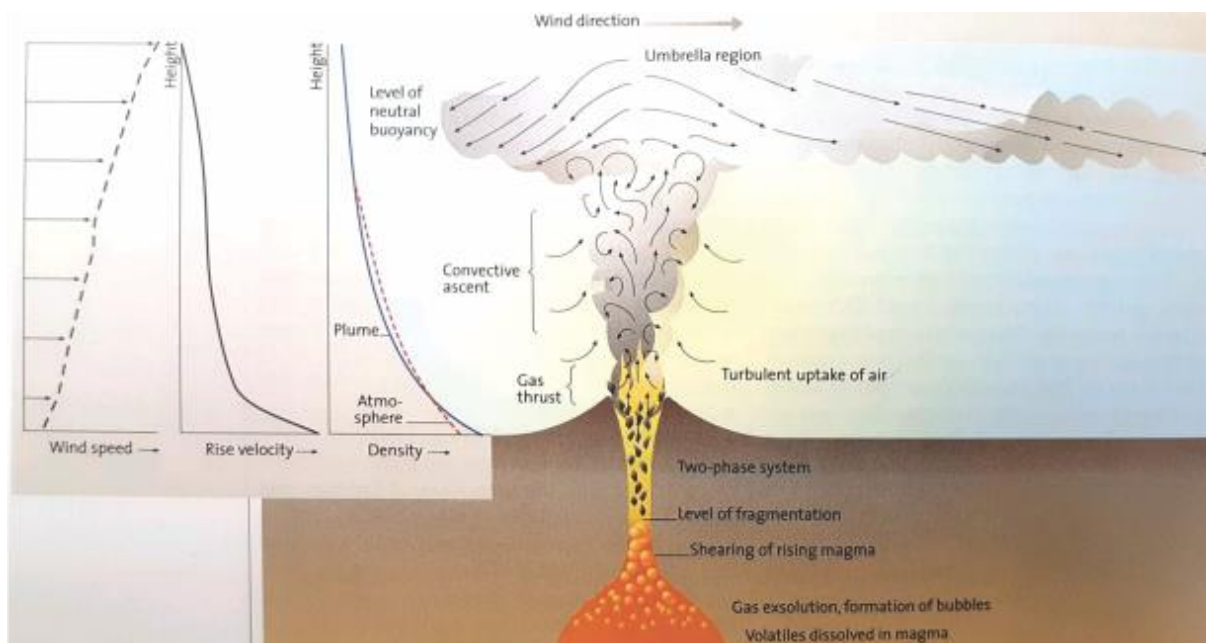
Mengden avsatt tefra ved ulike avstander fra kilden avhenger av type utbrudd. De mest eksplosive vulkanene produserer den største mengden tefra, og har den største arealfordelingen. Utbruddene er inndelt i hawaiiisk, strombolisk, subplinisk, plinisk og ultraplinisk (Figur 2.8), der det er de pliniske og ultrapliniske utbruddene som er de mest eksplosive. Tefra fra de pliniske utbruddene er i hovedsak rhyolittisk eller andesittisk, men kan i sjeldne tilfeller også inneholde basalt (Schmincke, 2004).



Figur 2.8: Klassifikasjon av utbrudd basert på arealfordeling og fragmentering ($F = \% < 1$ mm). Figur hentet fra Schmincke (2004).

Erupsjonssystemet består av en magmasøylen, utbruddssøylen og et paraplyområde, og danner en karakteristisk soppform (Figur 2.9). I magmasøylen blir blant annet volatiler oppløst, gassbobler dannet og partikler fragmentert fra magma. Gassbobler blir dannet i magmasøylen ved overmetning av volatiler. Dannelsen er kompleks, men er påvirket av faktorer som blant annet viskositet, temperatur, trykk og volatilkonsentrasjon. Mengden gass avhenger av magmafarten. Høy fart fører til mer gass, og et høyt gassinhold fører til et mer eksplosivt utbrudd. Erupsjonssøylen blir dannet når gass og partikler blir slynget ut, og i store pliniske utbrudd kan utløpsfarten være opptil 600 m/s. Utløpsfarten bestemmer høyden på erupsjonssøylen, og søylen kan bli mer enn 30 km høy. Trykket i erupsjonssøylen er lavere enn i områdene rundt, men ved stor nok høyde blir trykket lik den i atmosfæren. Erupsjonssøylen går da over i en lateral bevegelse, slik at den karakteristiske soppformen blir dannet. (Schmincke, 2004).

I paraplyområdet blir askepartikler spredt over store områder med vindtransport, men etterhvert faller de tilbake til jorden ved hjelp av gravitasjon. Transportavstanden avhenger av kornstørrelse, tetthet, nedbør og vindstyrke (Cas og Wright, 1987; Davies et al., 2010). Mikrotefra fra store eksplosive vulkanutbrudd kan reise lange distanser. På Svalbard er det funnet mikrotefra fra et utbrudd fra vulkanen Ksudach, helt øst i Russland, og tefra fra dette utbruddet er blitt lokalisert i tre ulike kontinent (Van Der Bilt et al., 2017).



Figur 2.9: Oversikt over inndeling av erupsjonssystemet. Øverst er et paraplyområde med en lateral bevegelse som følger vindretningen. I midten er en erupsjonssøyle med turbulent luft. Nederst er magmasøylen der det foregår oppløsning av volatiler, dannelselse av gassbobler og fragmentering.

I den nordatlantiske regionen er askespredningen påvirket av vestavindsbeltet, men ved høye erupsjonssøyler (>20 km) er spredningen også påvirket av en sesongvariert sterk vestavind om høsten-vinteren og svak østavind om våren-sommeren (Lacasse, 2001). Vestavinden gjør at utbrudd fra Island potensielt kan spre seg over store deler av Europa, og land som f. eks. Norge og Storbritannia har stor sannsynlighet for å ligge i nedslagsfeltet. Spredningen er avhengig av vindretningen, og en endring i den kan gjøre spredningen veldig kompleks. 2010-utbruddet fra Eyjafjöll viste en tydelig kompleks spredning bare dager etter utbruddet. Selv som et lite-medium utbrudd, spredte asken seg over store områder i Europa (Davies et al., 2010). Transport og avsetning i innsjø skjer i hovedsak av vind og gravitasjon, men andre mekanismer som tilførsel fra nedbørsfeltet og smelting av is er og påvirker også avsetningen.

3 METODER

3.1 Felt- og datainnsamling

Kjerne ALP216 er en 422 cm lang kjerne hentet inn fra et feltarbeid i 2017 på Myklevatnet, ved hjelp av en stempelkjernetaker med en diameter på 110 mm (Nesje, 1992). Fra samme innsjø er det tidligere tatt opp en kjerne i 2004, som er undersøkt og beskrevet i en publisert artikkel av Nesje et al. (2014).

3.2 Kjernelogging

Det er blitt gjort tre ikke-destruktive logglinger av kjernen, der både fysiske og kjemiske elementer er blitt undersøkt. Metodene som er blitt brukt er CT-skanning, XRF-kjerneskaning og multisensor kjernelogging. Alle metodene er blitt gjort på Earthlab, ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen.

3.2.1 CT – skanning

Det er blitt brukt et ProCon X-Ray CT-ALPHA Computed Tomography (CT) skanner til å ta et 3D-røntgenbilde av kjernen. Dette er en CT skanner som er beregnet til å skanne sedimentkjerner og har et 240 kv mikro-fokusrør og en 3000x3000 pikseldetektor. Den kan skanne sedimentkjerner som er opptil 150 cm lange og 125 mm i diameter. Programmet som er brukt til visualisering og analysering er FEI Avizo Fire 3D analysis (Universitetet i Bergen, 2019a). En slik CT-skanner er et kvalitativt verktøy som blir brukt til å ta høyoppløselige 3D-bilder av sedimentkjerner ved hjelp av mange parallelle 2D-bilder av tverrsnittet. De parallelle bildene av tverrsnittet blir lagt lagvis, slik at et 3D-bilde blir dannet (Mees et al., 2003). Ved hjelp av et dataprogram (f. eks. Avizo) kan man få kvantitative resultater som f. eks. materialtekstur, porøsitet, kornstørrelse, morfologi og overflatestruktur (Cnudde og Boone, 2013). Et CT-bilde viser store kontraster mellom luft, væske og fast stoff. Det viser også kontraster av fast stoff med stor variasjon i atomisk sammensetning, men det er da vanlig å korrelere resultatene med f. eks. optisk mikroskop og/eller skanning elektronmikroskop (Mees et al., 2003).

3.2.2 XRF – Kjerneskaning

Kjernen er blitt skannet med en ITRAX kjerneskaner, der det er blitt brukt et molybdenrør i røntgengeneratoren. En ITRAX kjerneskaner brukes både til å lage optiske og mikroradiografiske bilder, og til å lage et mikro-røntgen-fluorescens (XRF) spektrometri som

viser ulike kjemiske elementer (Croudace et al., 2006). Prosedyren foregår først ved at en splittet kjerne legges horisontalt på et transportbånd med toppen av kjernen mot et måletårn, før lengden, eksitasjonsspenning, måletrinn og strøm blir definert. Topografien til kjernen blir så skannet for å unngå kollisjon med XRF-detektoren, og samtidig sørge for at avstanden til detektoren forblir konstant gjennom hele skanningen (Croudace et al., 2006). Målingene kan bli påvirket av mengden vått og organisk materiale, kornstørrelse, kompakthet, porøsitetssendringer, topografiske ujevnheter og lave tellerater. De geokjemiske dataene bør bli tolket med forsiktighet, i og med at resultatene er betegnet for å være semi-kvantitative ved at de kommer av tellinger (Croudace et al., 2006).

Lakustrine sediment varierer en del geokjemisk og har store endringer i vann- og organisk innhold. En normalisering fjerner mye av bakgrunnsstøyen, og er vanlig å bruke på lakustrine kjerner (Davies et al., 2015). XRF-parameterne som er valgt å se nærmere på i denne oppgaven er Mn/Ti, Sr/Ti og Ti/Fe. To av parameterne er blitt normalisert mot Ti, som er et stabilt grunnstoff det er rikelig mengder av i lakustrine sediment. Al og Fe er to andre elementer som er vanlig å bruke til normalisering, men Al har ofte lave tellerater, mens Fe er påvirket av redoks-relaterte diageneser (Davies et al., 2015). Ti er en god indikator på avrenningen i nedbørsfeltet, og kan brukes til klimatiske hendelser i området (Metcalf et al., 2010). Mn/Ti er en indikator på redoks-forholdet (Coudace et al., 2006), mens Sr/Ti-forholdet kan være en indikator på karbonatutfelling (Moreno et al., 2007). Det er blitt gjort undersøkelser av tefragjenkjenning med XRF-kjerneskaner av blant annet Balasico et al. (2015). Ti, Si og Mn er grunnstoffer som gir størst utslag på rhyolittisk tefra, mens Ti, Mn, Fe og Cu gir størst utslag på basaltisk tefra.

3.2.3 Multisensor kjernelogging (MSCL)

En multisensor kjernelogger blir brukt til å måle ulike fysiske egenskaper til en kjerne, der p-bølgehastighet, bulk tetthet, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet blir målt. Dette kan bli gjort på hele og splittede kjerner, men det er en fordel å bruke splittede siden det gir en høyere oppløsning på målingene, og eliminerer mulige slump-effekter (Gunn og Best, 1998).

Målingene er blitt gjort med 2 mm oppløsning, og sensoren som er blitt brukt til å måle magnetisk susceptibilitet er en Bartington M2SE punktsensor (Universitet i Bergen, 2019b). Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløs parameter som viser hvor lett et materiale blir magnetisert (Gunn og Best, 1998). Mengden diamagnetiske, paramagnetiske og ferromagnetiske materialer avgjør verdien for magnetisk susceptibilitet. Diamagnetiske

materialer vil gi en negativ verdi, paramagnetiske materialer en liten positiv verdi og ferromagnetiske materialer en større positiv verdi (Gunn og Best, 1998).

3.3 Laboratorieanalyse

3.3.1 Prøveinnsamling fra laboratoriet

Fra toppen av kjernen og ned til 92 cm ble det tatt ut 27 prøver på 3 cm, utenom prøven i toppen som ble på 4 cm. Prøvene ble så lagt i kolber og løst opp i litt vann. Det ble tilsatt hydrogenperoksid for å løse opp det organiske materialet i prøvene, og prøvene ble så satt på koking i 3-4 timer for å få forgang i reaksjonen. Deretter ble prøvene våtsiktet på 125 μm , 63 μm og 38 μm før de ble satt på tørk i et par dager. Til slutt ble prøvene satt over på små prøveglass. Det ble videre tatt ut prøver annenhver cm fra 92 cm og ned til 141 cm, og cm-prøver fra 29-41 cm for å dekke hver cm i området med identifisert tefra. Prosedyren beskrevet over ble så gjennomført for prøvene.

3.3.2 Mikroskopi

Det ble brukt et Leica M125 mikroskop til identifisering, telling og plukking av tefra. Fraksjonsstørrelse på 63 μm ble valgt på bakgrunn av avstanden til de vulkanske kildene, og for sannsynlighet til identifikasjon av tefra uten at tefrapartiklene er for små. Materialet ble spredt utover brett inndelt i 45 +5 ruter, der ca. 15 ruter per brett ble talt. I prøvene med størst mengde identifisert tefra, ble tefra plukket og lagt på stubber. Stubbene fikk først et lag med ren dobbeltsidig teip slik at partiklene kunne henge fast. Det ble plukket 4-5 tefrakorn fra hver prøve som ble lagt forsiktig opp på stubbene. Visuelt ulike tefrakorn fra samme prøve, ble lagt på ulike stubber. Tefrapartiklene ble identifisert basert på farge og morfologi, og den ble sortert etter mørk basalt, lys basalt og rhyolitt. Glassmorfologi er viktig for å kunne identifisere tefra, og tre hovedtyper er blitt beskrevet: Boblevegg eller spisse, flate og pimpsteinaktige. Andre former som f. eks. blokkaktige og tåreformet kan og opptre (Lowe, 2011).

3.4 Geokjemisk analyse av tefra

Geokjemisk analyse av tefra ble gjort med et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop (SEM). SEM ble brukt både til elementanalyse av utvalgte grunnstoff og til å ta høyoppløselige bilder. Mikroskopet har et emisjonsfelt som sender ut elektroner, noe som gjør at det analyserte materialet må være ledende. Tefra er ikke et ledende materiale, og må

dermed bli dekket av et tynt lag med karbon før start av analysene. De utvalgte elementene til analysene er Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K og P. Dette er de hovedelementene som hovedsakelig er benyttet til identifisering av tefra. Resultatet av elementkonsentrasjonen er gjort om til oksider, og presentert i Vedlegg 2 som vektprosent (wt%).

3.5 Radiokarbondatering (^{14}C) - AMS

Radiokarbondatering er en radiometrisk dateringsmetode der alderen kan estimeres ut ifra den gjenværende mengden av ^{14}C . AMS (Akselerator Masse Spektrometer) er en metode som baserer seg på å måle forholdet mellom karbonisotopene ^{12}C , ^{13}C og ^{14}C , for å kunne estimere mengden ^{14}C . Det er blitt tatt ut 9 prøver for ^{14}C AMS-dateringer av kjernen. Dateringene er gjort på terrestriske planterester, furunåler, *Betula*-blader/frukter (bjørk); Tabell 4.1 viser hvilke materialer som er brukt på de ulike dateringene. Prøvene er blitt analysert hos Beta Analytic i Miami; USA, og dateringene er blitt kalibrert til kalenderår med Calib 7.0.4 der de blir kalibrert opp mot INTCAL13.

