



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Phasenbeziehungen und Mikrostrukturen in drei Fulguritproben“

verfasst von / submitted by

Christoph Sutter BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of

Master of Science (MSc)

Wien, 2023 / Vienna 2023

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dr. Rainer Abart

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Personen bedanken, die mich während der Anfertigung dieser Masterarbeit unterstützt haben.

Zuerst gebührt mein Dank meinen Eltern Birgit und August und meiner Schwester Juliana, die mir mein Studium der Erdwissenschaften durch ihre Unterstützung ermöglicht haben und stets ein offenes Ohr für mich hatten.

Ich danke Prof. Rainer Abart, der meine Masterarbeit betreut und begutachtet hat. Für die hilfreichen Anregungen und die konstruktive Kritik bei der Erstellung dieser Arbeit möchte ich mich herzlich bedanken.

Des Weiteren bedanke ich mich bei Mag. Dr. Ludovic Ferrière, Kurator der Meteoritensammlung und der Impaktitsammlung im Naturhistorischen Museum Wien, für die Zurverfügungstellung der drei Fulguritproben.

Bei Ilka Wünsche, Franz Kiraly und Mag. Dr. Gerlinde Habler bedanke ich mich für die Herstellung der Dünnschliffe und Unterstützung bei den Untersuchungen an der Mikrosonde sowie Rasterelektronenmikroskopie.

Ein besonderer Dank gilt Dr. Thomas Griffiths MSc für die Unterstützung bei der EBSD-Auswertung und den informativen Diskussionen.

Außerdem möchte ich mich bei Fiona Stadler für das Korrekturlesen meiner Masterarbeit danken.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	ii
1 Einleitung.....	1
1.1 Ziel der Masterarbeit.....	1
1.2 Entstehung von Fulguriten.....	2
1.3 Geschichte der Fulguritforschung.....	4
1.4 Stand der Forschung.....	5
1.4.1 Klassifikation der Fulgurite	5
1.4.2 Temperaturgradient und Hochtemperaturphasen in Fulguriten	6
1.4.3 Zusammensetzung der Glasphase.....	7
1.4.4 Reduzierte und oxidierte Phasen	8
1.4.5 Dendritisches Mineralwachstum.....	9
1.4.6 Geschockte Mineralphasen.....	10
1.5 Grundlagen	10
1.5.1 Kristalline und amorphe Stoffe	10
1.5.2 Kristallwachstum	11
1.5.3 Mischkristall - Mischungslücke.....	13
1.6 Beschreibung wichtiger auftretende Minerale.....	14
1.6.1 Quarz	14
1.6.2 Olivin	15
1.6.3 Feldspat.....	16
1.6.4 Spinelle.....	18
1.6.5 Pyroxene.....	19
2 Material & Methoden.....	20
2.1 Granitischer Bodenfulgurit	21
2.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit.....	24
2.3 Sandfulgurit	24
3 Ergebnisse.....	25
3.1 Granitischer Bodenfulgurit	25
3.1.1 Überblick und Zonierung.....	25
3.1.2 Glasmatrix und SiO ₂ -Phasen.....	29
3.1.3 Metallkügelchen.....	37
3.1.4 Dendritisches Spinell-Wachstum mit einhergehender chemischer Segregation der Glasmatrix ..	43
3.1.5 Dendritisches Olivin-Wachstum.....	48
3.1.6 Dendritisches Pyroxen-Wachstum	55
3.1.7 Silikatische Mineralverwachsung	58
3.1.8 Zerfall von Zirkon zu Baddeleyit.....	62
3.1.9 Mineralreaktion/-wachstum um TiO ₂	65
3.1.10 Mineralreaktion/-wachstum Feldspat.....	66
3.1.11 Weitere Mikrostrukturen und Mineralphasen	72
3.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit.....	74
3.2.1 Überblick und Glasmatrix	74
3.2.2 Dendritisches Pyroxen-Wachstum in der Schmelze	76
3.2.3 Dendritisches Pyroxen-Wachstum auf den Feldspäten	90
3.2.4 Mineralwachstum in der Kruste.....	99
3.2.5 Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Plagioklas.....	103
3.2.6 Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Cristobalit	107

3.3	Sandfulgurit	110
3.3.1	Überblick und Glasmatrix	110
3.3.2	Umwandlung von Zirkon zu Baddeleyit und SiO ₂	114
3.3.3	Oxid-Struktur	115
4	Diskussion	120
4.1	Granitischer Bodenfulgurit	120
4.1.1	Glasmatrix und die ursprüngliche Zusammensetzung	120
4.1.2	Temperaturgradient	121
4.1.3	Druck-Gradient	123
4.1.4	Redox-Gradient	123
4.1.5	Dendritisches Spinellwachstum	124
4.1.6	Dendritisches Olivinwachstum	125
4.1.7	Agglomerat aus Olivin, Pyroxen und Plagioklas	126
4.1.8	Zerfall von Zirkon zu Baddeleyit	127
4.1.9	Reaktion von Rutil zu Armalcolit	127
4.1.10	Chemische Segregation der Schmelze beim Kristallwachstum von Spinell	128
4.1.11	Chemische Segregation der Schmelze beim Kristallwachstum von Feldspat	129
4.2	Basaltischer Stein-Pseudofulgurit.....	130
4.2.1	Glasmatrix	130
4.2.2	Temperaturgradient	130
4.2.3	Druckgradient.....	131
4.2.4	Redoxgradient	131
4.2.5	Dendritisches Pyroxenwachstum	131
4.2.6	Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Kristall.....	132
4.3	Sandfulgurit	133
4.3.1	Glasmatrix	133
4.3.2	Temperaturgradient	134
4.3.3	Druckgradient.....	134
4.3.4	Redoxgradient	134
4.3.5	Oxid-Struktur	134
4.4	Schlussfolgerungen	135
4.4.1	Granitischer Bodenfulgurit	135
4.4.2	Basaltischer Stein-Pseudofulgurit	136
4.4.3	Sandfulgurit	137
	Abstract.....	138
	Literaturverzeichnis	140

1 Einleitung

Fulgurite sind durch Blitzeinschläge entstandene Gläser beziehungsweise Glas-Mineralaggregate. Der Name Fulgurit leitet sich vom lateinischen *fulgur* ab und bedeutet Blitz. Anhand ihrer oftmals typisch röhrenartigen Struktur werden Fulgurite vor allem im deutschsprachigen Raum als Blitzröhren bezeichnet. Gläser sind amorphe Feststoffe, deren strukturelles Merkmal der ungeordnete atomarer Aufbau ist. Daher besitzen Atome in den amorphen Stoffen lediglich eine Nahordnung aber keine Fernordnung wie die kristallinen Stoffe. Die Fulgurite zählen zu den natürlich entstandenen Gläsern wie die vulkanischen Gläser (z.B.: Tachylite), die tektonisch entstandenen Gläser (z.B.: Pseudotachylite), die Impaktgläser (z.B.: diaplektische Gläser) sowie Tektite (z.B.: Moldavite). Neben den natürlichen Gläsern können amorphe Strukturen vom Menschen künstlich hergestellt beziehungsweise verursacht werden, wie etwa bei Atombombenexplosionen bei denen Trinitite entstehen.