4 RESULTATER

4.1 Kronologi

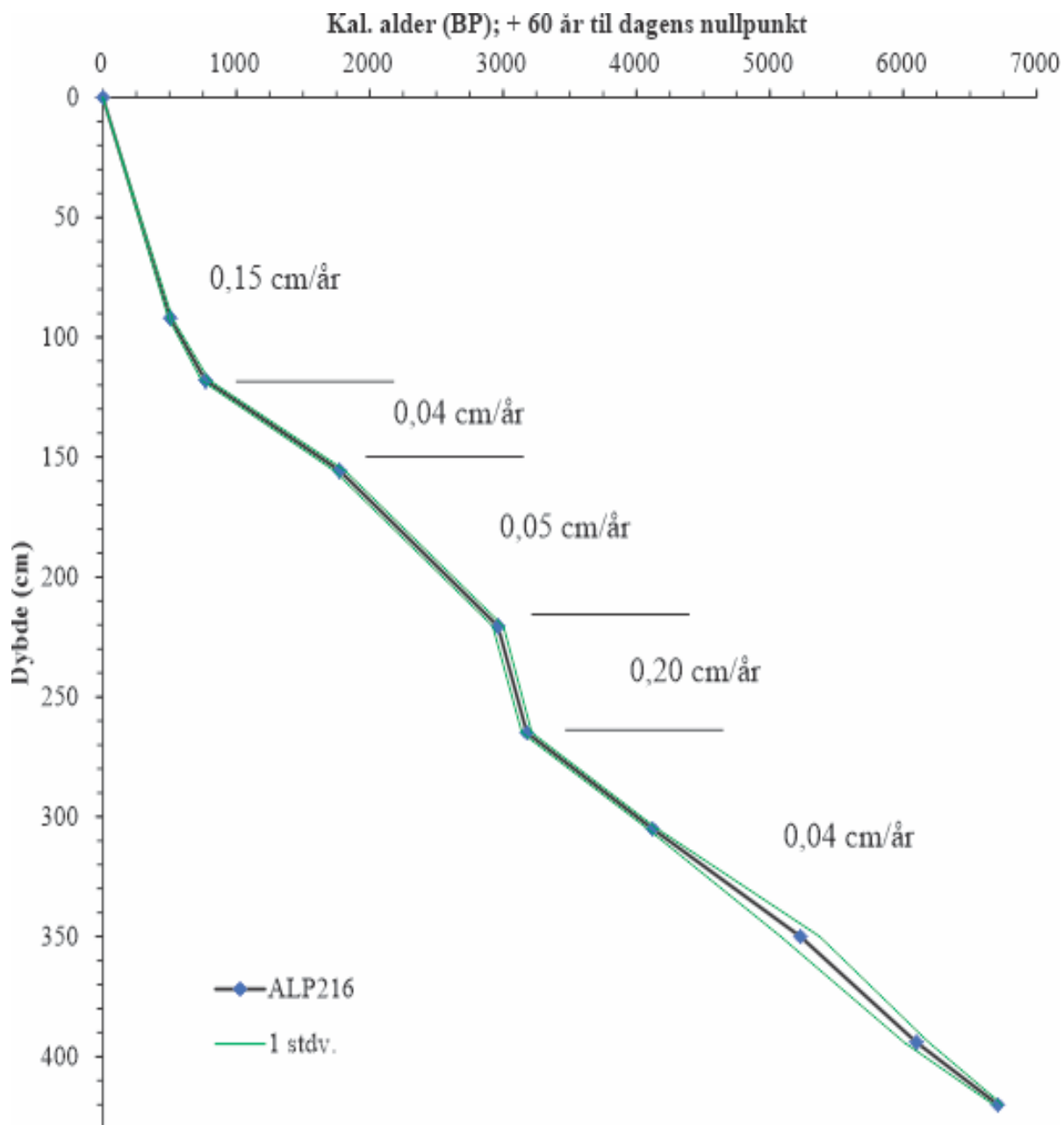
I tefrakronologi er nøyaktige dateringer og aldersmodell essensiell til å kunne korrelere ulike tefralag. En korrelasjon til feil tefralag kan påvirke andre stratigrafier, hvis dette blir brukt som referanse. Basert på hyppigheten av utbruddene og mengden identifiserte tefralag i historisk tid, må nøyaktigheten i denne oppgaven være høy.

Det daterte materialet i kjerne ALP216 er i hovedsak terrestrisk, bestående av diverse planterester, furunåler og *Betula*-blader/frukter (bjørk). Dateringene er tatt med jevne mellomrom nedover kjernen for å oppnå et best mulig bilde over kronologien. Videre er dateringene blitt kalibrert opp mot INTCAL13 ved hjelp av kalibreringsprogrammet Calib 7.0.4. Den kalibrerte alderen (BP) baserer seg på gjennomsnittet av sigma 1 intervallet med høyest sannsynlighet. De fleste dateringene har en høy sannsynlighet for sigma 1, der tre dateringer kun har ett sigma 1 intervall (92 cm, 155-156 cm og 420 cm). Dateringene fra 350 cm og 394 cm har en større usikkerhet, der det er flere sigma 1 intervall med tilnærmet lik sannsynlighet. Det er ingen reell mulighet til å finne hvilken sigma 1 intervall den reelle alderen ligger i, så den kalibrerte alderen (BP) er derfor basert på et gjennomsnitt av alle intervallene.

Basert på dateringene fra Beta Analytic i Miami; USA, er det blitt laget en aldersmodell for kjerne ALP216 med en lineær interpolasjon. Siden alder BP representerer alder før 1950, er det lagt til 60 år i forhold til den kalibrerte alderen (Tabell 4.1), slik at nullpunktet i aldersmodellen skal tilsvare dagens tid. Det er stor variasjon i sedimentasjonsraten gjennom kjernen (Figur 4.1). Nederst (265 cm – 420 cm) er raten stabil på rundt 0,04 cm/år, men mellom 265 cm – 221 cm øker raten til 0,20 cm/år, dvs. fem ganger så høy sedimentasjonsrate som i nedre del av kjernen. Fra 221,5 cm – 155,5 cm er sedimentasjonsraten på 0,05 cm/år, før den minker til 0,04 cm/år mellom 155 cm – 118 cm. Øverst i kjernen er sedimentasjonsraten høy, og ligger på 0,15 cm/år.

Tabell 4.1: Oversikt over radiokarbondateringene i kjerne ALP216. Dateringene er blitt kalibrert opp mot INTCAL13 ved hjelp av kalibreringsprogrammet Calib 7.0.4. Den kalibrerte alderen baserer seg på gjennomsnittet av sigma 1 intervallet med høyest sannsynlighet..

Lab nr.	Materiale	Dybde (cm)	Alder ¹⁴ C (BP) ± 1σ	Kal. alder (BP) ± 1σ	Sigma 1 intervall; kal. alder (BP)	Sannsynlighet sigma 1	Kal. alder (BP) + 60 år til dagens nullpunkt	Kal. år
Beta-463694	Furunåler	92	440 ± 30	505 ± 14	491-519	1	565	AD 1445
Beta-463695	Furunåler, <i>Betula</i> -blader, 2 <i>Betula</i> -frukter	118	880 ± 30	768 ± 30	738-797	0,788242	828	AD 1183
Beta-523196	Planterester	155-156	1830 ± 30	1772 ± 41	1731-1813	1	1832	AD 170
Beta-523197	Planterester	220-221	2850 ± 30	2962 ± 40	2922-3001	0,85996	3022	1030 f. kr.
Beta-465831	Terrestriske planterester, <i>Betula</i> -frukter	265	2990 ± 30	3178 ± 37	3141-3215	0,818992	3230	1229 f. kr.
Beta-482262	Planterester	305	3750 ± 30	4118 ± 36	4082-4153	0,860667	4178	2169 f. kr.
Beta-482260	Planterester	350	4460 ± 30	5126 ± 146	4979-5009 5036-5066 5182-5272	0,169869 0,196074 0,581057	5186	3177 f. kr.
Beta-482261	Planterester	394	5280 ± 30	6083 ± 92	5991-6026 6046-6066 6077-6116 6152-6175	0,296607 0,143119 0,354093 0,20618	6143	4133 f. kr.
Beta-482259	Planterester	420	5900 ± 30	6708 ± 33	6675-6741	1	6768	4759 f. kr.



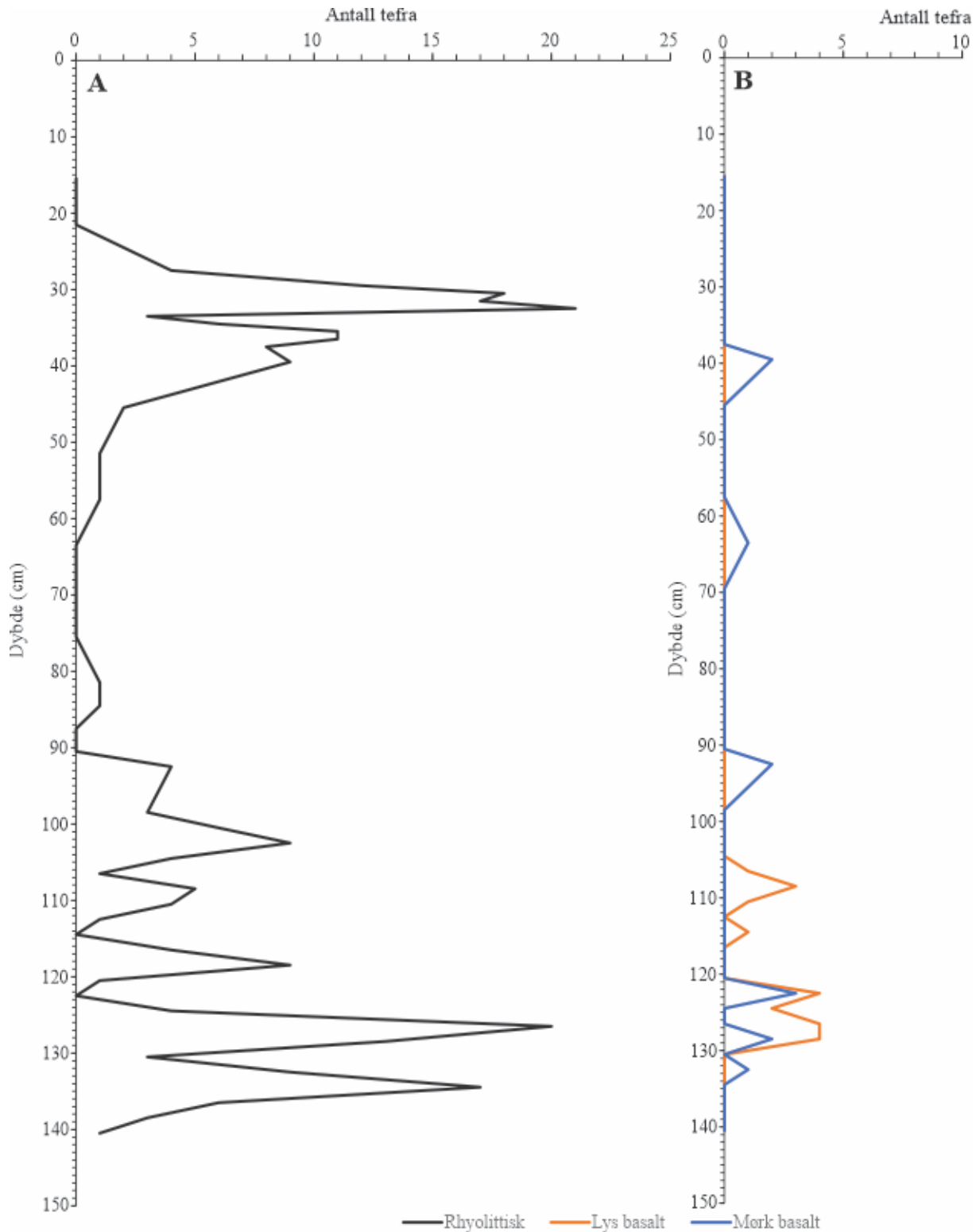
Figur 4.1: Aldersmodell for kjerne ALP216. Det er blitt lagt til 60 år til den kalibrerte alderen (BP) for å få nullpunktet til dagens tid (Tabell 4.1). Sedimentasjonsrater for ulike dybdeintervall er lagt inn i figuren.

4.2 Tefra

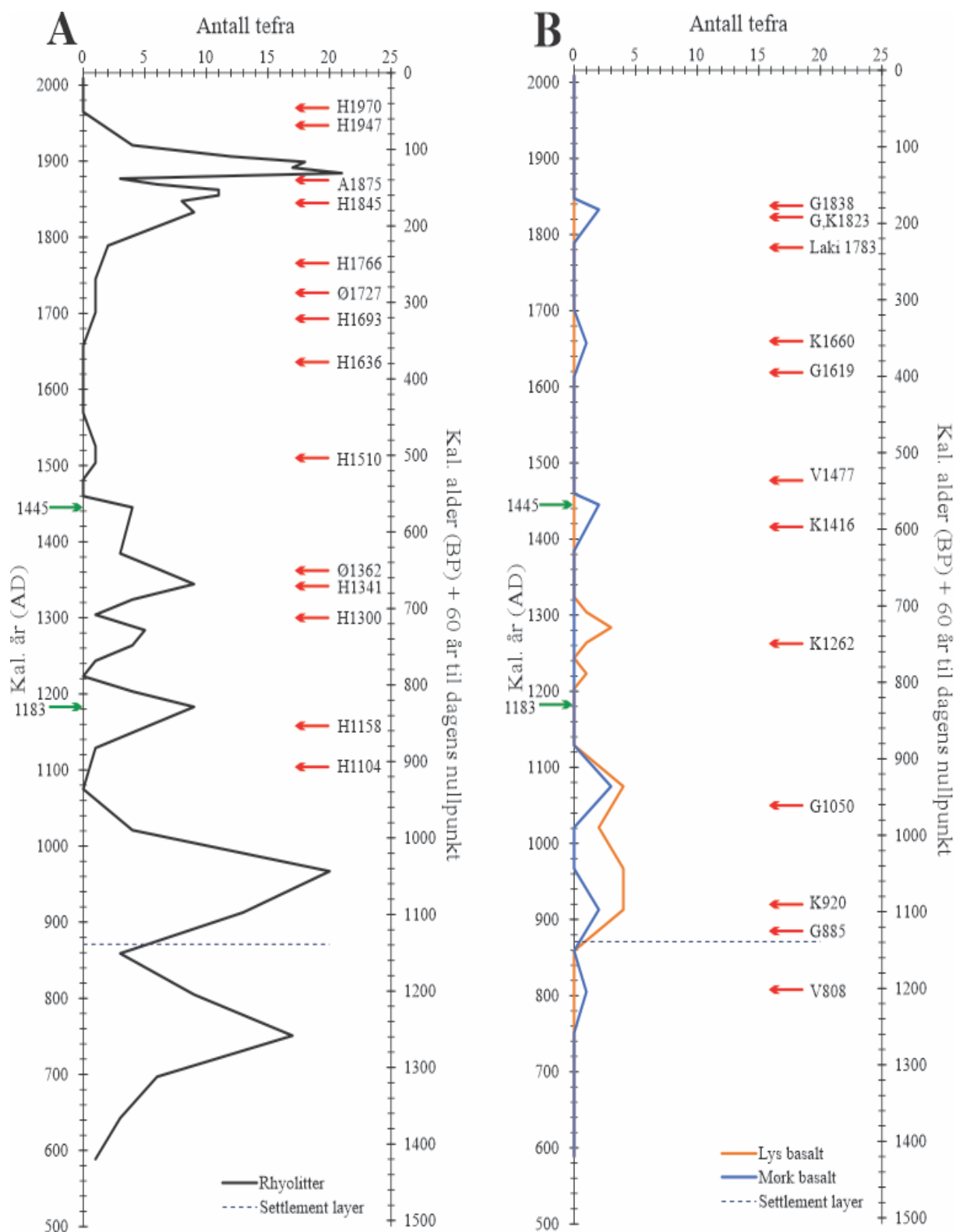
4.2.1 Tefratelling

Tefratellingene er basert på 2 cm prøveintervall med fraksjonsstørrelse 63 μm , der annenhver prøve er blitt talt. Tellingene fra 14-141 cm viser at det i hovedsak er rhyolittisk tefra i kjernen (Figur 4.2). I intervallet 29-38 cm er det observert en større mengde tefra, men også i intervallene 100-103 cm, 118-119 cm, 126-129 cm og 132-135 cm er tefra blitt observert. Siden en større mengde tefra ble observert i intervallet 29-38 cm, er det blitt gjort tellingen for hver cm for å bedre oversikten. Figur 4.2 viser resultatet av tefratellingene. Flere topper kan lokaliseres, men antall tefrapartikler som er talt i de ulike dybdeintervallene er få. I dybdeintervallet 29-38 cm er det blitt gjort tellinger for hver cm, og resultatet viser tilsynelatende to topper i dette dybdeintervallet, dvs. en mellom 29-33 cm og en annen mellom 35-38 cm.

Tefratellingene er videre plottet opp mot alder (Figur 4.3). I intervallet 29-38 cm, er tefraen identifisert til å være fra AD 1848-1906. Deles dette opp i to topper, vil tefraen fra 29-33 cm være fra AD 1876-1906, og tefraen fra 35-38 cm fra AD 1848-1862. Videre ned i kjernen vil tefraen fra 100-103 cm være fra AD 1334-1356, tefraen fra 118-119 cm være fra AD 1156-1183, tefraen fra 126-129 cm være fra AD 886-967 og tefraen fra 132-135 cm være fra ca. AD 724-805. Utenom tefraen i 132-135 cm, er alle yngre enn «Settlement layer». I Figur 4.3 er kjente tefralag blitt plottet inn med tefratellingene, og flere tefralag korrelerer med telletoppene. Av hensyn til den lave telleraten av basaltiske tefrakorn, er det vanskelig å korrelere toppene til de spesifikke utbruddene, men det kan brukes til indikasjon ved tolkningen av den geokjemiske analysen.



Figur 4.2: Resultat av tefratellingene med fraksjonsstørrelse 63 μm . Dybden er gjennomsnittdybden for de ulike dybdeintervallene. A: Rhyolittiske tellinger. B: Basaltiske tellinger.



Figur. 4.3: Oversikt over tefratellingene plottet mot alder. Alderen er den gjennomsnittlige alderen av kal. år (AD) fra Tabell 4.1, og dybden er det gjennomsnittlige dybdeintervallet. Grønne piler viser de to øverste dateringer fra Tabell 4.1. A: Rhyolittisk tefra. Røde piler viser kjente rhyolittiske tefralag i den nordatlantiske regionen basert på det tefrakronologiske rammeverket i Haflidason et al. (2000). B: Basaltisk tefra, inndelt i lys og mørk. Røde piler viser noen utvalgte basaltiske utbrudd (Haflidason et al., 2000; Gudmundsdottir et al., 2016).

4.2.2 Geokjemisk analyse av tefrapartikler

I dybdeintervallene 29-38 cm, 100-101 cm, 102-103 cm, 118-119 cm, 128-129 cm, 132-133 cm og 134-135 cm er tefrapartikler blitt plukket for geokjemisk analyse på et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop. Dybdeintervallene er valgt med hensyn til tefratellingene i Figur 4.2, der intervallene med høyest antall tefrapartikler er valgt.

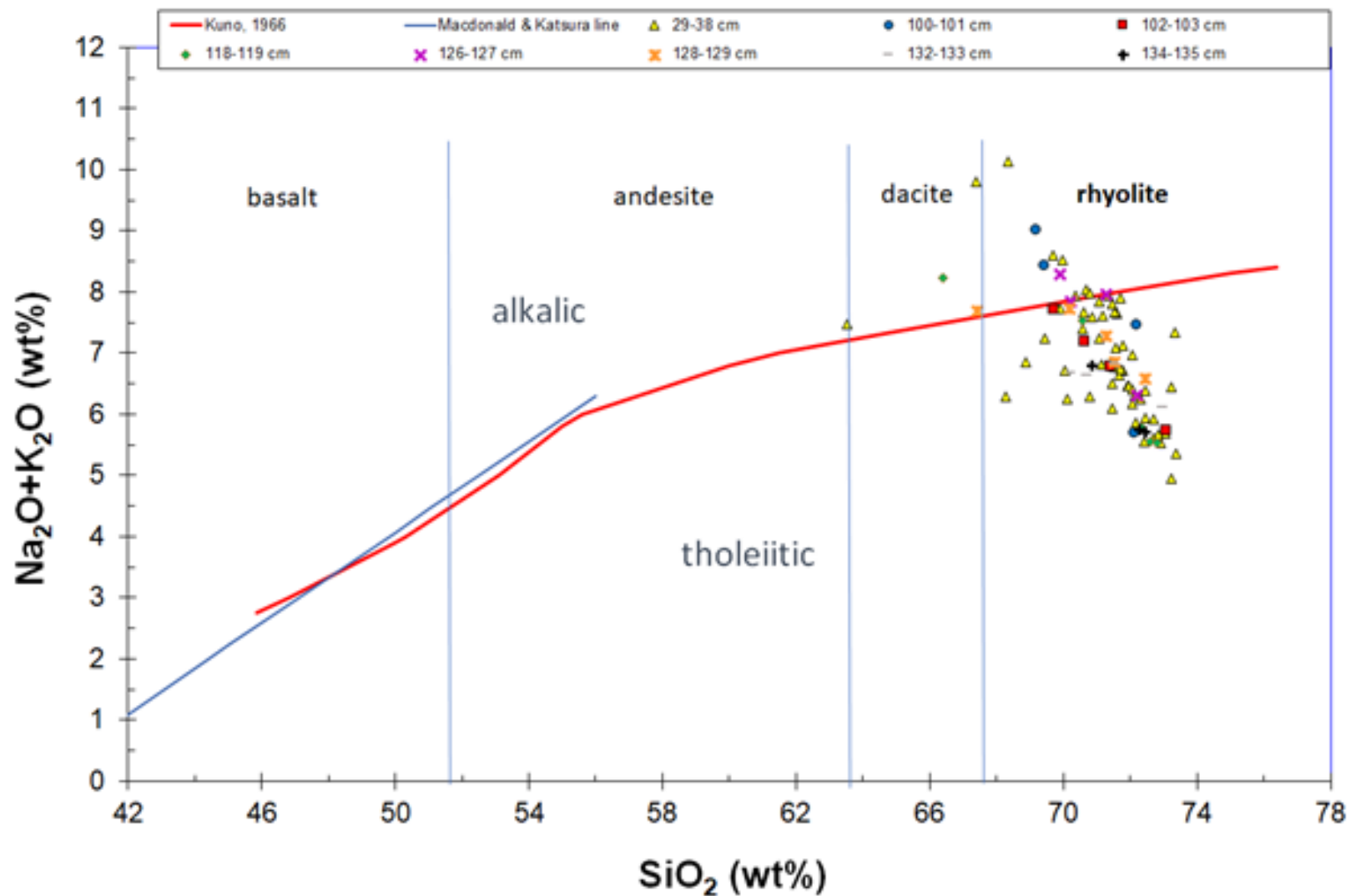
Tefra kan klassifiseres ut ifra prosentandelen SiO_2 , der et SiO_2 -innhold >69 wt% klassifiseres som en rhyolittisk tefra, mens et SiO_2 -innhold <53 wt% klassifiseres som en basaltisk tefra. Tefra med SiO_2 -innhold mellom 53-69 wt%, klassifiseres som en intermediær tefra, enten som en dacittisk eller andesittisk. Mengden alkalier, som Na_2O og K_2O , indikerer en alkalisk eller tholeiittisk tefra. Analysene fra de ulike intervallene er blitt plottet inn i et TAS-diagram som viser både inndelingene basalt-andesitt-dacitt-rhyolitt og alkalisk-tholeiittisk. (Harning et al., 2018). Resultatet av analysene tyder på at de fleste tefrapartiklene er tholeiittisk rhyolittisk, men det er også tefrapartikler som tyder på alkalisk rhyolittisk og dacittisk.

Analysene er videre plottet inn i fire utvalgte biplott (CaO/FeO , $\text{K}_2\text{O}/\text{FeO}$, TiO_2/FeO og $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$) basert på en database fra Harning et al. (2018) med grensesnitt over alle de holocene rhyolittiske vulkanske systemene. Databasen, fremstilt i organiserte biplott, vil optimalisere arbeidet med identifiseringen av vulkansk kilde til de analyserte tefrapartiklene.

Dybdeintervall 29-38 cm – AD 1848-1906

I dybdeintervallet 29-38 cm (markert med gul trekant i Figur 4.4) er de fleste tefrapartiklene tholeiittisk rhyolittisk, med et SiO_2 -innhold på 70-74 wt % og et alkalie-innhold på 5-8 wt %. De fleste analysene ligger godt spredt innenfor dette SiO_2 - og alkalieområdet. To tefrapartikler, en fra intervallet 32-33 cm og en fra intervallet 36-37 cm, har et høyere alkalieinnhold enn flesteparten med henholdsvis 10,13 wt% og 9,81 wt%. Den ene partikkelen går under klassifikasjonen alkalierhyolitt, mens den andre er i grense mellom alkalierhyolitt og dacitt. En annen tefrapartikkel fra intervallet 32-33 cm har et lavere SiO_2 -innhold enn flesteparten med et innhold på 63,5 wt%. Denne blir klassifisert som en intermediær tefra, og ligger imellom andesitt og dacitt.

Geokjemisk er det er lite som skiller de ulike analysene for hvert cm-dyp i dybdeintervallet 29-38 cm, noe som kan tyde på samme kilde til opphav (Figur 4.6A-D). Analysene har et CaO -innhold som varierer fra 0,6-1 wt%, et FeO -innhold som varierer fra 3,5-5 wt%, et K_2O -innhold som varierer fra 2,25-3,00 wt% og et TiO_2 -innhold som varierer fra 0,2-0,35 wt%.



Figur 4.4: Resultat av de geokjemiske analysene plottet inn i et total alkalie-silika diagram (TAS-diagram) (Harning et al., 2018). Macdonald og Katsura-linjen (MacDonald og Katsuro, 1964) og Kuno-linjen (Kuno, 1968) skiller alkalisk fra tholeiittisk tefra. Tefrapartiklene er i hovedsak tholeiittisk rhyolittisk, men også alkalisk rhyolittisk og dacittisk er tilstede.

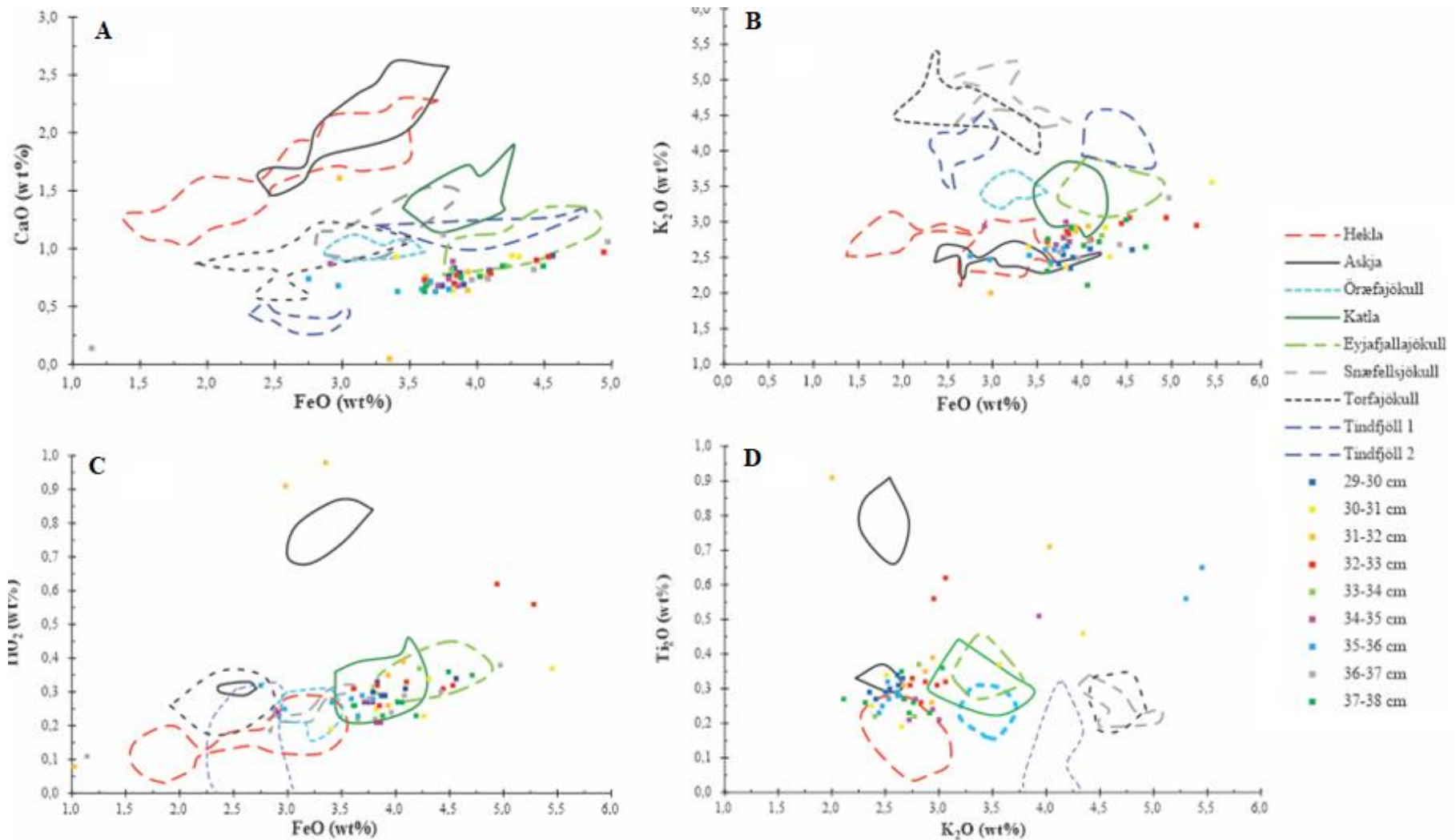
Variasjonene i CaO er lave i forhold til FeO, noe som fører til at analysene i CaO/FeO-plottet legger seg på en linje i underkant av klassifikasjonen til Eyjafjallajökull (Figur 4.6A). I K₂O/FeO-plottet (Figur 4.6B) viser derimot tefraen likheter til både Katla, Hekla og Askja, mens den i TiO₂/FeO-plottet (Figur 4.6C) er lik den geokjemiske sammensetningen til Katla. TiO₂/K₂O-plottet (Figur 4.6D) viser lignende resultater som figur 4.6C, der tefraen viser likheter til både Katla, Hekla og Askja. I dybdeintervallet 31-32 cm er det en tefrapartikkel som har en geokjemisk likhet til Askja, og har et høyere innhold av TiO₂ enn de andre partiklene (Figur 4.6A-D). Partikkelen har en morfologisk ulikhet i forhold til de andre partiklene (Figur 4.5)



Figur 4.5: Bilde av tefra forstørret 217 ganger, tatt med et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop fra dybdeintervallet 31-32 cm. Tefrapartikkelen innringet i rød sirkel har en opprinnelse til det vulkanske systemet til Askja.

Dybdeintervall 101-103 cm – AD 1334-1354

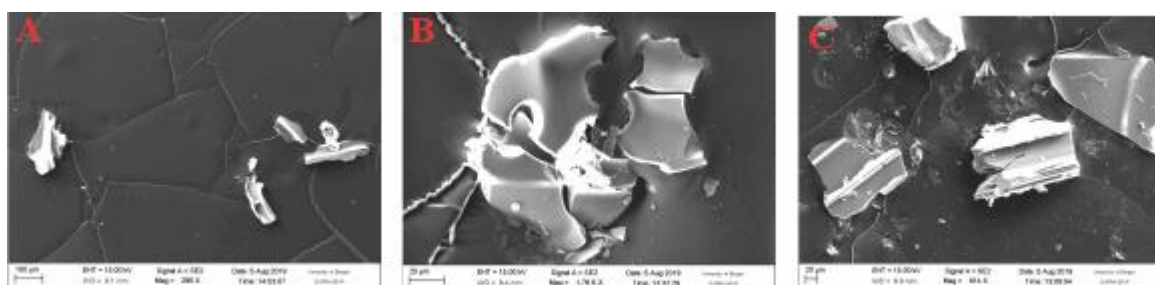
Resultatet av den geokjemiske analysen i dybdene 100-101 cm og 102-103 cm viser mange likheter som beskrevet i dybdeintervallet 29-38 cm. I TAS-diagrammet, markert som henholdsvis blå sirkel (100-101 cm) og rød firkant (102-103 cm) i Figur 4.4, ligger analysene på hver sin skrå linje i den rhyolittiske klassifikasjonen. Alkalieinnholdet varierer fra 5,68-9,00 wt% i dybden 100-101 cm, og 5,73-7,71 wt% i dybden 102-103 cm. Tefrapartiklene i dybden 102-103 cm er tholeittisk rhyolitt, mens tefrapartiklene i dybden 100-101 cm har et høyere alkalieinnhold, der halvparten av analysene kan klassifiseres som alkalierhyolitter.



Figur 4.6: Geokjemisk analyseresultat i utvalgte biplott for hver cm mellom 29-38 cm. A: Biplott med CaO/FeO. B: Biplott med K₂O/FeO. C: Biplott med TiO₂/FeO. D: Biplott med TiO₂/K₂O. Den geokjemiske sammensetningen av rhyolittisk tefra til noen kjente islandske vulkaner er markert i biplottene (Harning et al., 2018).

I Figur 4.8A-D er analysene plottet inn i biplottene CaO/FeO, K₂O/FeO, TiO₂/FeO og TiO₂/K₂O som henholdsvis gul (100-101 cm) og magenta (102-103 cm). CaO-innholdet varierer fra 0,6-1,25 wt%, FeO-innholdet varierer fra 3,3-4,7 wt%, K₂O-innholdet varierer fra 2-5 wt% og TiO₂-innholdet varierer fra 0,2-0,4 wt%. Den geokjemiske forskjellen i de to dybdeintervallene er liten, noe som tolkes til samme opphav. I likhet med dybdeintervallet 29-38 cm, er den geokjemiske sammensetningen av rhyolittisk tefra fra noen kjente islandske vulkaner markert inn i biplottene (Figur 4.8A-D). Resultatet fra CaO/FeO-plottet (Figur 4.8A) viser tefrapartikler i og i underkant av Eyjafjallajökull, mens i TiO₂/FeO-plottet (Figur 4.8C) er 5 av 8 tefrakorn i både Katla og Eyjafjallajökull. K₂O/FeO-plottet (Figur 4.8B) og TiO₂/K₂O-plottet (Figur 4.8D) viser derimot tefrapartikler med mer likhet til Askja-tefraen med unntak av en tefrapartikkel med et høyt K₂O-innhold på 4,94 wt%.

Tefrapartiklene i dybdeintervallet 100-101 cm er fraksjoner av større tefrapartikler som har inneholdt store luftbobler (Figur 4.7A). I dybden 102-103 cm er det både tefra med tydelige luftbobler (Figur 4.7B) og fraksjoner, opprinnelig av større tefrapartikler (figur 4.7C). Siden tefraen i dybdeintervallet 102-103 cm er så ulik i form er det stor sannsynlighet for at det har ulikt opphav.



Figur 4.7: Bilde av tefra tatt med et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop. A: Bilde av den analyserte tefraen i dybde 100-101 cm forstørret 280 ganger. B: Bilde av de analyserte tefraen i dybde 102-103 cm forstørret 1760 ganger. C: Bilde av en analysert tefra i dybde 102-103 cm forstørret 614 ganger.

Resultatet av den geokjemiske analysen viser en større likhet mellom de ulike tefrapartiklene i dybden 102-103 cm (Tabell 4.2). Den største forskjellen ligger i alkalieinnholdet og SiO₂-innholdet, der prøve nr. 33 (tilsvarende Figur 4.7B) har et lavere alkalieinnhold og et høyere SiO₂-innhold enn prøve nr. 31 (tilsvarende Figur 4.7C).