Erdwissenschaftlich relevante Gläser entstehen vor allem bei Kurzeitevents, wie Impakt, Blitzeinschlag oder Atombombenexplosion. Bei diesen Events werden sehr hohe Temperaturen in einen Bruchteil einer Sekunde erzeugt und das Material kühlt in Sekunden bis Minuten ab. Frenzel et al. (1989) vergleicht die Bildung von Blitzröhren mit der Bildung von Gläsern in Impaktstrukturen und Tektiten und beschreibt die Entstehung in fünf Stadien. Im ersten Stadium bildet sich aus dem kristallinen Gestein eine heterogene Schmelze mit Gasblasen. Die hoch fluide Schmelze enthält im zweiten Stadium manchmal noch Reste von nicht gelöstem SiO_2 -Glas. Das selektive Schmelzen von einzelnen Mineralkörnern mit einem unvollständigen Mischen mit der Schmelze tritt im Stadium 3 ein. Im vierten Stadium findet ein Mischen der Schmelze mit den Resten des nicht aufgeschmolzenen, zerkleinerten Gesteinsmaterials statt. Im letzten Stadium kommt es zu Ejektionen aus der Fulguritröhre. Dabei kann Schmelze aus der Dampfphase kondensieren. Nach jedem Stadium kann durch Temperatursturz die Schmelze zu Glas erstarren.

1.1 Ziel der Masterarbeit

Ziel dieser Masterarbeit ist die petrographische Untersuchung von drei verschiedenen Fulguritexemplaren mittels lichtoptischer Methoden und Elektronenstrahltechniken und der petrologischen Interpretation unter zu Hilfenahme von Literaturquellen. Da viele Veröffentlichungen einzelnen Phänomenen gewidmet sind, gibt es nur wenige Beschreibungen der Beziehung zwischen einzelnen Phänomenen und ihrer Lokalisierung in den Fulguriten. Insbesondere wird die Entstehung von Hochtemperaturphasen wie Cristobalit oder reduzierten Phasen wie diverse Eisensilizide und Eisenphosphide erläutert, nicht aber die in dieser Arbeit näher beschriebene Ausbildung einer Zonierung. Dendritisches Kristallwachstum, chemische Segregation der

Schmelze beim Kristallwachstum und Entmischung der Schmelze sind gängige Phänomene beim raschen Abkühlen von Stoffen und sollten daher in Fulguriten beobachtet werden.

1.2 Entstehung von Fulguriten

Beim Blitzeinschlag wird die elektrische Energie in kinetische Energie, in Form von mechanischer Arbeit, und Wärme, die eine Temperaturerhöhung verursacht, umgewandelt. Ein Blitz ist eine sichtbare spontane elektrostatische Entladung. Dafür müssen sich zwei unterschiedliche elektrostatische Pole bilden, die durch einen elektrisch leitenden Kanal verbunden sind. Normalerweise sind solche Pole sehr instabil und haben nur eine sehr geringe Lebenszeit. In Gewitterwolken oder bei Vulkanausbrüchen finden elektrischen Polbildungen statt, die über einen längeren Zeitraum stabil sind Dwyer und Uman (2014).

Der genaue Mechanismus für die Entstehung von Blitzen in den Wolken ist sehr komplex und noch nicht vollständig verstanden. Dwyer und Uman (2014) beschreiben das verständlichste und weitgehend anerkannteste Modell für die Entstehung von Blitzentladungen: In den Cumulonimbus Wolken, der typischen Gewitterwolkenform, findet der primäre Ladungstransfer durch Kollision zwischen Graupeln, eine Niederschlagsform zwischen Schneeflocken und Hagelkörnern, die in den Wolken nach unten fallen oder in einer bestimmten Höhe stationär bleiben und kleinen Eiskristallen die leicht genug sind um nach oben getragen werden, statt. Die Ladungstrennung erfolgt hauptsächlich bei Temperaturen von -10°C bis -20°C , bei der die Eisparkeln positiv geladen und die Graupeln negativ geladen werden. Dadurch entstehen in der Wolke eine negativ geladene Unterseite und eine positiv geladene Oberseite.

Alle Blitzentladungen können in zwei Gruppen eingeteilt werden. Blitze, welche die Lücke zwischen der Erde und den Wolken überwinden und Blitze, die das nicht machen. Zur zweiten Gruppe zählen die Blitzentladungen innerhalb der Wolke (eng.: Intracloud), zwischen zwei unterschiedlichen Wolken (eng.: Cloud to Cloud oder eng.: Intercloud) und der seltene Fall zwischen der Wolke und Luft (eng.: Cloud to air). Die Blitze zwischen der Wolke und der Erde (eng.: Cloud to ground) zählen zur ersten Gruppe und machen rund 10 Prozent aller Blitzentladungen aus. Weltweit gibt es schätzungsweise 9 Millionen Blitzentladungen pro Tag, das entspricht rund 100 Blitze pro Sekunde (Dwyer & Uman, 2014).

Bei der häufigsten Blitzentladung zwischen der Wolke und der Erde bildet sich von der negativ geladenen Unterseite ein Kanal aus, der immer wieder verzweigt. Die Ausbildung eines vollständigen Kanals zwischen der Wolke und der Erde erfolgt in mehreren Schritten. Jeder Ausbildungsschritt hat eine Länge von mehreren zehn Metern, dauert am Anfang etwa $50\ \mu\text{s}$ und wird je näher es zum Boden geht, umso kürzer. Durchschnittlich hat die Entstehung des Kanals eine Geschwindigkeit von $2 \cdot 10^5\ \text{m s}^{-1}$, das entspricht eine Gesamtzeit von rund 20 ms für die Verbindung zwischen der Wolke und der Erde. In diesen Ladungskanal fließt der Strom mit

einer Stromstärke von bis zu 30 000 Ampere, durchschnittlich 10 – 15 Kiloampere, wodurch die Luft auf bis zu 30 000 K aufgeheizt wird. Bei derart hohen Temperaturen werden die Luftteilchen ionisiert und zu einem Plasma, das durch den fließenden Strom und dadurch erzeugte Magnetfeld stabilisiert wird. Der Ladungskanal ist visuell durch das vom Plasma erzeugte Licht feststellbar. Sehr oft kommt es zu mehreren Ladungstransfers zwischen der Wolke und der Erde. In einen Abstand von etwa 50 ms findet jeder individueller Ladungstransfer statt. Nach Beendigung der Entladung ist der sehr heiße Ladungskanal nicht mehr stabil. Der bis zu einigen Zentimetern große ionisierte Ladungskanal dehnt sich schlagartig aus und erzeugt dadurch den Donner. Die Dauer eines Blitzes von der Bildung eines Ladungskanals bis zum Donner beträgt einige zehntel Sekunden. Während dieser Zeit wird eine Energie von mehreren Milliarden Joule übertragen (Dwyer & Uman, 2014).

Der längste je erfasste Blitz wurde 29 April 2020 in den USA zwischen Texas und Mississippi gemessen und hatte laut World Meteorological Organization eine horizontale Länge von etwa 768 km. Die längste Dauer eines Blitzes hatte ein Blitz am 18 Juni 2020 an der Grenze zwischen Argentinien und Uruguay mit einer Gesamtzeit laut WMO von 17,102 Sekunden (Peterson et al., 2022).

Bei Vulkanausbrüchen, Waldbränden und industriellen Verbrennungen werden viele feine Aschepartikel in die Atmosphäre emittiert. In den dadurch entstehenden Wolken kommt es ebenfalls zu elektrischen Entladungen. Es wird vermutet, dass durch feine Partikel in den Wolken die Ladungstrennung verstärkt wird (Cimarelli et al., 2016).

Trifft ein Blitz den Boden, dann werden die Boden- und Gesteinskomponenten wie die Luft durch die hohe Stromstärke erhitzt. Während die Moleküle in der Luft auf bis zu 30 000 Kelvin aufgeheizt werden, werden die Feststoffe auf etwa 3 000 Kelvin erhitzt. Anhand der kurzen Zeit des Ladungstransfers von der Wolke zur Erde entstehen Aufheizraten im Boden von über 1 000°C pro Sekunde. Dabei werden die Feststoffe geschmolzen, verdampfen und teilweise ionisiert. Anschließend kühlen die Phasen mit bis zu 1 000°C pro Sekunde ab und die Schmelze erstarrt zu einem Glas (Pasek et al., 2012). Die Fulgurite bilden meistens gerade teilweise verzweigte Röhren im Boden aus, können sich aber auch spiralförmig bilden (Hobbs, 1899). Der längste gefundene Fulgurit hatte eine Länge von 16 Fuß (~4,88 m) und wurde 1996 von einem amerikanischen Forschungsteam in Nordflorida, USA aus einem sandigen Boden ausgegraben (Wright, 1998). Noch spektakulärer ist der Fund eines türkis-blauen Fulgurits aus Michigan, USA. Die blaue Farbe entsteht durch etwa 100 nm große Kügelchen, die durch Entmischung der Matrix entstanden sind und das Licht streuen (Feng et al., 2019).

Normalerweise sind Fulgurite rezente Strukturen. Navarro-González et al. (2007) untersuchten einen Fulgurit aus der Sahara mittel Thermolumineszenz und datierte die Entstehung auf etwa 15 tausend Jahre. Anhand der eingeschlossenen Gase CO₂, CO und NO und dem C/N- sowie Kohlenstoffisotopenverhältnis kann das Klima zu der Zeit rekonstruiert werden.

1.3 Geschichte der Fulguritforschung

Die erste namentliche Erwähnung der Bezeichnung „Fulgurit“ erfolgte 1817 von K.G. Friedler (Fiedler, 1817). Herr Friedler untersuchte mehrere Fulguritstücke, die von Dr. Hentzen um 1800 in der Senne, einem Moor bei Paderborn, Deutschland gefunden wurden. Dr. Hentzen schrieb J.K.W. Voigt eine Nachricht, die Voigt (1805) veröffentlichte, über den Fund einer Blitzröhre. In dieser Veröffentlichung werden die ersten Blitzröhren noch als Blitzsinter beziehungsweise als Kieselsinter kategorisiert. Erst Fiedler (1817) beschreibt die durch Blitzeinschläge entstandenen glasartigen Strukturen als Fulgurite, da der Begriff „*alle durch den Blitz wesentlich und ausgezeichnet umgeänderte Mineralien, also noch mehr als bloß die Blitzröhre bezeichnen*“. Die Bezeichnung Sinter impliziert eine Entstehung aus einem warmen wässrigen Milieu, das für die Entstehung von Blitzröhren nicht anwendbar ist.

Schon viel früher wurden fulguritähnliche Strukturen gefunden und beschrieben, aber ihrer Entstehung wurde nicht auf Blitze zurückgeführt. Einer der ältesten Funde von einem Fulgurit geht auf Pastor Hermann zurück, der 1711 eine Blitzröhre in Schlesien, Polen fand (Arago, 1821).

Withering (1790) untersuchte die Einschlagstelle eines am 3. September 1789 selbst beobachteten Blitzeinschlages in einer Eiche. Bei diesem Blitzeinschlag wurde ein unter dem Baum schutzsuchender Mann vom Blitz getötet und durch seinen Spazierstock die elektrische Energie in den Boden abgeleitet. An der Kontaktstelle zwischen Spazierstock und Boden entstand ein 2 ½ Zoll breites und 5 Zoll tiefes Loch. Bei der ersten Untersuchung der Stelle konnten nur verbrannte Graswurzeln festgestellt werden. Erst als viel später zufällig nachgegraben wurde, fand sich eine etwa 10 Zoll tiefe Bodenschicht die tief-schwarz gefärbt war, eine Wurzel an der Oberfläche verbrannt hatte und nochmals 2 Zoll tiefer mehrere Stücke zusammenschmolzene Quarzmassen, die bis in eine Tiefe von 18 Zoll nachverfolgt werden konnten. Withering (1790) kam zu der Erkenntnis, dass eine außerordentliche Hitze notwendig ist, um diese Materialien zu schmelzen.

Die ersten Untersuchungen von Fulguriten behandelten die Abmessungen, die Morphologie und physikalische Eigenschaften, wie die Dichte oder die Schmelzbarkeit, einzelner Fulguritbruchstücke oder Bereiche in der Blitzröhre. Einer der detailreichsten Untersuchungen von Fulguriten in der damaligen Zeit haben die beiden Professoren K.G. Friedler und L.W. Gilbert gemacht (Fiedler, 1817, Fiedler, 1819, Gilbert, 1819, Gilbert, 1822). Beide Personen haben einige Fulguritexemplare, die von Dr. Hentzen in der Senne gefunden wurden, analysiert.