Tabell 4.2: Resultatene av den geokjemiske analysen i dybdeintervallet 102-103 cm. Prøve nr. 31 tilsvarer Figur 4.6C, og prøve nr. 33 tilsvarer figur 4.6B.

Dybde 102-103 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>
<i>nr 31; pt3</i>	70,64	0,4	13,38	4,51	0,24	0,3	1,08	4,34	2,84	0,9
<i>nr 31; pt4</i>	71,42	0,31	13,82	3,99	0,17	0,29	0,66	4,3	2,48	0,73
<i>nr 31; pt5</i>	69,73	0,34	13,72	3,7	0,17	0,32	0,81	5,24	2,47	1,05
<i>nr 33; pt2</i>	73,08	0,32	13,81	3,57	0,11	0,3	0,58	3,68	2,05	0,66

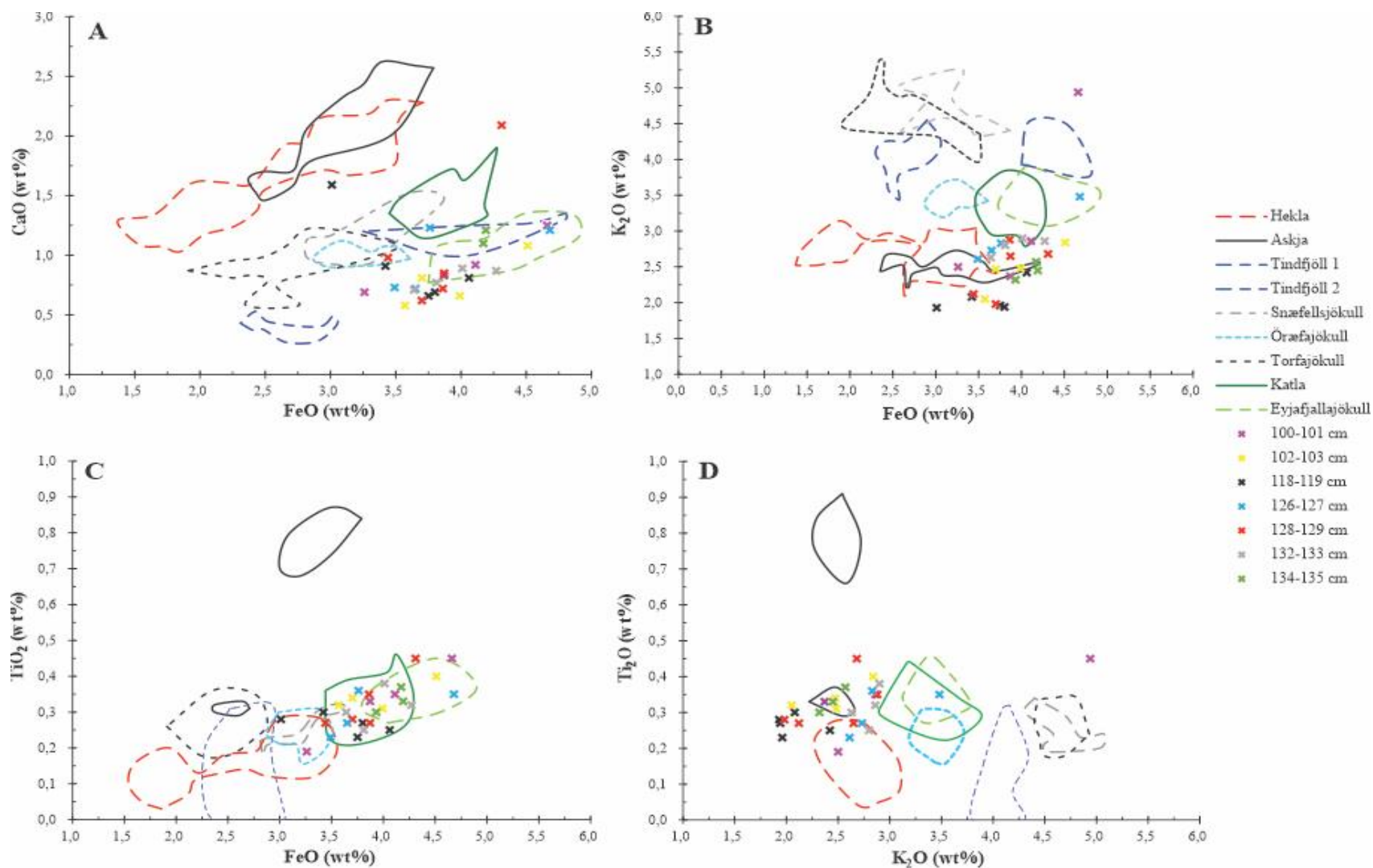
Dybdeintervall 118-119 cm – AD 1156-1183

Flesteparten av tefrapartiklene i dybdeintervallet 118-119 cm er tholeiittisk rhyolitt (markert som grønn firkant i Figur 4.4). To tefrapartikler skiller seg ut med et høyere alkalieinnhold på 7,54 wt% og 8,23 wt%, der førstnevnte også har et lavere SiO₂-innhold på 66,38 wt% og kan klassifiseres som dacitt.

I dybdeintervallet 118-119 cm varierer K₂O-innholdet fra 1,9-2,4 wt%, CaO-innholdet fra 0,7-1,6 wt%, TiO₂-innholdet fra 0,23-0,3 wt% og FeO-innholdet fra 3-4 wt%. Analysene er markert inn i biplottene som svart (Figur 4.8A-D). K₂O-innholdet i dette dybdeintervallet er lavere enn i de fleste andre analysene mellom 100-135 cm. Dette vises i K₂O/FeO-plottet der tefraen ligger i underkant av Askja og Hekla (Figur 4. 8B), og i TiO₂/K₂O-plottet der tefraen ligger til venstre for Askja og Hekla (Figur 4.8D). TiO₂-, CaO- og FeO-innholdet (figur 4.8A og C) viser derimot en tefra mer lik den fra Katla eller Eyjafjallajökull.

Dybdeintervall 126-129 cm – AD 886-967

I dybdeintervallet 126-127 cm, markert som magenta i Figur 4.4, varierer SiO₂-innholdet fra 69,9 wt% og alkalieinnholdet fra 6,31-8,28 wt%. Et av tefrapartiklene kan klassifiseres som alkalierhyolitt, et som tholeiittisk rhyolitt, mens to ligger på Kuno-linjen som skiller de to typene rhyolittene. I dybdeintervallet 128-129 cm, markert som oransje i Figur 4.4, varierer SiO₂-innholdet fra 67,44-71,3 wt% og alkalieinnholdet fra 6,85-7,69 wt%. Flesteparten av tefrakornene klassifiseres som tholeiittisk rhyolitt, der ett skiller seg ut til å være dacitt.

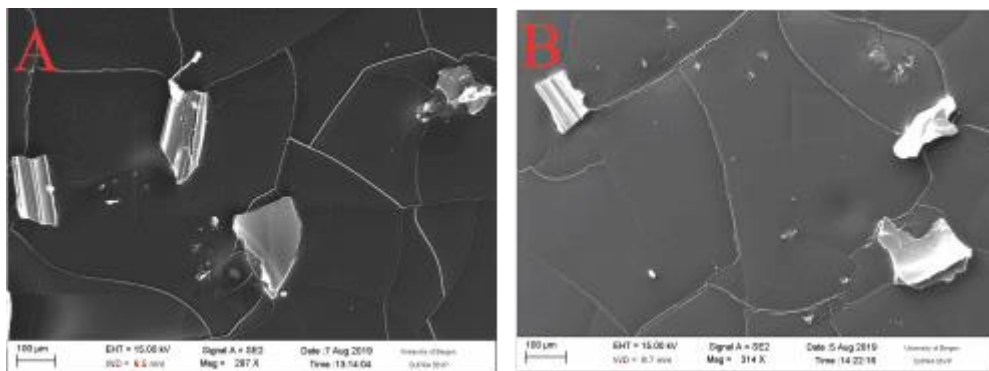


Figur 4.8: Geokjemisk analyseresultat i utvalgte biplott for dybdeintervallene 100-101 cm, 102-103 cm, 118-119 cm, 126-127 cm, 127-128 cm, 132-133 cm og 134-135 cm.. A: Biplott med CaO/FeO. B: Biplott med K₂O/FeO. C: Biplott med TiO₂/FeO. C: Biplott med TiO₂/K₂O. Den geokjemiske sammensetningen av rhyolittisk tefra til noen kjente islandske vulkaner er markert i biplottene (Harning et al., 2018)

I dybdeintervallet 126-127 cm, markert som lys blå i Figur 4.8A-D, varierer CaO-innholdet fra 0,7-1,2 wt%, FeO-innholdet fra 3,5-4,7 wt%, K₂O-innholdet fra 2,6-3,5 wt% og TiO₂-innholdet fra 0,23-0,36 wt%. I CaO/FeO-plottet er det stor spredning i analysene, der en tefrapartikkel legger seg i Katla, en i Eyjafjallajökull og to utenfor (Figur 4.8A). I K₂O/FeO-plottet er derimot analysene samlet i området mellom Katla, Hekla og Askja, med unntak av en tefrapartikkel som ligger i Eyjafjallajökull (Figur 4.8B). I TiO₂/FeO-plottet ligger tre av analysene i Katla, og ett i Eyjafjallajökull (Figur 4.8C). TiO₂/K₂O viser tre av analysene mellom Hekla og Katla, og ett midt i både Katla og Eyjafjallajökull. Resultatet av den geokjemiske analysen tyder på at det er ett tefrapartikkel som skiller seg fra de andre, og mye tyder på at det har et opphav fra Eyjafjallajökull. Dybdeintervallet 128-129 cm, markert som rød i Figur 4.8A-D, viser mange likhetstrekk som dybdeintervallet 126-127 cm. Unntaket er ett tefrapartikkel fra 126-127 cm med opphav fra Eyjafjallajökull, og en større spredning i TiO₂/K₂O-plottet der to av tefrapartiklene har et lavere K₂O-innhold enn både Askja og Hekla.

Dybdeintervall 132-135 cm – AD 724-805

Det er visuelle ulikheter mellom tefraen i dybdeintervallet 132-133 cm og 134-135 cm. Tefraen i dybdeintervallet 134-135 cm består av små luftbobler (Figur 4.9B), mens tefraen i dybdeintervallet 132-133 cm består av større flater, rettere linjer og ingen tydelige luftbobler (Figur 4.9A).



Figur 4.9: Bilde av tefra tatt med et Zeiss Supra 55 VP skanning elektron mikroskop. A: Bilde av den analyserte tefraen i dybde 132-133 cm forstørret 297 ganger. B: Bilde av den analyserte tefraen i dybde 134-135 cm forstørret 438 ganger.

SiO₂-innholdet varierer fra 70,22-73,0 wt% i dybdeintervallet 132-133 cm og fra 70,85-72,47 wt% i dybdeintervallet 134-135 wt%. Alkalieinnholdet varierer fra 6,12-6,63 wt% i dybdeintervallet 132-133 cm og 5,71-6,8 wt% i dybdeintervallet 134-135 cm. I TAS-diagrammet, markert som henholdsvis grå firkant og svart kryss i Figur 4.4, klassifiseres tefrapartiklene i dybdeintervallene til å være tholeiittisk rhyolitter.

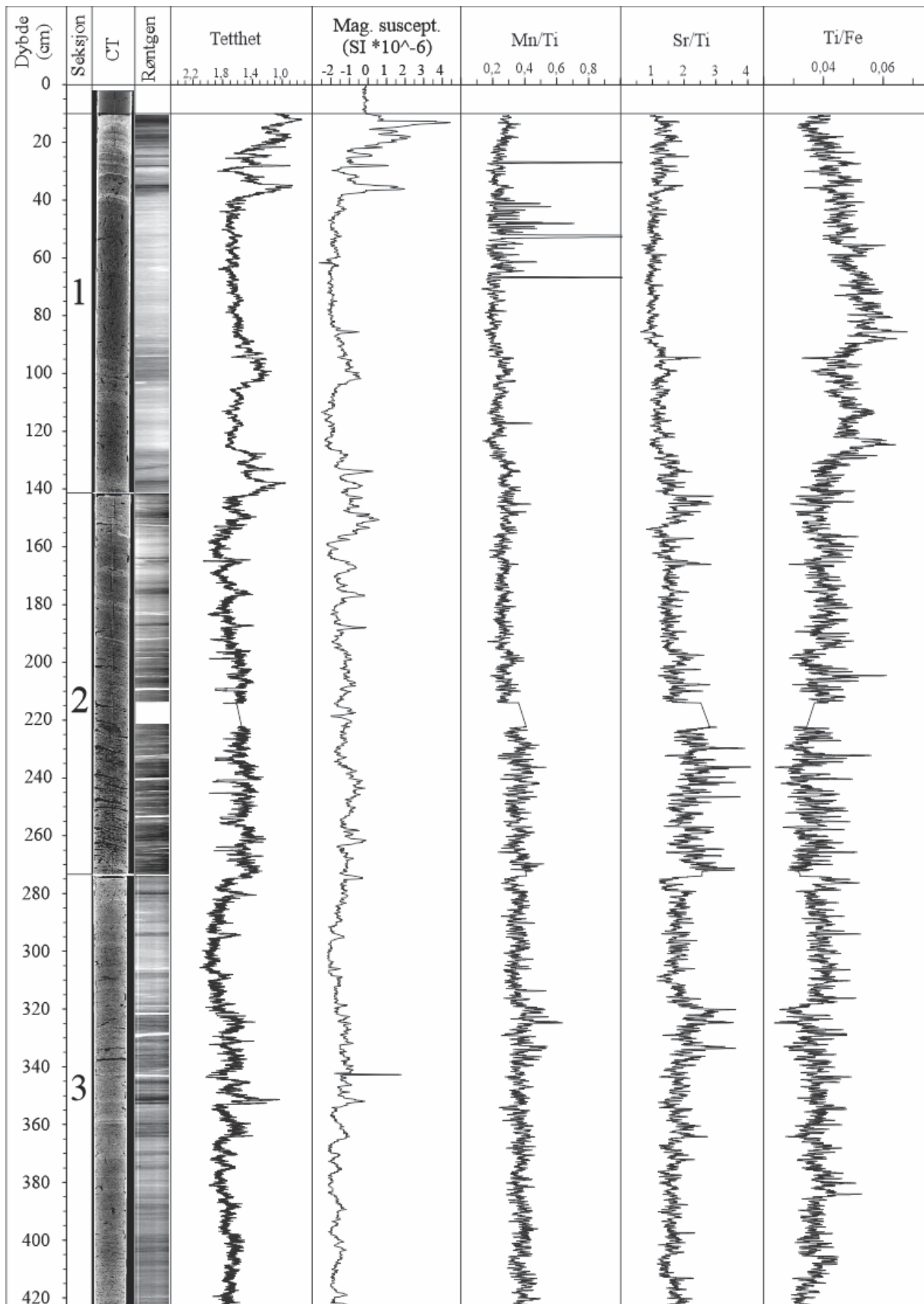
I dybdeintervallet 132-133 cm varierer FeO-innholdet fra 3,6-4,3 wt%, K₂O-innholdet fra 2,6-2,9 wt%, CaO-innholdet fra 0,7-0,9 wt% og TiO₂-innholdet fra 0,25-0,38 wt%. I dybdeintervallet 134-135 cm varierer FeO-innholdet fra 3,9-4,2 wt%, K₂O-innholdet fra 2,3-2,6 wt%, CaO-innholdet fra 0,6-1,21 wt% og TiO₂-innholdet fra 0,3-0,37. Det er størst ulikhet mellom de to dybdeintervallene i CaO-innholdet, der den er en del høyere i 134-135 cm. I biplottene, markert som henholdsvis grå og grønn i Figur 4.8A-D, er det likheter med de andre analyserte dybdeintervallene. CaO/FeO-plottet (figur 4.8A) viser en tefrasammensetning fra Eyjafjallajökull, eller Tindfjöll for partikler fra dybden 134-135 cm. K₂O/FeO-plottet viser derimot en tefra fra enten Askja eller Katla (Figur 4.8B). TiO₂/FeO-plottet viser en tefra fra Katla eller Eyjafjallajökull (Figur 4.8C), mens TiO₂/K₂O-plottet viser tefra fra Askja for 134-135 cm og noe imellom Askja, Hekla og Katla for 132-133 cm (Figur 4.8D).

4.3 Kjernerdata

Kjerne ALP216 er en homogen kjerne bestående av en mørk brun gytje. Visuelt er det ingen synlige sedimentære strukturer, men luftbobler kan ses gjennom hele kjernen. Figur 4.10 viser en sammenstilling av utvalgte XRF-parametere, magnetisk susceptibilitet, tetthet basert på røntgen linje-skann kamera, røntgenbilde og CT-bilde. Tettheten er opprinnelig målt for hver 200 µm, men tetthetsskurven i Figur 4.10 og 4.11 er et 10-punkts gjennomsnitt. XRF-element parameterne er et 5-punkts gjennomsnitt av målingene. CT-bildet sammenfaller godt med det visuelle inntrykket, der luftbobler kan ses gjennom hele kjernen. Bildet viser en mørk farge med innslag av lysere områder, der laminering kan ses i store deler av kjernen. 40-90 cm og 110-130 cm er to homogene områder med visuelt få eller ingen strukturer, men i de øverste 40 cm kan en tydelig laminering sees, der det helt i toppen er en mer rotete lagdeling. Mellom 220 cm og 270 cm er et område som inneholder mye luft. Den mørke fargen reflekterer en lav tetthet, noe som må ses i sammenheng med at luft gir en svart farge i CT. I motsetning til CT, viser røntgenbildet en tydelig laminering gjennom hele kjernen.