Die Fulgurite aus der Senne haben sich in einen Quarzsand gebildet. Die in der Senne gefundenen Blitzröhren haben eine Länge von mehreren Zoll und eine Dicke von fast einem Zoll. Auf der Außenseite konnten noch einzelne rötlich gefärbte Sandkörner identifiziert werden. Im schmalen Zentralkanal konnte eine gräulich-weiße glatte Innenseite aus Glas festgestellt werden. Das Glas dieser Fulgurite hat eine grau bis milchig-weiße Farbe und besitzt viele

Gasblasen. Die Blitzröhren haben durch die vielen Gasblasen ein spezifisches Gewicht von etwa 2, während der Sand aus der Senne ein spezifisches Gewicht von 2,56 besitzt. (Fiedler, 1817)

Neben den Zufallsfunden und den gezielten Exkursionen wurde auch nach Blitzeinschlägen aktiv die Einschlagsstelle nach Blitzröhren untersucht, wie Professor C.H. Pfaff aus Kiel 1822 in einen Brief an L.W. Gilbert schrieb (Pfaff, 1822). Erst Mitte der 1820er wurden andere Wissenschaftler auf diese Strukturen aufmerksam (Poggendorf, 1827, Darwin, 1840, West, 1843). In Laufe der Zeit kamen chemische (Diller, 1884, Aston & Bonney, 1896) und mikroskopische (Rutley, 1885, Rutley, 1889, Julien, 1901) Analysen hinzu. Auch das Interesse für künstliche Erzeugung von Fulguriten stieg (Butcher, 1907, Williams & Johnson, 1980, Kumazaki et al., 1997, Bidin et al., 2018). Mit Beginn des 20. Jahrhunderts wurden viel öfter einzelne Phänomene in den Blitzröhren beschrieben. Diese Besonderheiten werden später in der Einleitung detaillierter beschrieben.

1.4 Stand der Forschung

1.4.1 Klassifikation der Fulgurite

Trotz der schon langen Geschichte der Fulguritforschung wurden erst in den letzten Jahren die verschiedenen Fulgurittypen klassifiziert. Pasek & Pasek teilte in der Publikation „The forensics of fulgurite formation“ 2017 die Fulgurite anhand des Entladungsevents und des Targetmaterials in vier Gruppen ein (Pasek & Pasek, 2017). Eine Entladung kann durch einen Blitz oder durch einen Hochspannungsübertritt von elektrischen Stromleitern passieren. Dabei können Objekte wie Bäume, Boden oder Gestein, sowie auch vom Menschen hergestellte Gegenstände und Konstruktionen wie Gebäude, Straßen oder Fahrzeuge getroffen werden. Die natürlichen Blitzröhren bilden sich durch einen Blitz, der im Boden oder Gestein einschlägt, während die künstlichen Fulgurite gezielt oder bei einem Unfall mit einem Hochspannungsübertritt entstehen. Werden hingegen von Menschen hergestellte Objekte vom Blitz getroffen, werden diese Blitzröhren als anthropogene Fulgurite klassifiziert. Zur letzten Gruppe zählen die künstlich-anthropogenen Fulguritexemplare, die durch einen Hochspannungsübertritt in Häusern oder Straßen entstehen.

Zusätzlich werden die Fulgurite anhand des Targetmaterials eingeteilt. Pasek et al. (2012) klassifiziert fünf verschiedene Fulgurittypen. Der erste Fulgurittyp bildet sich in Quarz-Sand, der vor allem aus SiO_2 mit Spuren von Verunreinigungen besteht. Diese Blitzröhren besitzen oft eine geringe Dichte von $0,7 \pm 0,2 \text{ g/cm}^3$ und der Glasanteil beträgt oft bis zu 100 %. Die Fulgurite des Typs 2 sind in einem Boden beziehungsweise in einem lockeren Gestein mit unterschiedlicher Zusammensetzung entstanden und haben eine Dichte von etwa $1,2 \pm 0,2 \text{ g/cm}^3$ bei einem Glasanteil von 30 bis 90 %. Einen geringen Glasanteil von bis zu 10 % haben die Fulgurite, die in einem sehr kalkreichen Boden gebildet wurden. Diese Exemplare zählen zum Typ 3

und weisen eine hohe Dichte von $2,1 \pm 0,5 \text{ g/cm}^3$ auf. Wie die Blitzröhren von Typ 2 besitzen die Fulgurite des Typs 4 dieselbe Dichte und eine variable chemische Zusammensetzung abhängig vom Ausgangsgestein. Der Unterschied zu Typ 2 liegt in der Entstehung der Fulgurite des Typs 4, die in einem festen Gestein gebildet werden. Der letzte Fulgurittyp sind kleine Tröpfchen, die durch das Wegspritzen des noch flüssigen Fulguritmaterials entstehen. Die Typen zusammengefasst sind:

Typ 1: Sand-Fulgurite

Typ 2: Boden/Ton-Fulgurite

Typ 3: kalkhaltige Boden/Kalk-Fulgurite

Typ 4: Stein-Fulgurite

Typ 5: Droplet-Fulgurite (Tröpfchen-Fulgurite).

Lysyuk et al. (2006) fügen eine weitere Gruppe von Fulguriten, die Phytifulgurite, hinzu. In diese Gruppe fallen alle Strukturen, die aus Ausgangsmaterialien mit einer organischen Zusammensetzung durch einen Blitz entstanden sind. Der in der Publikation untersuchte Phytifulgurit wurde aus einem Heuhaufen geformt und besteht hauptsächlich aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff und Schwefel. Die identifizierten Phasen sind Polynaphthene, Graphit, Kohlenwasserstoffe sowie Aminosäuren.

1.4.2 Temperaturgradient und Hochtemperaturphasen in Fulguriten

Beim Blitzeinschlag wird das Targetmaterial am Einschlagspunkt aufgeheizt. Anschließend wandert die Wärme in alle Richtungen und erhitzt das umgebende Material. Im Idealfall bildet sich eine zylindrische Form des erwärmten Materials um den Blitzkanal aus. Diesen Idealfall kann man mittels der zylindrischen Wärmediffusionsgleichung modellieren (Carter et al., 2010, Pasek et al., 2012, Pasek & Pasek, 2017):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right)$$

In dieser Gleichung wird die Temperatur T [Kelvin], in Abhängigkeit der Zeit t [Sekunde] und des radialen Abstandes r [Meter] bestimmt. Der thermische Diffusionskoeffizient k kann für Gestein als Konstante mit dem Wert $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ angenommen werden. Die Initialtemperatur wird der Temperatur des Blitzes in der Luft mit 30 000 K gleichgesetzt. Bei diesem Modell können Peaktemperaturen bis zu 5 000 K entstehen (Carter et al., 2010). Pasek und Pasek (2017) beschreiben den Temperatur-Zeit-Radius Pfad in diesem Modell. Demnach ist eine Sekunde nach dem Blitzeinschlag eine Peaktemperatur von etwa 1 800 K und nach einer Minute von etwa 700 bis 800 K vorhanden. In diese Modelle wurden keine Wärmeverluste durch Phasenumwandlungen, chemische Reaktionen usw. miteingerechnet.

Bei den hohen Temperaturen, die beim Blitzeinschlag entstehen, wandeln sich Mineralphasen um. Die häufigste Mineralphasenumwandlung stellt dabei das Aufschmelzen der Mineralkörner dar. Neben dem Aufschmelzen können bei den hohen Temperaturen einige Mineralphasen ihr Kristallsystem beziehungsweise die Positionen der einzelnen Atome im Kristallgitter ändern. Die neu entstandenen Mineralphasen sind bei den höheren Temperaturen stabiler. Einer der häufigsten Mineralphasen im Gestein und Boden ist α -Quarz SiO_2 , das sich bei den hohen Temperaturen in β -Quarz ($\sim 580^\circ\text{C}$), Tridymit ($\sim 750^\circ\text{C}$), Cristobalit ($\sim 1490^\circ\text{C}$) oder Schmelze/Lechatelierit ($\sim 1750^\circ\text{C}$) bei jeweils 1 bar umwandelt (Lewerentz et al., 2019). Dabei bleibt die Chemie des Minerals gleich. Eine der ersten Beschreibungen vom Auftreten von Cristobalit und Lechatelierit in Fulguriten geht auf Rogers (1946) zurück, der einen Sandfulgurit aus Kalifornien beschrieb.

Mineralphasen können sich bei diesen hohen Temperaturen auch zersetzen. So zerfällt Zirkon ZrSiO_4 bei etwa 1200 - 1700°C (Lussier et al., 2017) in ZrO_2 und SiO_2 , die je nach Temperatur eine wie vorhin beschriebene SiO_2 Modifikation und Baddeleyit, monoklines ZrO_2 , oder tetragonales ZrO_2 bildet.

1.4.3 Zusammensetzung der Glasphase

Der Hauptbestandteil der Fulgurite besteht aus Schmelze, die zu Glas erstarrt ist. Die Schmelze ist aus den festen Ausgangsmaterialien beim Blitzeinschlag entstanden. Daher kann angenommen werden, dass die Glasmatrix die ursprüngliche Gesteins- beziehungsweise Bodenzusammensetzung wiedergibt.

Eine Untersuchung von mehreren Fulguritexemplaren und dem umgebenden Gestein machte Frenzel et al. (1989). Dabei konnte festgestellt werden, dass Silizium sich im Fulguritglas gegenüber dem Umgebungsgestein anreichert und Aluminium anreichert. Die anderen Hauptelemente wie Eisen, Titan, Magnesium, Kalzium, Kalium und Natrium sind hier viel variabler und zeigen eine Anreicherung oder Abreicherung je nach Fulguritprobe. Weiters treten in der Schmelze Glasblasen und Schlieren auf. Die Abreicherung von Silizium in der Glasmatrix gegenüber dem umgebenden Gestein wird, durch das nicht vollständige Aufschmelzen von Quarz erklärt.

Crespo et al. (2009) untersuchte einen Fulgurit aus Portugal, der bei einem elektrischen Ladungsübertritt aus einer Hochspannungsleitung entstanden ist. Bei diesem Fulguritexemplar wurde neben der Glaschemie auch die Chemie des gesamten Fulgurits und des umgebenden granitischen Gesteins analysiert. Die gesamte chemische Zusammensetzung des Fulgurits entspricht der des umgebenden Gesteins. In der zweiphasigen Glasmatrix ist Silizium abgereichert (SiO_2 : $\sim 73\% \rightarrow \sim 65\%$ beziehungsweise 52 - 58%) und Aluminium angereichert (Al_2O_3 : $\sim 15\% \rightarrow \sim 21\%$ beziehungsweise 17 - 28%). Stellenweise treten erhöhte Konzentrationen von

Eisen, Magnesium, Kalzium, Natrium und Kalium auf. Diese Heterogenität in der Chemie der Glasphase wird damit begründet, dass nicht alle Mineralkörner aufgeschmolzen wurden und die Schmelze sich nicht vollständig mischte. Die zweiphasige Glasmatrix ist entstanden als der Blitz das Gestein aufgeheizt hat und dabei die erste Schmelze entstanden ist. Beim Abkühlen hat sich aus der ersten Schmelze, aufgrund einer Mischungslücke, eine zweite Schmelze mit einer anderen Chemie gebildet.

In einer der neuesten Publikationen vergleicht Hess et al. (2021) die Gesamtchemie eines tonreichen Bodenfulgurits mit der Chemie des umgebenden Bodens mittels Röntgenfluoreszenzanalyse. Für den Vergleich normiert er die Bodenchemie auf wasserfreie Komponenten. Es ist feststellbar, dass bis auf Phosphor alle anderen Hauptelemente die gleiche Gesamtchemie im Fulgurit wie im Boden besitzen. Der Unterschied des Phosphorgehalts zwischen der Fulgurit- und der Bodenprobe wird auf eine Phosphormigration in der Matrix während der Schreibersitbildung zurückgeführt. Dadurch entsteht ein Nugget-Effekt (Clark, 2010), der bei der Röntgenfluoreszenzanalyse zutrugen kommt.

1.4.4 Reduzierte und oxidierte Phasen

In vielen Fulguritstücken konnten extrem reduzierte Phasen festgestellt werden. Als einer der Ersten beschrieben Essene und Fisher (1986) das Auftreten von Eisensiliciden. Eisensilicide sind Mineralphasen, die aus Eisen und Silizium bestehen und keinen Sauerstoff enthalten. Inzwischen sind sehr viele Mineralphasen der Eisensilicide bekannt (Stefano et al., 2020). Neben den Eisensiliciden werden auch Eisenphosphide, die nur aus Eisen und Phosphor bestehen, in Fulguriten gefunden (Essene & Fisher, 1986). Das bekannteste Eisenphosphide ist der Schreibersit FeP_3 . Zusätzlich können in Fulguriten elementare Elemente wie Eisen, Chrom oder Silizium auftreten (Essene & Fisher, 1986).