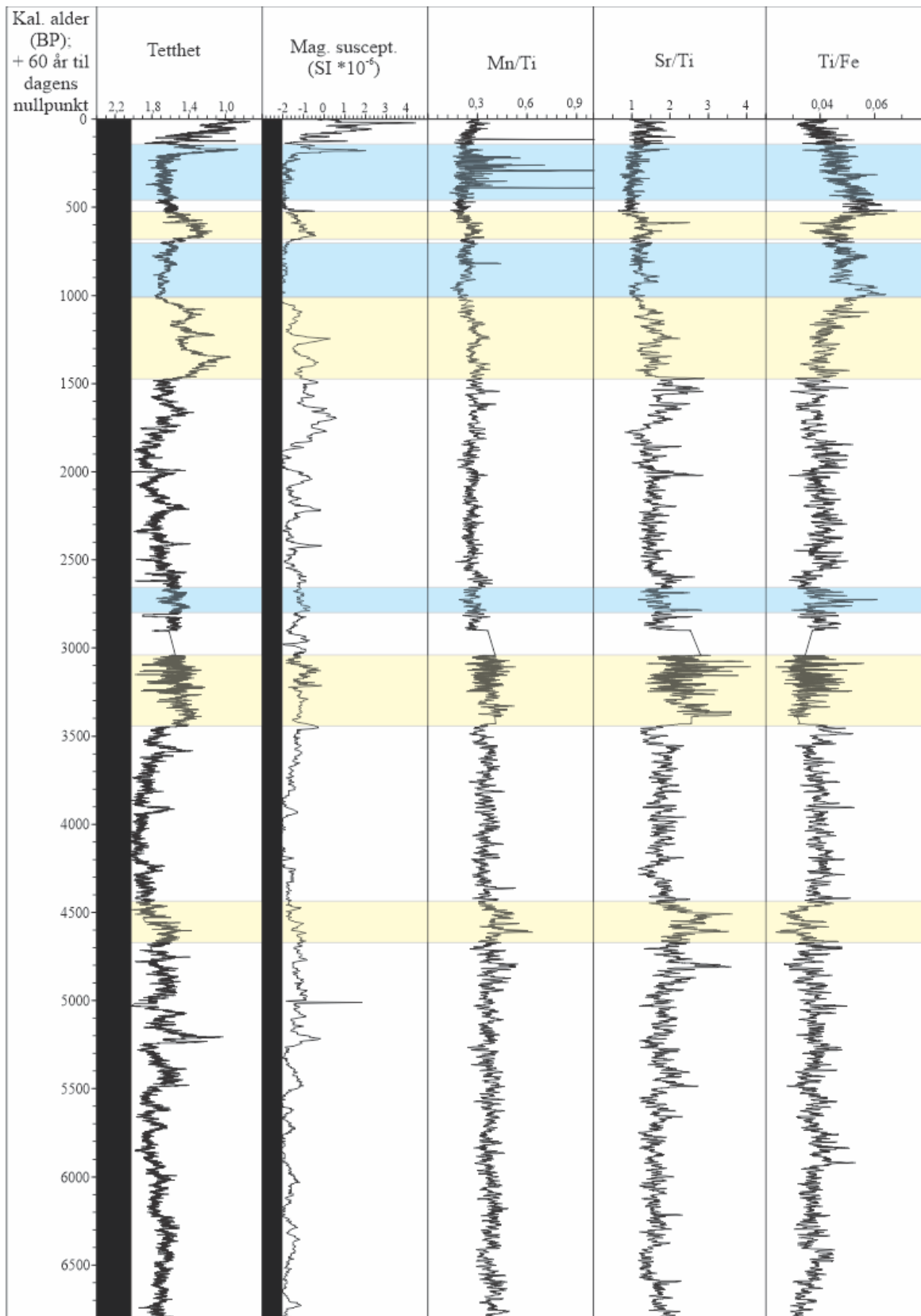
Tetthetskurven og magnetisk susceptibilitet sammenfaller godt gjennom hele kjernen, og i de øverste 40 cm av er det store variasjoner i begge. Tetthet viser utslag i øverste del ved 12 cm, 18,25 cm, 27,9 cm og 34,7 cm, og de sammenfaller godt med toppene til magnetisk susceptibilitet ved 13 cm, 18 cm, 28 cm og 36 cm. Resten av kjernen viser mindre variasjoner, men små utslag i tetthet og magnetisk susceptibilitet kan allikevel observeres. Ved 90-100 cm er det et utslag som kan ses både i tetthet og magnetisk susceptibilitet. Fra ca. 125-140 cm er det tre utslag i tetthet som sammenfaller bra med en økning i magnetisk susceptibilitet mellom ca. 130 og 150 cm. Ved ca. 350 cm kan et lite utslag i tetthet observeres, og et større utslag i magnetisk susceptibilitet kan observeres ved 342 cm.

XRF-parameterne er blitt normalisert for å fjerne bakgrunnsstøy, og i tillegg til bruk av et 5-punkts gjennomsnitt er dataene blitt mer informativ. Mn/Ti har tydelige variasjoner i øverste del fra 27-70 cm dybde. Resten av kjernen viser små variasjoner, men ved 116,5 cm og 323 cm kan to små topper observeres. Sr/Ti har små variasjoner i øverste del, men ved 94 cm, 145 cm og 165 cm kan tre små topper observeres. Fra 221-270 cm er mengden Sr/Ti noe større, og fra 317-330 cm kan en økt mengde korreleres med en bunn i Ti/Fe. Dette er et utslag som kan observeres i Ti/Fe, Sr/Ti og Mn/Ti, men det er ingen tydelig utslag i tetthet eller magnetisk susceptibilitet. Ti/Fe har en økende mengde frem til 85 cm, deretter en topp ved 124 cm og 203 cm.



Figur 4.10: Kjernelogg av kjerne ALP216 med CT-bilde, røntgenbilde, magnetisk susceptibilitet og XRF-parameterne Mn/Ti, Sr/Ti og Ti/Fe. Tetthetskurven er 10-punktsgjennomsnitt og XRF-parameterne er 5-punkts gjennomsnitt av målingene.

Parameterne er videre blitt plottet opp mot alder for lettere å kunne korrelere de opp mot geologiske og/eller historiske hendelser (Figur 4.11). En del data er blitt tydeliggjort av å bli plottet mot alder, der blant annet variasjoner i tetthet og varigheten til utslagene kommer tydeligere frem. De nederste 3300 årene viser i hovedsak høy stabilitet, men enkelte utslag forekommer. Utslagene i XRF-parameterne i 317-330 cm er fra ca. 4400-4700 år siden, noe som tilsvarer en varighet på 300 år. Fra 3000-3300 år siden er en tidsperiode med store variasjoner i målingene. Dette kan observeres i alle parameterne, men variasjonene er mindre i magnetisk susceptibilitet. Sammenlignet med CT-bildet (Figur 4.10) tilsvarer dette et område med mye luft. Mellom 1000 år og 1500 år siden er det et stort utslag i tetthet. I dette utslaget er det tre toppe med ulik varighet med henholdsvis 250 år, 100 år og 150 år. Toppene korrelerer bra med noen mindre toppe i magnetisk susceptibilitet, men kan ikke ses i XRF-parameterne med unntak av en økning i Ti/Fe. Mellom 500 år og 700 år siden (tilsvarende 90-100 cm i Figur 4.10) er det et tydelig utslag i magnetisk susceptibilitet, tetthet og Sr/Ti. Det er også en liten økning i Mn/Ti, mens Ti/Fe-forholdet er lavt. I de øverste 200 årene er det store variasjoner i tetthet og magnetisk susceptibilitet, men de siste 150 årene viser en tydelig økende trend. De store utslagene i Mn/Ti i øverste del har en varighet på ca. 250 år, og ligger midt i tidsperioden til «den lille istiden» som er markert inn som det øverste lys blå området i Figur 4.11.



Figur 4.11: Kjernelogg av kjerne ALP216 med tetthet, magnetisk susceptibilitet og XRF-parametrene Mn/Ti, Sr/Ti og Ti/Fe plottet mot alder (BP) + 60 år til dagens nullpunkt. Blå markerer klimavariasjoner i holocen, tilsvarende «den lille istid», middelalderiske varmeperiode og 2,8 ka-hendelsen. Gult område markerer utvalgte utslag i kjernen.

5 DISKUSJON

Diskusjonen tar for seg tematikken fra resultatdelen, og ulike aspekt ved aldersmodellen, tefraidentifikasjon og endringer i dreneringen er blitt diskutert. Aldersmodell er et viktig hjelpemiddel både ved tefrakronologi og til kobling av ulike geologiske og historiske hendelser opp mot kjernedata. Dateringene må ha en høyest mulig presisjon, og det er viktig å ha forståelse for både usikkerheten og kalibreringen til radiokarbondateringene (^{14}C).

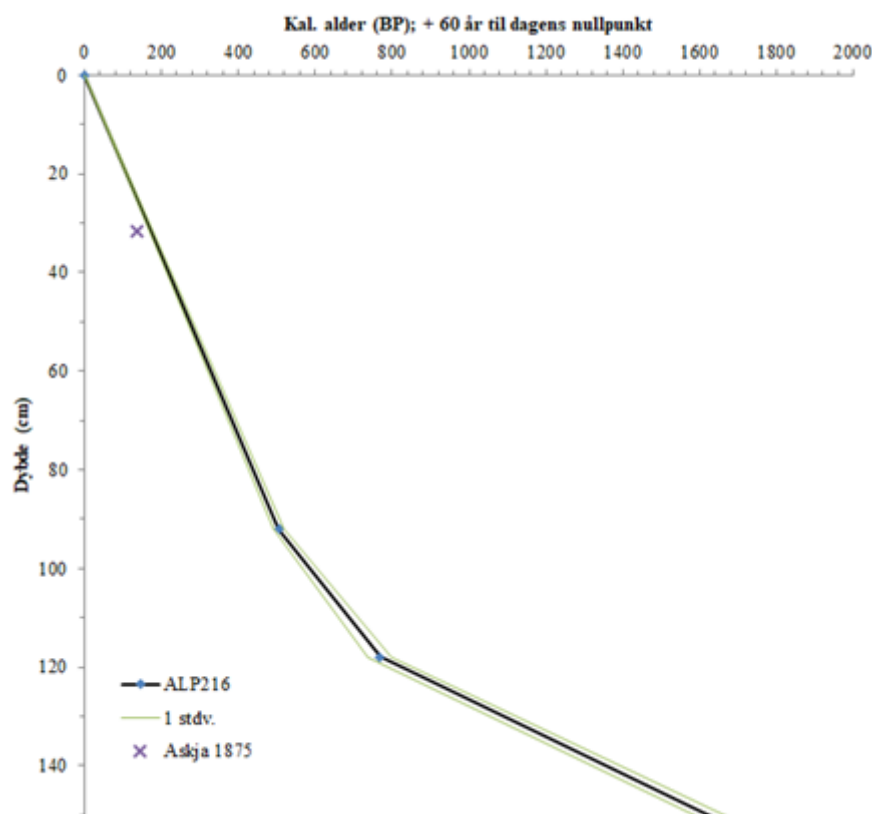
Dateringene og sedimentasjonsraten er blitt tolket, og videre sammenlignet med kjerne ALP116 fra Nesje et al. (2014). Videre er de geokjemiske analysene blitt tolket og diskutert med hensyn til kildeområde og korrelering til et spesifikt utbrudd. Til slutt er kjerneloggene blitt tolket, der mulige endringer i dreneringsområdet er blitt lokalisert. Endringene er videre koblet opp mot ulike klimatiske hendelser i holocen.

5.1 Aldersmodell og sedimentasjonsrate

Aldersdatering er viktig for plassering av stratigrafien i riktig tid, slik at f.eks. tefralag og/eller andre geologiske og historiske hendelser kan bli plassert riktig inn i stratigrafien. Ved bruk av andre datasett eller en annen interpolasjon vil aldrene og/eller aldersmodellen kunne endre seg, og det er derfor viktig å ha forståelse for hvilke datasett man bruker. Presisjonen til dateringene er en viktig faktor å vurdere, og en størst mulig presisjon er noe som bør bestrebes. Aldersmodellen til kjerne ALP216 baserer seg på en lineær interpolasjon mellom ^{14}C dateringer. Usikkerheten til de ulike dateringene varierer stort. 92 cm, 118 cm, 155-156 cm 220-221 cm, 265 cm, 305 cm og 420 cm er dateringer med lavere usikkerhet. På bakgrunn av den høye sannsynligheten av sigma 1, vil gjennomsnittet av sigma 1-intervallet kunne gi en estimert alder nærmest mulig den reelle alderen. Dateringene fra 350 cm og 394 cm har en høyere usikkerhet. En utflating i kalibreringskurven gir problemer med estimeringen av en presis alder, men i forhold til de andre dateringene passer de estimerte aldrene inn i aldersmodellen.

Kjente historiske tefralag kan brukes til justering av aldersmodellen. Resultatet av tefratellingene viser at mange av de basaltiske og rhyolittiske telletoppene sammenfaller med kjente islandske utbrudd (Figur 4.3). Antall basaltiske utbrudd i historisk tid er mange, og en korrelering av de basaltiske telletoppene til et spesifikt utbrudd er derfor vanskelig. Ut ifra de få basaltiske tefrakornene og mangel på geokjemisk analyse, kan ikke en korrelering av basaltiske tefralag til et spesifikt utbrudd verifiseres. De rhyolittiske utbruddene er færre, og en

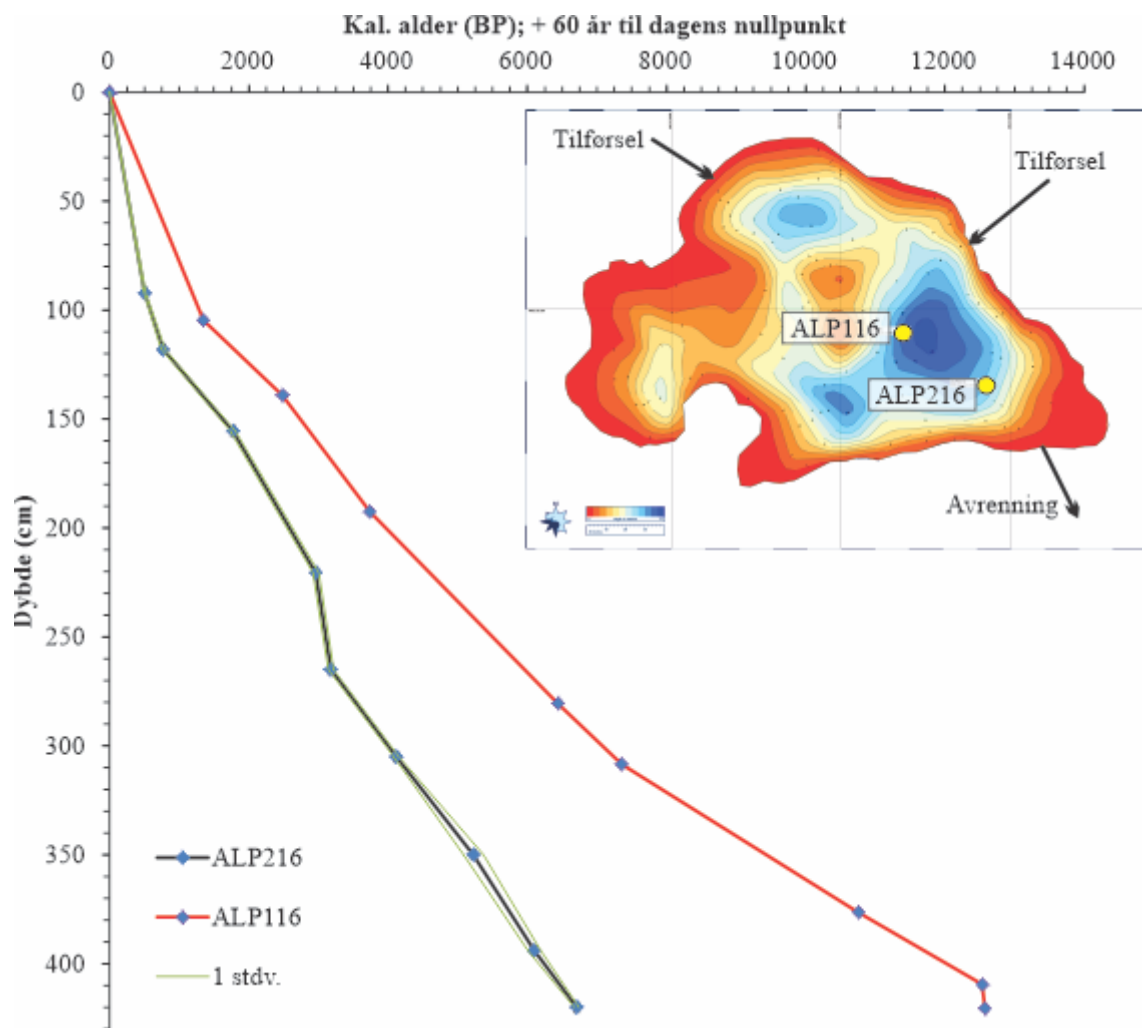
korrelering til et spesifikt utbrudd kan være lettere. Basert på de geokjemiske analysene kan flesteparten av telletoppene fra Figur 4.3 ikke korreleres til kjente rhyolittiske utbrudd, men det finnes ett unntak. Tefrapartikkelen fra Askja i dybdeintervallet 31-32 cm sammenfaller bra med telletoppen ved 30 cm og Askja 1875-utbruddet. Figur 5.1 viser tefrapartikkelen plottet inn i aldersmodellen, og dette kan indikere at aldersmodellen i øverste del er god. Problemet med å bruke tefrapartikkelen til en evt. justering av aldersmodellen, er at det ikke er mulig å fastslå en nøyaktig posisjon av tefralaget i stratigrafien basert på en tefrapartikkel.