Reduzierte Phosphorverbindungen, zu denen der Schreibersit zählt, sind für die Entstehung des Lebens vor etwa 3,5-4,1 Milliarden Jahren bedeutsame Schlüsselkomponenten (Pasek & Hurst, 2016). Phosphor ist ein wichtiger Bestandteil in vielen Biomolekülen wie der DNA, RNA, Phosphorlipide und ATP. In der Erdkruste kommt Phosphor hauptsächlich im Mineral Apatit als Phosphat PO_4^{3-} , die höchst oxidierte Form von Phosphor, vor. Phosphate sind reaktionsträge und bilden bei normalen Bedingungen keine Verbindungen die als Grundbausteine des Lebens gelten. Hingegen sind die reduzierten Phosphide sehr reaktiv und können mit Kohlenstoff, Stickstoff und Wasser organische Verbindungen aufbauen (Pasek & Lauretta, 2005). Neben Fulguriten befindet sich reduzierter Phosphor auch in Meteoriten. Durch Meteorite kommen bis zu 10 Tausend Tonnen Phosphide pro Jahr auf die Erde und bis zu einer Tonne Phosphide entstehen durch Blitze auf der Erde (Hess et al., 2021).

Essene und Fisher (1986) schlagen verschiedene Entstehungsmechanismen vor. So könnten kohlenstoffreiche Verbindungen sowie Pflanzen im Boden beim Blitzeinschlag aufgeheizt werden und verbrennen. Dabei entziehen sie den Silikaten, Phosphaten und Metalloxiden den Sauerstoff und zurück bleibt eine metallische Schmelze. Reiner Wasserstoff wirkt wie der Kohlenstoff reduzierend (Basu, 2005). Weiters könnte bei den hohen Temperaturen der Sauerstoff aus den Verbindungen ausgasen (Yakovlev et al., 2006). Wie bei einer Elektrolyse spaltet sich dabei Sauerstoff von den Oxiden ab und es bilden sich metallische Phasen. Eine weitere Möglichkeit stellt die Bildung von NO_x im Fulgurit, wie in der Atmosphäre im Blitzkanal, dar, bei der der Sauerstoff aus den Verbindungen entzogen wird und sich mit Stickstoff verbindet (Essene & Fisher, 1986). In allen Fällen wird eine sehr niedrige Sauerstoff fugazität von etwa $f[\text{O}_2] = 10^{-10}$ bis 10^{-20} benötigt. Die Luft in der Erdatmosphäre hat eine Sauerstoff fugazität von etwa $f[\text{O}_2] = 10^{-0.7}$ (Hill & Roeder, 1974).

Jones et al. (2005) machten mit reinen Manganoxid MnO und Nickeloxid NiO Experimente, um die reduzierende Wirkung von Blitzen zu erforschen. Für das Experiment gaben sie das reine Metalloxidpulver jeweils in eine PVC-Röhre. Eine Rakete wurde in ein Gewitter geschossen und die Entladung wurde mittels Kupferdrahts in die Metalloxidpulver geleitet. In beiden PVC-Röhren bildete sich ein Fulgurit. Beim Nickeloxid-Fulgurit wurde neben Nickeloxid NiO metallisches Nickel identifiziert, während beim Manganoxid MnO keine Veränderung festgestellt wurde. Die Autoren schließen anhand des Experimentes aus, dass für die Reduktion von Metalloxiden eine kohlenstoffreiche Matrix vorhanden sein muss. Die Elektrolyse als Mechanismus zur Bildung von reduzierten Phasen können die Autoren nicht ausschließen.

Nicht nur reduzierte Phasen werden in Fulguriten gefunden. Grapes und Müller-Sigmund (2010) beschreiben das massenhafte Auftreten von Magnetit und anderen eisenreichen Spinellen in einem Fulgurit aus dem Adamello Gabbro, Italien. Für die Bildung dieser Phasen wird laut Autoren die Sauerstoff fugazität unterhalb der Umwandlung von Hämatit-Magnetit bei etwa $f[\text{O}_2] = 10^{-3}$ liegen.

1.4.5 Dendritisches Mineralwachstum

Dendrite sind baumförmig gewachsene Minerale und bilden sich sehr oft bei der Kristallisation aus stark unterkühlten Schmelzen (Lofgren, 1974). Obwohl das dendritische Kristallwachstum häufig vorkommt, zum Beispiel in Basalten (Faure & Schiano, 2004, Hammer et al., 2010), Scherzonen (Camacho et al., 1995), Impaktschmelzen (Byerly & Lowe, 1994) oder Meteoriten (Lofgren & Lanier, 1990), wird es seltener in Fulguriten beschrieben. Grapes und Müller-Sigmund (2010) belegen Magnetitdendrite in einem Fulgurit aus Adamello, Italien.

In einem basaltischen Pseudofulgurit beschreiben Griffiths et al. (2022) gerades und gebogenes, dendritisches Pyroxenwachstum detaillierter. Die von Griffiths et al. (2022) untersuchte Probe stammt von selbem Fulguritexemplar, welches auch in dieser Arbeit analysiert wird.

1.4.6 Geschockte Mineralphasen

Stellenweise werden in Fulguriten geschockte Mineralien (Carter, Hargreaves, et al., 2010, Carter et al., 2010, Ende et al., 2012, Kenny & Pasek, 2021) oder planare Deformationslamellen (Gieré et al., 2015) gefunden. Geschockte Minerale und planare Deformationslamellen sind typisch für Impaktstrukturen bei denen Drücke von mehreren zehner GPa und niedrige Temperaturen von einigen 100°C vorherrschten. Neben den geschockten Mineralen kommen oft Hochdruckphasen wie Coesit und Stishovit (Polymorphe von SiO₂) bei Impaktstrukturen vor.

1.5 Grundlagen

1.5.1 Kristalline und amorphe Stoffe

Kristalle sind homogene Feststoffe, bei denen die Atome, Ionen oder Moleküle in einem sich wiederholenden, dreidimensionalen Gitter, mit fixen Abständen geordnet vorliegen (Glicksman, 2014). Durch die räumliche periodische Anordnung der Bausteine im Kristall ergibt sich eine Fernordnung (engl.: long range order) und diverse Symmetrieelemente, wie zum Beispiel Rotationsachsen oder Spiegelebenen, können festgestellt werden. Die Symmetrieelemente können teilweise auch bei makroskopisch Kristallen anhand der Morphologie oder physikalischen Eigenschaften erkannt werden. Viele physikalische Eigenschaften in Kristallen sind richtungsabhängig, also anisotrop (Glicksman, 2014).