Figur 5.1: Figuren viser tefrapartikkelen i dybdeintervall 31-32 cm plottet inn i øverste del av aldersmodellen som Askja 1875.

Sedimentasjonsraten er varierende gjennom kjernen. Den stabile sedimentasjonsraten nederst, tyder på stabile avsetningsforhold i vannet i denne tidsperioden. Mellom 265 cm og 220,5 cm (1228-1018 f. kr.) skjer en økning i sedimentasjonsraten, og årsaken kan blant annet være et endret avsetningsmønster og/eller økt nedbør. På bakgrunn av en omtrentlig lik sedimentasjonsrate både før og etter, tyder dette på at det er forårsaket av en klimatisk endring. Det er også en mulighet at endringen i sedimentasjonsraten ikke er reell. I kjerne ALP116 fra samme basseng (Nesje et al., 2014), vises ingen tydelig endring i

sedimentasjonsraten (Figur 5.2), og det er mulig at en økning i sedimentasjonsraten heller ikke er tilfellet i kjerne ALP216. Usikkerhet rundt dateringene eller et stratigrafisk problem kan føre til en tilsynelatende økt sedimentasjonsrate. En årsak kan være forurensning av karbon i dateringene fra 220-221 cm og 155-156 cm. Dette gir en økt tilførsel av karbon i dateringsmaterialet, noe som vil føre til en for høy alder. Den reelle sedimentasjonsraten i dette tilfellet vil da være lik helt opp til 118 cm. En annen årsak kan være for lite karbon i de nederste dateringene. Det kan f.eks. komme av en re-sedimentasjon, der f. eks. planterester tidligere kan ha blitt avsatt andre steder i nedbørsfeltet. Sannsynligheten er liten for at dette er tilfellet for alle de fire nederste dateringene, men to av dateringene har en veldig høy usikkerhet. En tredje årsak kan være et stratigrafisk problem. CT-bildet (Figur 4.10) viser i dybdeintervallet 220,5-265 cm store mengder luftrom, og et materiale som muligens kan ha blitt dratt i lengderetning. Dette fører til at dateringene fra 265 cm og nedover i realiteten tilsvarer et høyere dyp. Konsekvensen av dette er en tilsynelatende økt sedimentasjonsrate mellom 265 cm og 220,5 cm, mens det reelle tilfellet er en omtrentlig lik rate helt opp til 118 cm. Alder-dybde forholdet vil i dette tilfellet forbli det samme nedover i kjernen. Sedimentasjonsraten i øverste del av kjernen kan muligens være kunstig høy pga. veibyggingen de siste 70 årene. Veibygging og veitrafikk har potensiale til å øke tilførselen av materiale (f. eks. fyllmasse, veistøv) til vannet.



Figur 5.2: Sammenligning av aldersmodellen til ALP216 med dateringene fra ALP116. Aldrene til ALP116 er gjennomsnittet av alderen BP hentet fra artikkelen til Nesje et al. (2014); + 60 år til dagens nullpunkt. Dybden er gjennomsnittsdybden for hvert dybdeintervall. I høyre hjørne viser dybdekartet laget av Kristian Vasskog, med inntegnet tilførsel og avrenning.

Figur 5.2 viser en sammenligning av aldersmodell mellom kjerne ALP216 fra denne studien og kjerne ALP116 fra Nesje et al. (2014). For å få et likt sammenligningsgrunnlag med aldersmodellen til kjerne ALP216, er alderen for kjerne ALP116 basert på gjennomsnittet av kal. år BP + 60 år (dateringene kal. år BP er hentet fra artikkelen til Nesje et al. (2014)). Sammenligningen viser at det kan være store forskjeller i sedimentasjonsraten ulike steder i samme basseng. Sedimentene i nederste del av kjerne ALP116 er nesten dobbelt så gammel som i kjerne ALP216, og årsaken er en generell høyere sedimentasjonsrate gjennom hele kjerne ALP216. Ulikheten mellom kjernene forekommer ved lokasjonen i bassenget (Figur 5.2). For mens kjerne ALP116 er fra vestsiden i nærheten av den dypeste delen av bassenget, er kjerne ALP216 fra sørøst-siden nærmere utløpet. Kjerne ALP216 i større grad påvirket av

dreneringen i vannet, noe som kan føre til en økt sedimentasjon. Den generelle vindretning vil også kunne påvirke sedimentasjonen ved å skape en bevegelse i vannet. I dette området er den generelle vindretningen fra vest (vestavindsbeltet), noe som kan føre til en bevegelse i vannet fra vest mot øst. Dette kan føre til en høyere sedimentasjonsrate øst i vannet. Viktigheten av å vurdere faktorer som kan påvirke sedimentasjonsraten er essensiell ved planlegging av prøvetakingssted.

5.2 Identifikasjon av tefra

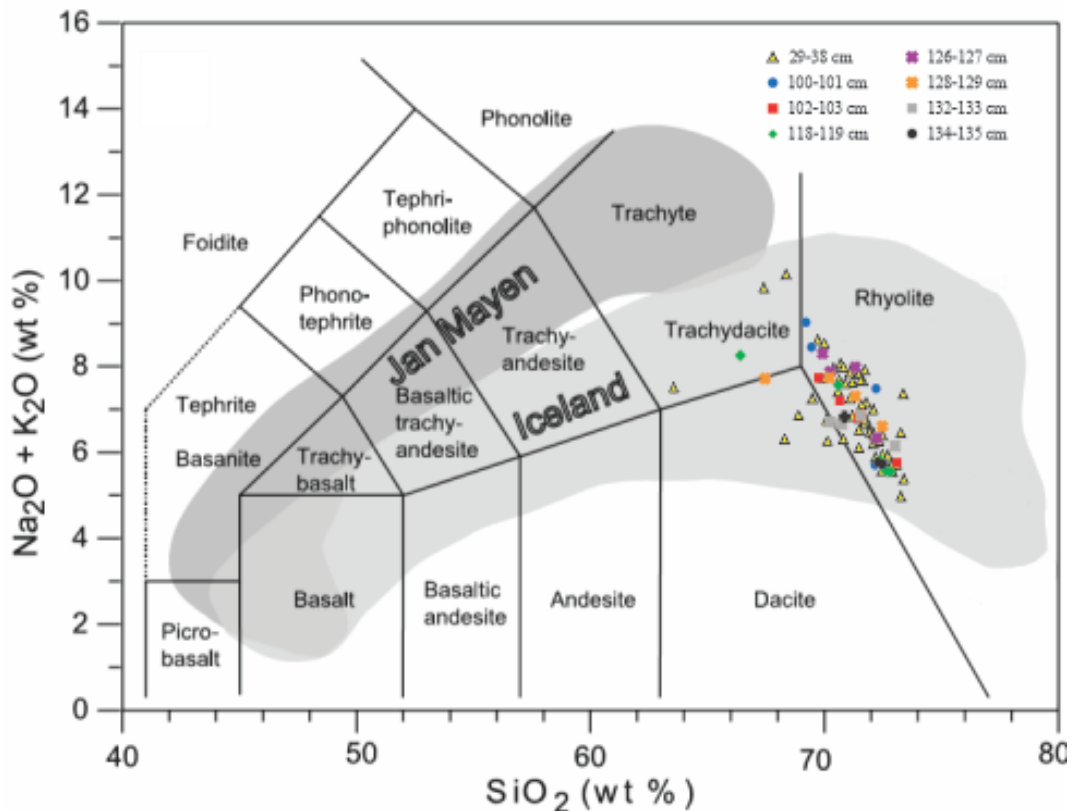
Geokjemisk analyse er en vanlig metode for å korrelere tefra til erupsjonskilden, og en kombinasjon av datering, morfologi og geokjemisk analyse øker kvaliteten til eventuelt identifiserte tefralag. En del vulkanske system har en veldig lik geokjemisk sammensetning som kan skape problemer med korrelering til riktig kilde. I historisk tid, spesielt etter 1700-tallet er det stor tetthet med antall identifiserte tefralag, der det blant annet er flere utbrudd fra samme kilde med kort tidsintervall.

Transport- og avsetningsmekanisme er viktige mekanismer å ha kunnskap om for å kunne korrelere tefra opp mot ulike vulkanske system, og i lakustrine vann foregår tefrtransport i hovedsak med vindtransport. Avsetning ved gravitasjon er vanlig, men tefra kan også bli avsatt fra nedbørsfeltet eller mellomlagret på fonn eller isbreer, og ført inn i vassdraget flere hundre år senere etter smelting av isen. Norge er i hovedsak påvirket av vestavindsbeltet, og det gjør at luftmasser fra den nordatlantiske regionen treffer norskekysten. Det er dermed høy sannsynlighet for at tefra avsatt i Vest-Norge har en opprinnelse fra den nordatlantiske regionen. Regionen har to aktive vulkanske provinser, og tidligere tefrakronologisk arbeid viser at flest identifiserte tefralag er av islandsk opprinnelse (Haflidason et al., 2000).

Produksjonsmekanismen er en annen viktig mekanisme som bestemmer både den geokjemiske og petrografiske sammensetningen. I den nordatlantiske regionen er faktorer som blant annet gassinnhold og avstand til spredningsrygg med på å avgjøre den geokjemiske sammensetningen. Vulkanske system nærmest spredningsryggen produserer tefra fra den tholeiittiske bergartsserien, mens økt avstand fra spredningsryggen fører til økt alkalieinnhold (Jakobsson, 1979b). For å kunne korrelere tefralag til ulike vulkanske system er det viktig med kunnskap om erupsjonskilden, f.eks. produserer eksplosive utbrudd en rhyolittisk tefra (Schminke, 2004).

5.2.1 Kildeområdet

For å skille tefra fra de to ulike vulkanske øyene i den nordatlantiske regionen kan et TAS-diagram brukes. Wallrabe-Adams og Lackschewitz (2003) har utviklet en oversikt over den totale mengden alkalier i forhold til silika for begge øyene. Dette er en viktig geokjemisk sammensetning som brukes for å skille tefra fra ulike vulkanske provinser og til identifikasjon av ulike typer tefra. På bakgrunn av komposisjonsområdet til Wallrabe og Lackschewitz (2003), er alle analyserte tefrapartikler av islandsk opprinnelse (Figur 5.3).



Figur 5.3: De geokjemiske analysene plottet inn i et TAS-diagram. Lys grå markerer islandsk tefra, mørk grå markerer tefra fra Jan Mayen. TAS-diagram er fra Le Bas et al. (1986) og de grå komposisjonsområdene med islandsk og Jan Mayen tefra er fra Wallrabe og Lackschewitz (2003).

De fleste tefrapartiklene i analysene har en veldig lik geokjemisk sammensetning. Basert på de geokjemiske analysene kan tefrapartiklene ikke korreleres til en tydelig kilde. Den geokjemiske sammensetningen av tefrapartiklene indikerer flere ulike vulkanske system. CaO/FeO-plottet (Figur 4.6) viser at tefrapartiklene har en geokjemisk likhet med Eyjafjallajökull, men K₂O-innholdet og til dels FeO-innholdet er derimot for lavt til at partiklene kan korreleres direkte til dette vulkanske systemet. TiO₂/FeO-plottet (Figur 4.6) viser at tefrapartiklene har en geokjemisk likhet med Katla, men CaO- og K₂O-innholdet er

for lavt til en direkte korrelasjon. K_2O/FeO -plottet og TiO_2/K_2O -plottet (Figur 4.6) viser mye av vanskeligheten med korrelasjon til de ulike vulkanske systemene. Partiklene i disse plottene har en geokjemisk likhet mellom tre ulike vulkanske system (Katla, Hekla og Askja). En mulig tolkning av kildeområdet er at målingene av K i de geokjemiske analysene er for lave, noe som fører til at partiklene tilhører den overgangsalkaliske bergartsserien og har en kilde fra Katla. Tefrapartiklene viser også en petrografisk ulikhet, og det tyder på ulik kilde. Det er derfor sannsynlighet at dybdeintervallene inneholder en blanding av tefra fra ulike kilder.

Det finnes unntak der to tefrapartikler i to ulike dybdeintervall er blitt korrelert opp mot et vulkansk system. I dybdeintervallet 30-31 cm er en tefrapartikkel identifisert til å ha en opprinnelse fra det vulkanske systemet til Askja, og i dybdeintervallet 126-127 cm er en tefrapartikkel fra det vulkanske systemet til Eyjafjallajökull blitt identifisert.

5.2.2 Tefrakorrelasjon

I dybdeintervallet 126-127 cm (tilsvarende AD 940-967) ble ett tefrakorn fra det vulkanske systemet til Eyjafjallajökull identifisert. Eyjafjallajökull har hatt flere utbrudd i historisk tid, der utbruddet i 2010 er det mest omtalte. I tillegg til utbruddet i 2010, har vulkanen også hatt utbrudd i AD 1821-1823, 1612, 920 og 6-7 århundre (Dugmore et al., 2013). Stratigrafisk korrelerer dette bra med utbruddet i AD 920, men tefra fra dette utbruddet er ikke funnet andre steder enn ved Eyjafjallajökull (Dugmore et al., 2013). Sannsynligheten er stor for at tefrapartikkelen ikke er fra dette utbruddet, men at det kan ha en opprinnelse fra et senere utbrudd med en større utbredelse. Utbruddet i AD 1821-1823 kan og utelukkes basert på at det var et lite utbrudd med en liten tefraproduksjon (Larsen et al., 1999).

I dybdeintervallet 31-32 cm (tilsvarende AD 1892-1899) ble ett tefrakorn fra det vulkanske systemet til Askja identifisert. På bakgrunn av den stratigrafiske plasseringen, tidsperioden og tidligere funn av tefra fra Askja 1875-utbruddet i Myklevatnet (Nesje et al., 2014), har dette tefrapartikkelen en opprinnelse fra Askja 1875-utbruddet. De resterende tefrakornene i det samme dybdeintervallet eller omkringliggende dybdeintervall kan ikke korreleres til Askja 1875-utbruddet. Tefra fra dette utbruddet har et distinkt høyt TiO_2 -innhold og MgO -innhold (Larsen et al., 1999), og dette er noe de resterende tefrapartiklene ikke inneholder.

Flesteparten av partiklene hadde en mulig tolkning av en opprinnelse fra det vulkanske systemet til Katla. Hvis tefrapartiklene har en opprinnelse fra dette vulkanske systemet, er et spørsmål om hvilket utbrudd viktig å fastslå. Katla har hatt flere utbrudd i historisk tid, der de

fleste er basaltiske. Den rhyolittiske komponenten fra Katla har endret seg over tid, der veddeasken ser ut til å ha en annen morfologi og geokjemisk sammensetning enn i historiske utbrudd (Larsen et al., 2001). Tefrapartiklene fra analysene har en morfologi bestående av blant annet store flater, uten små luftbobler, og dette tyder på en lik morfologi til veddeasken.

Vulkanske avsetninger i lakustrine vann kan ofte observeres i større vertikale områder i stratigrafien. Dette kan være et problem for å kunne fastslå en nøyaktig posisjon i stratigrafien avsetningen er fra. Tefra kan bli observert både høyere og lavere i stratigrafien, og det er flere årsaker til dette. Innvasking av sediment fra nedbørsfeltet fører til at tefra kan bli lokalisert høyere opp i stratigrafien. Hvor høyt opp i stratigrafien avhenger av den totale mengden avsatt tefra, størrelsen på nedbørsfeltet, topografi og vegetasjon. Bioturbasjon og miksing i grenseområdet mellom sediment og vann fører til omarbeiding av eldre sediment, og dette fører til en nedadgående migrasjon av tefrapartikler. Røtter fra vegetasjon i nærheten kan også føre til en nedadgående migrasjon (Davies et al., 2007).

5.3 Klimavariasjoner

5.3.1 Endringer i dreneringsområdet

På bakgrunn av sedimentasjonsraten beskrevet i 5.1 og de små endringene i XRF-parametrene gjennom hele kjernen, er det ingen store endringer i avsetningsmiljøet i vannet, med unntak av øverste del av stratigrafien. I øverste del er det store variasjoner både i magnetisk susceptibilitet og tetthet. Bulktetthet i sedimenter er i stor grad påvirket av vanninnhold, og vil normalt øke med tid og dybde (Jepstein et al., 1997). De lave tetthetsverdiene gjennom kjernen kan reflektere et høyere innhold av terrestrisk materiale. På grunn av veiarbeid og menneskelig påvirkning de siste årene, må det vises forsiktighet med tolkning av den øverste delen av kjernen.