Als Schmelze definiert (Glicksman, 2014) kondensierte Fluide, also flüssige Phasen. Die Flüssigkeiten haben ein definiertes Volumen bei einer bestimmten Temperatur und einem bestimmten Druck. In den Schmelzen liegen die Atome oder Moleküle als Cluster vor, bei denen der geometrische Bezug zum benachbarten Teilchen, also der Nahordnung (engl.: short range order), festgestellt werden kann. Nachdem nur eine Nahordnung vorliegt, sind alle physikalischen Eigenschaften in Schmelzen isotrop, also richtungsunabhängig.

Eine Spezialform zwischen Kristall und Schmelze sind amorphe Materiale. Amorphe Materiale, zu denen Gläser gehören, werden den Feststoffen zugeordnet und besitzen wie Schmelzen nur eine Nahordnung. Gläser werden auch manchmal als unterkühlte Flüssigkeiten bezeichnet, nachdem diese bei erhöhten Abkühlungsraten aus Schmelzen entstehen. Bei niedrigen Abkühlungsraten bilden sich aus Schmelzen kristalline Feststoffe. Ob aus einer Flüssigkeit kristalline oder amorphe Feststoffe entstehen, hängt neben der Abkühlungsrate auch von den Stoffeigenschaften und den Umgebungsbedingungen ab (Glicksman, 2014).

Der Phasenübergang von flüssig auf fest wird als Kristallisation und von fest auf flüssig als Schmelzen bezeichnet. Bei der Kristallisation wird latente Wärme, die sogenannte Kristallisationenthalpie, freigesetzt. Diese entspricht der Wärmeenergie, die für das Schmelzen benötigt wird (Glicksman, 2014).

1.5.2 Kristallwachstum

Der initiale Schritt für die Kristallisation ist die Bildung von kleinen Kristallpartikeln in der Schmelze, die als Nukleation bezeichnet wird. Eine Unterscheidung zwischen homogener und heterogener Nukleation kann getroffen werden (Cashman, 1990). Bei der homogenen Nukleation entstehen durch thermische Fluktuationen Kristallkeime in der Schmelze und als heterogene Nukleation wird das Aufwachsen von Kristallkeimen auf eine schon vorhandene feste Phase bezeichnet.

Nach der Nukleation beginnt das eigentliche Kristallwachstum. Für das Kristallwachstum sind einige wichtige Prozesse notwendig. Cashman (1990) zählt drei Hauptprozesse, die Kristall-Schmelze-Interface Reaktion, die Materialdiffusion zum und weg vom Interface und den Abtransport von Wärme, die bei der Kristallisation am Interface entsteht, auf.

Das eigentliche Kristallwachstum findet auf dem Kristall-Schmelze-Interface statt. Hier ordnen sich die Atome oder Moleküle im Kristallgitter an. Welche exakten Prozesse am Interface stattfinden und wie sie die Kristallmorphologie beeinflussen, ist schwer vorherzusagen. Einige Kristallflächen wachsen schneller als andere oder werden aufgelöst (Kuo & Kirkpatrick, 1985).

Der Wärmetransport ist in festen, kristallinen Materialien bis zu fünf Magnituden höher als in Flüssigkeiten, Gasen oder amorphen Feststoffen. Bei der Materialdiffusion verhält es sich entgegengesetzt. Die Durchmischung von Komponenten ist in Flüssigkeiten und Gasen höher als in den Feststoffen (Glicksman, 2014).

„Perfekte“ planare Kristallflächen entstehen sehr oft bei niedrigen Wachstumsraten. Das Kristallwachstum wird hier von der Interface-Reaktion kontrolliert. Es gibt genug Zeit für den stetigen Materialtransport entlang des Interfaces zu den einzelnen Kristallflächen und ein kontinuierlicher Abtransport der Wärme erfolgt. Eine unstetige Materialdiffusion und/oder gehinderter Wärmediffusion mit einhergehender rascher Wachstumsrate verhindern ein gleichmäßiges, planares Wachstum der Kristallflächen (Glicksman, 2014).

Mit steigender Wachstumsrate bildet sich aus der planaren Kristallfläche ein zelluläres Interface mit periodischen Rippeln, das weiter in eine säulenförmige Form übergeht und schließlich in einer dendritischen Morphologie endet. Losert et al. (1998) beschreiben diese vier Wachstumsstadien anhand der experimentellen Kristallisation von Succinonitril bei unterschiedlichen

Wachstumsraten. Die vier Stadien aus den Experimenten von Losert et al. (1998) sind in der Abbildung 1 dargestellt.

Bei der säulenförmigen Morphologie bildet sich, je nach Wachstumsrate der primären Kristallwachstumsfront, ein Zwischenraum, der sogenannten interstitielle Bereich, zwischen den Säulen, der mit der Schmelze gefüllt ist. In einem breiteren interstitiellen Bereich ist eine weitere sekundäre, säulenförmige Kristallisation auf den primären Säulen möglich. Auf den sekundären Säulen können zusätzlich tertiäre Säulen wachsen. Nach diesem Prinzip können noch weitere Säulengenerationen entstehen, wodurch sich eine baumförmige Morphologie ergibt. Aufgrund ihrer Morphologie bezeichnet man diese Struktur mit den griechische Namen Dendrit (griech. *déndron* = Baum). Typischerweise werden die primären, sekundären, etc. Äste in die Hierarchieebenen eins, zwei, etc. eingeteilt (Glicksman, 2014).

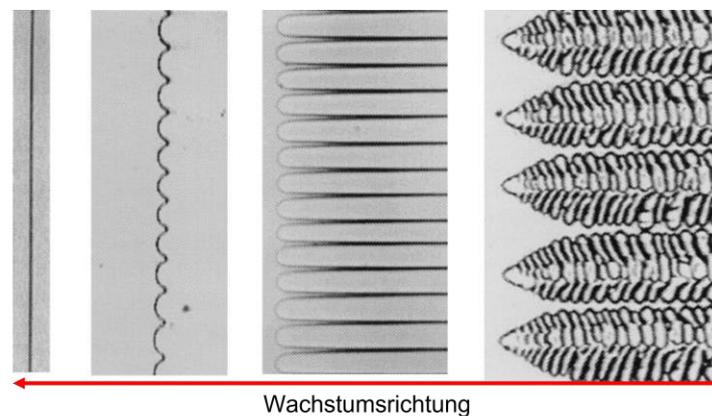


Abbildung 1: Morphologie des Kristall-Schmelze-Interfaces bei unterschiedlichen Wachstumsraten: Planares Interface, Zelluläres geripptes Interface, säulenförmige Form, dendritische Form (aus Losert et al. 1998)