Mn/Ti er en indikasjon på redoks-forholdene i vannet. Godt mikset vann inneholder mye oksygen, men ved en stratifisering kan nedre del få et anaerobt forhold. Årsaken kan være endring i vanddybde, biologisk aktivitet, høy sedimentasjonsrate, temperaturendring, økt nedbør eller et endret vindregime. En stratifisering er vanlig hver sesong, men dype vann kan være stratifisert over en lengre periode (Davies et al., 2015). Mn/Ti er også brukt som indikator til tefraidentifikasjon. En test Balasico et al. (2015) gjennomførte, viste derimot ingen utslag på Mn/Ti ved lave konsentrasjoner av rhyolittisk mikrotefra. Kylander et al. (2011) viser til at topper i Mn/Ti kan komme av en økt oksygenering, der årsaken er et fall i

vannivå. Toppene observert i Myklevatnet mellom år 200 og 400 år siden kan ha en lignende årsak, men i motsetning til Kylander et al. (2011) der Mn/Ti toppen varer over en lengre periode, er toppene i Myklevatnet kortvarige og mange. Dette kan tyde på at årsaken er temperatur, vind og/eller nedbør.

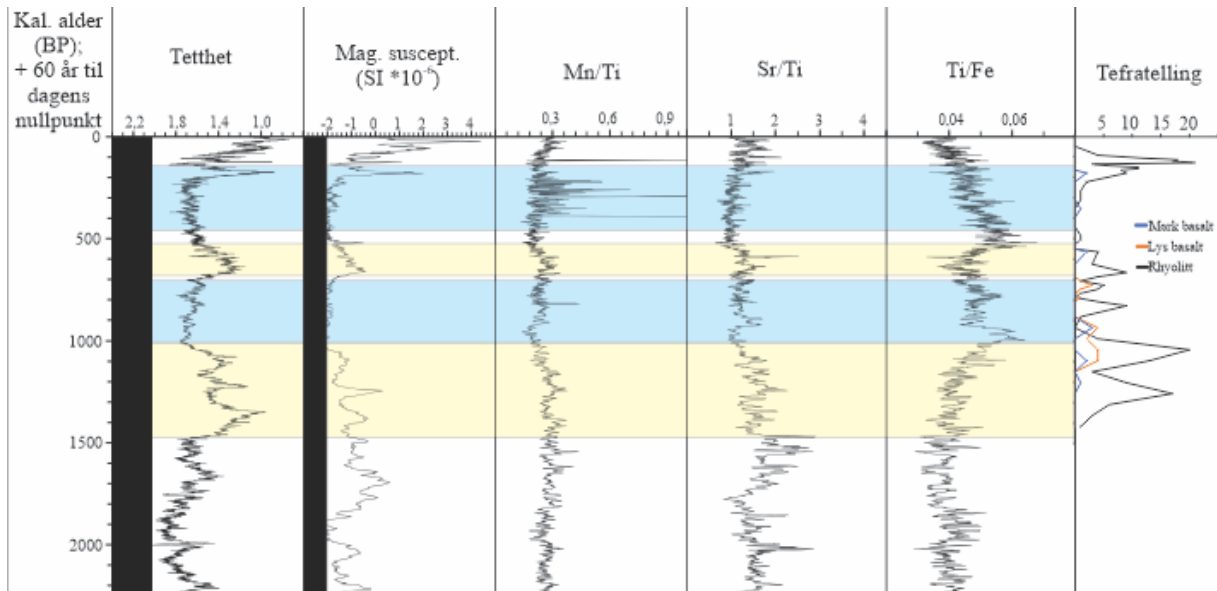
Ti er en god indikator på blant annet avrenningen og tilførselen fra nedbørsfeltet, og regnvann vil kunne påvirke Ti-innholdet (Metcalf et al., 2010; Davies et al., 2015). Utslaget i tetthet, magnetisk susceptibilitet, Mn/Ti og Sr/Ti for ca. 500-700 år siden, i tillegg til lavere nivåer av Ti/Fe, tyder på en nedgang i Ti (Figur 5.2). Metcalf et al. (2010) forklarer et Ti-innhold lavere enn gjennomsnittet kan kobles til tørke. Det er ingen arkiv som tilsier at det har vært tørke i ytre Nordfjord i denne perioden, men årsaken kan derimot være våtere forhold i tiden før og etter. Økningen i tetthet og magnetisk susceptibilitet tyder derimot på økt tilførsel av minerogent materiale. For 4400-4700 år siden kan de samme utslagene sees, men det er noen distinkte ulikheter med blant annet ingen utslag i magnetisk susceptibilitet og et enda lavere Ti/Fe-forhold. Årsaken kan være en tørrere periode med nedsatt avrenning.

Nesje et al. (2014) viser til en økt LOI og vanninnhold mellom 3700 b2k, og topper i 1900 b2k og 1200 b2k. Dette er tolket til økt produksjon av organisk materiale. Dette kan ikke ses i noen utslag i kjerne ALP216, men en veldig lav tetthet og magnetisk susceptibilitet kan observeres. Videre vises det også til et minimum i LOI og vanninnhold i ca. 2500 b2k, 2200 b2k og 2000 b2k. Minimumene mellom 2000 b2k og 2500 b2k kan korreleres med tre små topper i tetthet og magnetisk susceptibilitet (Nesje et al., 2014).

5.3.2 Klimatiske hendelser

Toppene i Mn/Ti og det høye Ti/Fe forholdet i øverste del korrelerer bra med «den lille istid» fra AD 1550-1920 (den øverste lys blå markeringen i Figur 5.2). I Vest-Norge var økt vinternedbør i kombinasjon med lave sommertemperaturer hovedårsaken til at breene begynte å vokse (Nesje et al., 2008). Myklevatnet var ikke påvirket av breer i denne perioden, men en økt vinternedbør er nok tilfellet i dette området også. Konsekvensen av dette vil være en økt tilførsel og avrenning, men også mindre temperaturforskjeller i vannet. Mn/Ti-forholdet kan derfor reflektere den økte nedbøren. Den middelalderske varmeperioden fra ca. AD 1000-1300 (den nederste lys blå markeringen i Figur 5.4) viser stabile parametere. Ti/Fe-forholdet er noe lavere enn i tiden før og ved starten av «den lille istid». Tettheten i denne perioden er stabilt lav, noe som kan tyde på en økt mengde terrestrisk materiale. Den middelalderske varmeperioden og «den lille istid» viser store likheter i parameterne, der blant annet en stabilt

lav tetthet kan observeres. Dette kan komme av en økt mengde terrestrisk materiale i begge periodene, men i den middelalderske varmeperioden vil årsaken være høyere temperatur, mens i «den lille istid» vil årsaken være økt nedbør. Hverken 2.8 ka hendelsen eller 4.2 hendelsen vises tydelig i denne kjernen.



Figur 5.4: Utsnitt av øverste del av Figur 4.11, inkludert tefratellingene. Området markert med blå viser tidsintervallet for «den lille istid» og varmeperioden i middelalderen. Området markert med gult viser utvalgt utslag i parameterne.

5.3.3 Tefraavsetning og klima

Funn av veddeaske så høyt i stratigrafien tyder på en re-sedimentasjon fra nedbørsfeltet. Økt nedbør fører til mer vannføring i elven og økt erosjon. Lengre opp i nedbørsfeltet til Myklevatnet ligger blant annet Setrevatnet og Røykvatnet som kan virke som en sedimentfelle, og tidligere avsatt tefralag kan bli transportert derfra. Er dette tilfellet i denne studien, tyder det på at høyereliggende vann kan mate lavereliggende vann med tefrapartikler i veldig lang tid. Hvis økt erosjon fører til mer transport og avsetning av veddeasken, betyr det at tellelippene bør kunne korreleres mot «den lille istid». Figur 5.4 viser at dette ikke er tilfellet, og «den lille istid» sammenfaller med et dybdeintervall i tellingen bestående av veldig få tefrakorn. Basert på kornstørrelsen på tefrapartikler, betyr dette at en økning i avrenning fører til en videretransport av partiklene.

6 KONKLUSJON

- Kjerne ALP216 er en 422 cm lang kjerne der stratigrafien dekker ca. de 7000 siste årene. Aldersmodellen er tolket til å være god i øverste del, basert på en mulig tefrakorrelasjon med Askja 1875 i telletoppen ved 30 cm.
- En sammenligning med kjerne ALP116 fra samme basseng, viser betydelige forskjeller i sedimentasjonsrater. Sedimentasjonsraten er generelt høyere i kjerne ALP216 enn i kjerne ALP116. Faktorer som påvirker avsetningen virker ulikt i bassenget, og det har mye å si for mengde materiale avsatt i ulike lokasjoner innenfor samme basseng.
- En endring i sedimentasjonsraten mellom 220,5 cm og 265 cm i kjerne ALP216 kan forklares med en klimatisk hendelse, men på bakgrunn av at det ikke er gjort funn av en endret sedimentasjonsrate i ALP116, er det mulig at dette ikke er en reell økning i sedimentasjonsraten.
- Basert på de geokjemiske analysene er én tefrapartikkel fra dybdeintervall 31-32 cm identifisert til å ha en opprinnelse fra Askja 1875 utbruddet. Dybden partikkelen er funnet på, sammenfaller bra med aldersmodellen. En annen tefrapartikkel er korrelert til å ha en opprinnelse fra Eyjafjallajökull, men en korrelering til et spesifikt utbrudd har ikke vært mulig.
- De geokjemiske analysene viser ingen tydelig kildeområde for de resterende tefrapartiklene, med unntak av at de har en islandsk opprinnelse. En tolkning av kildeområde er gjort basert både på de geokjemiske analysene og det visuelle, og mye tyder på at flere av tefrapartiklene har en opprinnelse fra det vulkanske systemet til Katla, og kan knyttes til veddeasken.
- Ulike endringer i dreneringsfeltet kan observeres, og det mest distinkte er store variasjoner i Mn/Ti som korrelerer bra med «den lille istid».
- Basert på lokasjonen til veddeasken i stratigrafien, tyder mye på at høyere liggende vann kan mate lavereliggende vann med tefrapartikler over lang tid.
- Økt nedbør og erosjon i nedbørsfeltet kan føre til økt tilførsel og avsetning av re-sedimenterte tefrapartiklene. Denne studien viser det motsatte, og ut ifra kornstørrelsen på tefrapartikkelen vil en økt nedbør føre til en videretransport av tefrapartiklene.

VIDERE ARBEID

- Plukking av flere tefrapartikler til geokjemisk analyse i telletoppene. Dette er blant annet for å kunne fastslå en nøyaktig posisjon i stratigrafien til Askja 1875.
- Analysere flere prøver nedover kjerne ALP216 for å kunne etablere en askestratigrafi for en større tidsperiode med flere kjente tefralag.
- Tefrakronologi har et stort potensial som et korrelering- og dateringsverktøy for lakustrine sediment i Vest-Norge. For å kunne etablere et rammeverk, må flere basseng i Vest-Norge analyseres.

REFERANSER

- Balascio, N. L., Francus, P., Bradley, R. S., Schupack, B. B., Miller, G. H., Kvisvik, B. C., Bakke, J. og Thordarson, T. 2015. Investigating the Use of Scanning X-Ray Fluorescence to Locate Cryptotephra in Minerogenic Lacustrine Sediment: Experimental Result. I: Croudace, I.W. og Rothwell, R.G (red.) *Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer, s. 305-324.
- Birks, H. H., Gulliksen, S., Haflidason, H., Mangerud, J. og Possnert, G. 1996. New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn ash from western Norway. *Quaternary Research*, 45, s. 119-127.
- Björck, S., Ingólfsson, O., Haflidason, H., Hallsdóttir, M. og Anderson, N. J. 1992. Lake-Torfadalavatn: a high-resolution record of the North Atlantic ash zone I and the last glacial–interglacial environmental changes in Iceland. *Boreas*, 21, s. 15–22.
- Cas, R. A. F. og Wright, J. V. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin.
- Cnudde, V. og Boone, M. 2013. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: a review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews*, 123, s. 1-17.
- Croudace, I. W., Rindby, A. og Rothwell, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. I: Rothwell, R. G. (red.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. London: Geological Society of London, 267, s. 51-63.
- Crowley, T. J. og Lowery, T. S. 2000. How Warm Was the Medieval Warm Period? *Ambio*, 29, s. 51-54.
- Davies, S. M., Elmquist, M., Bergman, J., Wohlfarth, B. og Hammarlund, D. 2007. Cryptotephra sedimentation processes within two lacustrine sequences from west central Sweden. *The Holocene*, 17, s. 319-330.
- Davies, S. M., Larsen, G., Wastegård, S., Turney, C. M., Hall, V. A., Coyle, L. og Thordarson, T. 2010. Widespread dispersal of Icelandic tephra: How does the Eyjafjöll eruption of 2010 compare to past Icelandic events. *Journal of Quaternary Science*, 25(5), s. 605-611.
- Davies, S. J., Lamb, H. F. og Roberts, S. J. 2015. Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. I: Croudace, I.W. og Rothwell, R.G (red.) *Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer, s. 189-226.

- Dollar, A. 1966. Genetic aspects of the Jan Mayen fissure volcano group on the mid-oceanic submarine Mohns Ridge, Norwegian Sea. *Bulletin Volcanologique*, 29, s. 25-26.
- Dugmore, A. J., Newton, A. J., Smith, K. T. og Mairs, K-A. 2013. Tephrochronology and the late Holocene volcanic and flood history of Eyjafjallajökull, Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 28, s. 237-247.
- Ese, K., 2007. *På god veg: Veghistorie i Sogn og Fjordane*, Førde, Selja forlag, s. 331-343.
- Gjerløw, E., Haflidason, H. og Pedersen, R. B. 2016. Holocene explosive volcanism of the Jan Mayen (island) volcanic province, North-Atlantic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321, s. 31-43.
- Grönvold, K., Oskarsson, N., Johnsen S. J., Clausen H. B., Hammer C. U., Bond G. og Bard E. 1995. Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, s. 149–155.
- Gunn, D. E. og Best, A. I., 1998. A new automated non-destructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, 18, s. 70-77.
- Gudmundsdóttir, E. R., Larsen, G. Björk, S., Ingólfsson, Ó. og Striberger, J. A New high-resolution Holocene tephra stratigraphy in eastern Iceland: Improving the Icelandic and North Atlantic tephrochronology. *Quaternary Science Reviews*, 150, s. 234-249.
- Gudmundsson, A. 2000. Dynamics of Volcanic Systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, s. 107-140.
- Haflidason, H., Eiriksson, J. og Kreveld, S. van. 2000. The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic region during the Middle and Late Quaternary: a review. *Journal of Quaternary Science*, 15, s. 3-22.
- Haflidason, H., Regnell, C., Pyne-O'Donnell, S., and Svendsen, J. I. 2019. Extending the known distribution of the Vedde Ash into Siberia: Occurrence in lake sediments from the Timan Ridge and the Ural Mountains, northern Russia. *Boreas*, 48, s. 444-451
- Harning, D. J., Thordarson, T., Geirsdóttir, Á., Zalzal, K. og Miller, G. H. 2018. Provenance, stratigraphy and chronology of Holocene tephra from Vestfirðir, Iceland. *Quaternary Geochronology*, 46, s. 59-76.
- Irvine, T. N. og Barager, W. R. A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, s. 523-548.
- Jakobsson, S. P. 1979a. Outline of the petrology of Iceland. *Jökull*, 29, s. 57-73.
- Jakobsson, S. P. 1979b. *Petrology of recent basalts of the eastern volcanic zone, Iceland*, Reykjavík: *Acta Naturalia Islandica*, 26, s. 1–103.

- Jepstein, R., Roberts, J. og Lick, W. 1997. Effects of bulk density on sediment erosion rates. *Water, Air and Soil Pollution*, 99, s. 21-31.
- Kleiven, K., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U., Richter, T. O. og Cortijo, E. 2008. Reduced North Atlantic Deep-Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst. *Science*, 319, s. 60-64.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Johnsen, S. og Marco, S., 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science*, 13, s. 165-169.
- Kuno, H. 1968. Differentiation of basaltic magmas. I: Hess, H. og Poldervaart, A. (red) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, vol. 2. New York: Interscience, s. 623-688.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. og Veres, D. 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analyses of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, s. 109-117.
- Lacasse, C. 2001. Influence of climate variability on the atmospheric transport of Icelandic tephra in the subpolar North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 29, s. 31-55.
- Lacasse, C. og Garbe-Schönberg, C. D. 2001. Explosive silicic volcanism in Iceland and the Jan Mayen area during the last 6 Ma: sources and timing of major eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, s. 113-147.
- Lane, C. S., Blockley, S. P. E., Lotter, A. F., Finsinger, W., Filippi, M. L. og Matthews, L. P. 2012. A regional tephrostratigraphic framework for central and southern European climate archives during the Last Glacial to Interglacial transition: comparisons north and south of the alps. *Quaternary Science Reviews*, 38, s. 50-58.
- Larsen, G., Dugmore, A. og Newton, A. 1999. Geochemistry of historical-age silicic tephras in Iceland. *The Holocene*, 9, s. 463-471.
- Larsen, G., Newton, A. J., Dugmore, A. J. og Vilmundardóttir, E. G. 2001. Geochemistry, dispersal, volumes and chronology of Holocene silicic tephra layers from the Katla volcanic system, Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 16, s. 119-132.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A og Zanetti, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 2. 745-750.
- Lowe, D. J. 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6, s. 107-153.

- Lowe, J., Walker, M., 2015. *Reconstructing Quaternary environments*. 3. utg. New York: Routledge.
- MacDonald, G. A. og Katsura, T. 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, 5, s. 82-133.
- Mamen, J. 2019. Kystklima, I *Store norske leksikon*. Tilgjengelig fra (Hentet: 26. mai 2020)
- Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I.L., Lømo, L. 1984. A Younger Dryas Ash Bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, 21, s. 85-104.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C. et al. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3), s. 243-255.
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M. og Jacobs, P. 2003. Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. I: Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., Jacobs, P. (red.) *Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences*. London: Geological Society of London, 215, s. 1-6.
- Metcalf, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, A. og MacKenzie, A. 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene*, 20, s. 1195-1206.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R, Pueyo, J. J., González-Sampériz, P. og Taberner, C. 2007. A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 161, s. 4-21.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, s. 257-259.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. 2003. The “Little Ice Age” – only temperature? *The Holocene*, 13, s. 139-145.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. og Matthews, J. A. 2008. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, s. 10-27.
- Nesje, A., Bakke, J., Brooks, S., Kaufman, D., Kihlberg, E., Trachsel, M., D’Andrea, W. og Matthews, J. 2014. Late glacial and Holocene environmental changes inferred from sediments in Lake Myklevatnet, Nordfjord, western Norway. *Vegetation History and Archaeobotany*, 23, s. 229-248.
- Pilcher, J., Bradley, R. S., Francus, P. og Anderson, L. 2005. A Holocene tephra record from the Lofoten Islands, Arctic Norway. *Boreas*, 34(2), s. 136–156.

- Saemundsson, K. 1986. Subaerial volcanism in the western North Atlantic. I: Vogt, P. R. og Tucholke, B. E. (red.) *The Western North Atlantic Region*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, s. 69-86.
- Schmincke, H-U. 2004. *Volcanism*. Berlin: Springer.
- Svendsen, J. I. og Mangerud, J. 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, s. 111-134.
- Thorarinsson, S. 1944. Tefrokronologiska studier på Island. *Geografiska Annaler*, 26, s. 1-217.
- Thorarinsson, S. og Saemundsson, K. 1979. Volcanic activity in historical time. *Jökull*, 29, s. 29-32.
- Thordarson, T. og Larsen, G. 2007. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, 43, s. 118-152.
- Toth, L. T., og Aronson, R. B. 2019. The 4.2-ka event, ENSO, and coral-reef development. *Climate of the Past*, 15, s. 105-119.
- Universitetet i Bergen, 2019a. *CT-laboratory*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/en/geo/111536/ct-laboratory> (Hentet: 20. august 2019).
- Universitetet i Bergen, 2019b. *Scanner-lab*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/en/geo/111534/scanner-lab> (Hentet: 21. august 2019).
- Van Der Bilt, W., Lane, C. S., og Bakke, J. 2017. Ultra-distal Kamchatkan ash on Arctic Svalbard: Towards hemispheric cryptotephra correlation. *Quaternary Science Reviews*, 164, s. 230-235.
- Wallrabe-Adams, H-J. og Lackschewitz, K. S. 2003. Chemical composition, distribution, and origin of silicic volcanic ash layers in the Greenland-Iceland-Norwegian Sea: Explosive volcanism from 10-300 ka as recorded in deep-sea sediments. *Marine Geology*, 19, s. 273-293.
- Wastegård, S., Wohlfarth, B., Subetto, D., og Sapelko, T. (2000). Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia. *Journal of Quaternary Science*, 15(6), s. 581-586
- Wright, J. V., Smith, A. L. og Self, S. 1981. A terminology for pyroclastic deposits. I: Self, S. og Sparks, S. J. (red.) *Tephra studies*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, s. 457-462.

VEDLEGG

Vedlegg 1: Tefratelling

Vedlegg 2: Geokjemiske analyser

Vedlegg 1

Tefratellinger

Dybde (cm)	Ruter totalt	Ruter talt	Antall basalt mørk	Antall basalt lys	Antall rhyolittisk
14-17	600	46	0	0	0
20-23	700	45	0	0	0
26-29	300	50	0	0	4
29-30	150	45	0	0	12
30-31	100	30	0	0	18
31-32	200	30	0	0	17
32-33	150	25	0	0	21
33-34	250	25	0	0	3
34-35	200	30	0	0	6
35-36	300	25	0	0	11
36-37	250	25	0	0	11
37-38	150	25	0	0	8
38-41	500	60	2	0	9
44-47	300	46	0	0	2
50-53	180	42	0	0	1
56-59	250	45	0	0	1
62-65	180	40	1	0	0
68-71	180	45	0	0	0
74-77	180	35	0	0	0
80-83	180	30	0	0	1
83-86	180	30	0	0	1
86-89	160	35	0	0	0
89-92	140	3	0	0	0
92-93	300	65	2	0	4
98-99	200	60	0	0	3
100-101	220	60	0	0	6
102-103	170	45	0	0	9

104-105	100	30	0	0	4
106-107	100	30	0	1	1
108-109	70	20	0	3	5
110-111	100	30	0	1	4
112-113	120	35	0	0	1
114-115	80	25	0	1	0
116-117	100	30	0	0	4
118-119	120	30	0	0	9
120-121	95	25	0	0	1
122-123	50	15	3	4	0
124-125	50	15	0	2	4
126-127	85	25	0	4	20
128-129	100	30	2	4	13
130-131	210	50	0	0	3
132-133	180	45	1	0	9
134-135	185	60	0	0	17
136-137	150	45	0	0	6
138-139	250	50	0	0	3
140-141	200	40	0	0	1

Vedlegg 2

Geokjemiske analyser

Dybde 29-30 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>
<i>nr 30; pt1</i>	73,24	0,34	13,61	4,56	0,1	0,27	0,94	2,34	2,61	0,75
<i>nr 30; pt2</i>	71,91	0,27	13,92	3,74	0,13	0,35	0,68	4,05	2,41	0,72
<i>nr 30; pt3</i>	72,45	0,31	13,68	4,09	0,15	0,28	0,81	3,31	2,62	0,75
<i>nr 30; pt4</i>	72,7	0,29	13,85	3,87	0,23	0,36	0,79	3,26	2,35	0,63
<i>nr 30; pt5</i>	70,78	0,33	13,49	3,83	0,18	0,33	0,83	3,63	2,66	1,01
<i>nr 30; pt6</i>	72,12	0,29	13,88	3,9	0,22	0,37	0,69	3,81	2,5	0,71
<i>nr 30; pt7</i>	69,69	0,3	13,47	3,79	0,22	0,26	0,76	6,06	2,54	0,99

Dybde 30-31 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>
<i>nr 29; pt1</i>	71,45	0,37	12,8	5,45	0,27	0,26	1,32	3,3	3,56	0,56
<i>nr 29; pt2</i>	70,06	0,46	12,04	7,68	0,41	0,19	1,83	2,38	4,34	0,4
<i>nr 29; pt3</i>	72,08	0,25	13,97	3,82	0,13	0,33	0,64	3,81	2,37	0,72
<i>nr 29; pt4</i>	69,89	0,19	13,6	3,4	0,22	0,37	0,93	5,07	2,65	1,82
<i>nr 29; pt5</i>	72,17	0,23	13,73	4,26	0,11	0	0,94	2,95	2,92	0,79
<i>nr 29; pt6</i>	72,43	0,34	13,8	4,31	0,25	0,32	0,93	3,04	2,51	0,62

Dybde 31-32 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>
<i>nr 28; pt1</i>	69,45	0,31	13,35	3,62	0,16	0,34	0,76	4,56	2,67	1,16
<i>nr 28; pt3</i>	72,08	0,26	13,57	3,93	0,22	0,3	0,8	4,04	2,93	0,65
<i>nr 28; pt5</i>	73,25	0,91	12,62	2,98	0,14	0,78	1,61	4,44	2	0,62
<i>nr 28; pt9</i>	71,35	0,35	13,03	3,93	0,18	0,15	0,64	5,06	2,87	0,63
<i>nr 28; pt10</i>	71,62	0,39	13,07	4,07	0,23	0,19	0,76	4,71	2,94	0,63

Dybde 32-33 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>
<i>nr 27; pt3</i>	70,12	0,62	13,9	4,94	0,26	0,61	0,97	3,19	3,06	1,03
<i>nr 27; pt4</i>	71,78	0,32	13,49	4,53	0,13	0,3	0,93	3,65	3,06	0,6
<i>nr 27; pt5</i>	71,67	0,33	13,59	4,1	0,19	0,23	0,79	3,88	2,75	0,75
<i>nr 27; pt6</i>	71,77	0,32	13,65	3,83	0,22	0,27	0,7	4,26	2,87	0,55
<i>nr 27; pt7</i>	68,34	0,31	13,25	4,44	0,16	0,33	0,9	7,15	2,98	0,83
<i>nr 27; pt8</i>	71,58	0,26	13,65	3,85	0,17	0,27	0,77	4,26	2,83	0,64

<i>nr 27; pt9</i>	71,17	0,31	13,69	3,61	0,18	0,3	0,73	4,88	2,73	0,74
<i>nr 27; pt14</i>	63,52	0,56	12,46	5,28	0,13	0,5	1,46	4,53	2,95	0,62

Dybde 33-34 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 26; pt1</i>	71,16	0,22	13,73	3,65	0,12	0,42	0,7	4,42	2,4	1,01
<i>nr 26; pt2</i>	71,96	0,37	13,51	4,22	0,2	0,29	0,85	3,66	2,81	0,7
<i>nr 26; pt3</i>	70,67	0,22	13,66	3,81	0,16	0,27	0,82	5,27	2,77	0,8

Dybde 34-35 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 25; pt1</i>	71,71	0,21	13,49	3,82	0,19	0,23	0,89	4,9	3	1,01
<i>nr 25; pt2</i>	73,35	0,24	13,51	2,91	0,14	0,21	0,87	4,4	2,94	0,87
<i>nr 25; pt3</i>	71,07	0,27	13,49	3,79	0,22	0,2	0,74	5,06	2,78	0,61
<i>nr 25; pt4</i>	70,8	0,27	13,6	3,71	0,16	0,28	0,68	5,29	2,68	0,73
<i>nr 25; pt5</i>	70,61	0,21	13,51	3,86	0,15	0,31	0,68	4,94	2,72	0,99
<i>nr 25; pt6</i>	71,45	0,51	12,7	6,3	0,36	0,28	1,54	2,16	3,93	0,2

Dybde 35-36 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 24; pt1</i>	68,27	0,56	11,23	10,44	0,38	0,17	2,29	0,99	5,3	0,13
<i>nr 24; pt4</i>	70,56	0,23	13,76	3,65	0,12	0,38	0,72	4,96	2,44	0,94
<i>nr 24; pt5</i>	70,36	0,27	13,64	3,41	0,15	0,34	0,63	5,41	2,53	1,11
<i>nr 24; pt6</i>	71,07	0,29	13,84	3,69	0,16	0,35	0,63	4,63	2,61	0,74
<i>nr 24; pt7</i>	70,87	0,28	13,81	3,59	0,14	0,3	0,65	4,98	2,61	0,75
<i>nr 24; pt8</i>	64,14	0,32	12,68	2,75	0,15	0,24	0,74	14,92	2,52	0,59
<i>nr 24; pt9</i>	69,97	0,28	13,58	3,79	0,09	0,27	0,65	5,89	2,63	0,85
<i>nr 24; pt10</i>	68,86	0,65	11,25	8,39	0,42	0,23	2,42	1,4	5,45	0,61
<i>nr 24; pt11</i>	71,45	0,25	13,97	2,97	0,15	0,34	0,68	5,34	2,47	1,18

Dybde 36-37 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 23; pt1</i>	67,38	0,28	13,25	3,75	0,1	0,43	1,12	7,23	2,58	1,09
<i>nr 23; pt2</i>	72,9	0,3	13,59	4,42	0,21	0,28	0,82	2,85	2,68	0,54
<i>nr 23; pt4</i>	72,69	0,38	13,24	4,97	0,25	0,29	1,06	2,57	3,34	0,53
<i>nr 23; pt6</i>	71,49	0,29	13,65	4,08	0,18	0,34	0,74	4,04	2,73	0,67
<i>nr 23; pt8</i>	71,71	0,24	13,75	3,96	0,1	0,31	0,73	4,24	2,49	0,67

Dybde 37-38 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 22; pt2</i>	72,07	0,27	13,69	4,02	0,19	0,31	0,76	3,74	2,67	0,64
<i>nr 22; pt3</i>	72,45	0,23	13,4	3,88	0,13	0,27	0,75	3,47	2,91	1,12
<i>nr 22; pt4</i>	73,06	0,36	13,31	4,49	0,31	0,26	0,85	2,66	3,03	0,59
<i>nr 22; pt5</i>	72,83	0,23	13,61	4,19	0,27	0,27	0,85	2,94	2,72	0,58
<i>nr 22; pt6</i>	71,52	0,26	13,42	3,62	0,21	0,26	0,68	4,9	2,76	0,74
<i>nr 22; pt7</i>	72,31	0,26	13,91	3,61	0,1	0,33	0,63	3,93	2,31	0,75
<i>nr 22 (2); pt2</i>	71,46	0,35	13,17	4,71	0,12	0,29	1,04	3,85	2,65	1,21
<i>nr 22 (2); pt3</i>	73,37	0,27	13,64	4,06	0,22	0,28	0,73	3,24	2,11	0,59

Dybde 100-101 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 37; pt1</i>	69,2	0,19	13,55	3,26	0,17	0,33	0,69	6,5	2,5	1,24
<i>nr 37; pt2</i>	72,19	0,45	12,96	4,66	0,24	0,22	1,25	2,52	4,94	0,24
<i>nr 37; pt4</i>	69,43	0,35	13,39	4,11	0,13	0,4	0,92	5,56	2,86	0,99
<i>nr 37 (3); pt1</i>	72,15	0,33	13,75	3,87	0,17	0,31	0,83	3,31	2,37	1,14

Dybde 102-103 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 31; pt3</i>	70,64	0,4	13,38	4,51	0,24	0,3	1,08	4,34	2,84	0,9
<i>nr 31; pt4</i>	71,42	0,31	13,82	3,99	0,17	0,29	0,66	4,3	2,48	0,73
<i>nr 31; pt5</i>	69,73	0,34	13,72	3,7	0,17	0,32	0,81	5,24	2,47	1,05
<i>nr 33; pt2</i>	73,08	0,32	13,81	3,57	0,11	0,3	0,58	3,68	2,05	0,66

Dybde 118-119 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 32; pt2</i>	70,58	0,3	13,52	3,42	0,18	0,28	0,91	5,46	2,08	1,04
<i>nr 32; pt3</i>	66,38	0,28	13,01	3,01	0,05	0,37	1,59	6,3	1,93	1,34
<i>nr 32; pt4</i>	72,61	0,25	13,69	4,06	0,17	0,31	0,81	3,13	2,42	0,83
<i>nr 32; pt5</i>	72,36	0,27	13,83	3,8	0,16	0,33	0,69	3,85	1,94	0,71
<i>nr 32; pt6</i>	72,81	0,23	13,85	3,75	0,16	0,33	0,66	3,57	1,96	0,74

Dybde 126-127 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 34; pt1</i>	69,9	0,23	13,58	3,49	0,14	0,31	0,73	5,67	2,61	0,96
<i>nr 34; pt3</i>	71,3	0,27	13,66	3,65	0,2	0,26	0,72	5,23	2,73	0,76
<i>nr 34; pt4</i>	70,22	0,36	13,7	3,76	0,15	0,28	1,23	5,02	2,83	0,85
<i>nr 34; pt6</i>	72,22	0,35	13,06	4,68	0,33	0,3	1,21	2,83	3,48	0,56

Dybde 128-129 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 35; pt3</i>	71,3	0,35	13,66	3,86	0,22	0,28	0,72	4,4	2,88	0,59
<i>nr 35; pt4</i>	67,44	0,45	13,7	4,31	0,13	0,72	2,09	5,01	2,68	1,1
<i>nr 35; pt5</i>	71,54	0,27	13,65	3,87	0,09	0,28	0,85	4,2	2,65	0,69
<i>nr 35 (2); pt1</i>	70,19	0,27	13,49	3,44	0,17	0,31	0,98	5,6	2,12	0,87
<i>nr 35 (2); pt2</i>	72,46	0,28	13,5	3,7	0,09	0,22	0,62	4,6	1,98	0,63

Dybde 132-133 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 38; pt1</i>	70,22	0,3	13,63	3,64	0,12	0,32	0,71	4,05	2,63	0,94
<i>nr 38; pt2</i>	73	0,38	13,57	4,01	0,16	0,33	0,89	3,22	2,9	0,51
<i>nr 38; pt3</i>	70,72	0,25	13,54	3,81	0,18	0,29	0,77	3,83	2,8	0,99
<i>nr 38; pt4</i>	71,52	0,32	13,57	4,27	0,14	0,28	0,87	3,97	2,86	0,74

Dybde 134-135 cm

<i>Prøvenr.</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>
<i>nr 36; pt1</i>	72,47	0,3	13,86	3,93	0,2	0,32	0,66	3,39	2,32	0,68
<i>nr 36; pt5</i>	70,85	0,37	13,54	4,17	0,2	0,29	1,1	4,23	2,57	1,02
<i>nr 36; pt6</i>	72,27	0,33	13,65	4,19	0,19	0,31	1,21	3,3	2,45	0,68