In einem Einkomponentensystem verändert sich bei der Kristallisation die Zusammensetzung der Schmelze nicht. Hier kristallisiert derselbe Stoff aus, wie in der Schmelze vorhanden. Beim Auskristallisieren einer Komponente aus einer Schmelze in einem Multikomponentensystem wird die Schmelze um den Anteil des auskristallisierenden Stoffes reduziert und in der Schmelze beim Kristall-Schmelze-Interface erhöhen sich die Konzentrationen der anderen Bestandteile. Die neue Schmelzzusammensetzung kann das weitere Kristallwachstum erheblich beeinflussen. Eine gute und rasche Durchmischung von der neu entstandenen Schmelze am Interface mit der Gesamtschmelze und/oder ein langsames Kristallwachstum haben keinen Einfluss auf das Kristallwachstum, da am Interface genug Komponenten für die Kristallisation vorhanden sind. Erst bei einer schlechten Durchmischung der Schmelze und/oder einem raschen Kristallwachstum können nicht alle für die Kristallisation benötigten Komponenten zur Kristallgrenzfläche transportiert werden. Dadurch entsteht um den Kristall eine Zone, die an kristallfremden Komponenten angereichert und an für die Kristallisation benötigten Komponenten abgereichert ist. Dieses Phänomen wird als Makrosegregation bezeichnet. Eine weitere Möglichkeit besteht, dass das Kristallwachstum vollständig zum Erliegen kommt. Beim

dendritischen Wachstum können auch die kristallfremden Bestandteile im interdendritischen Bereich eingelagert werden, das als Mikrosegregation bezeichnet wird (Dutta & Surappa, 1998).

1.5.3 Mischkristall - Mischungslücke

Kristalline Stoffe sind durch ein geordnetes Kristallgitter aufgebaut und dadurch nehmen die mischbaren Komponenten ebenfalls einen Platz im Kristallgitter ein. Es können drei Mischkristalltypen, der Substitutionsmischkristall (engl.: substitutional solid solutions), der Einlagerungsmischkristall (engl.: interstitial solid solutions) und als Sonderform der „vakanter Mischkristall“ (engl.: Omissional solid solutions) unterschieden werden (Geiger, 2001). Die Klassifikation von Geiger (2001) ist wie alle Klassifikationen nur eingeschränkt sinnvoll. Jeder reale Kristall hat Defekte, insbesondere hat jeder Kristall Punktdefekte. Diese Defekte sind entweder Fremdatome auf Gitterplätzen (substitutionell), Atome auf Zwischengitterplätzen (interstitiell) und Leerstellen (Vakancen). Daher kann man die Einteilung der Mischkristalltypen nach Geiger (2001) eher als Beschreibungshilfe für unterschiedlich zusammengesetzte Minerale einer Mineralgruppen mit mehreren Endgliedern, zum Beispiel Amphibole, und Mineralreaktionen innerhalb dieser Mineralgruppe, zum Beispiel Substitutionreaktion, sehen.

Bei allen Mischkristalltypen wird davon ausgegangen, dass es mindestens zwei verschiedene Endglieder einer Mineralgruppe gibt. Beim „vakanten Mischkristall“ (engl.: Omissional solid solutions) besitzt das Mineral im Kristallgitter strukturelle vakante Stellen, also Gitterpositionen, die nicht von Atomen besetzt sind. Ein typisches Beispiel für diesen Mischkristalltyp ist das Mineral Wüstit mit der Formel $Fe_{1-x}O$. Im Einlagerungsmischkristall werden Atome zwischen den Gitterplätzen im Kristall eingebaut. Die eingelagerten Atome nehmen dabei keinen normalen Kristallgitterplatz des ursprünglichen Kristalls ein. Im Stahl, als bedeutendes Beispiel für den Einlagerungsmischkristall, werden Kohlenstoffatome ins Eisengitter eingelagert. (Geiger, 2001)

Der häufigste und daher auch erdwissenschaftlich wichtigste Typ von Mischkristallen bilden die Substitutionsmischkristalle. In diesem Mischkristalltyp werden am Kristallgitterplatz die einzelnen Komponenten miteinander ausgetauscht. Dies kann durch einen isovalenten Austausch der Atome erfolgen. Das bedeutet, dass ein Atom mit einer bestimmten Ladung mit einem anderen Atom mit derselben Ladung den Gitterplatz tauscht. Der Austausch von mehreren Atomen im Kristallgitter mit teilweisen unterschiedlichen Ladungen wird als gekoppelte Substitution bezeichnet. Wichtige gesteinsbildende Minerale bilden Mischkristalle dieses Typs, die dann in Mineralgruppen wie zum Beispiel in die Olivin-, Pyroxen-, Spinell- oder Feldspat-Gruppe zusammengefasst werden. (Geiger, 2001)

Einige der wichtigen Mischkristalle haben eine komplette Mischbarkeit zwischen den Endgliedern, wie zum Beispiel beim Olivin-Mischkristall. Andere Mischkristalle wie die Feldspatgruppe haben eine begrenzte Mischbarkeit zwischen den Endgliedern und bilden sogenannte Mischungslücken aus. Mischungslücken sind Bereiche, bei denen sich die unterschiedlichen Komponenten nicht miteinander mischen (Geiger, 2001). Die Position der Mischungslücke in diversen Mineralsystemen ist im Phasendiagramm stark temperaturabhängig und kann bei höheren Temperaturen in einen homogenen Zustand übergehen.

Der Zerfall aus einer Mischphase in zwei oder mehreren Phasen unterschiedlicher Zusammensetzung aber gleichbleibenden Aggregatzustand wird als Entmischung oder Phasenseparation bezeichnet. Diese Phasenumwandlung tritt dann auf, wenn durch Änderung der Temperatur oder Drucks die homogene, mischbare Phase den Zustand der Mischungslücke erreicht. Ein Beispiel für eine typische Entmischungsstruktur sind Perthite. Perthite sind Einmischungen von natriumreichen Feldspatlamellen in einem Kalifeldspat (Smith, 1974). Ähnlich den lamellenförmigen Entmischungsstrukturen sehen Symplektite aus.

Als Symplektit definiert Gaidies et al. (2017) wurmartige lamellenförmige Verwachsungen von zwei oder mehreren Mineralphasen, die durch den Zerfall eines Mineralkorn bei der Änderung der Umgebungsbedingungen entstehen. Dabei ersetzen Symplektite das sich zersetzende Mineralkorn und es sieht aus, als würden die Symplektite sich ins Mineralkorn fressen. Meisten liegt zwischen den alten Mineralkorn und der wurmartigen Symplektitstruktur eine scharfe Reaktionsfront. Die Lamellen stehen rechtwinkelig zu dieser Reaktionsfront und haben sehr oft einen regulären Abstand. Zwei mögliche Reaktionen können Symplektite erzeugen. Bei einer zelluläre Fällungsreaktion entsteht aus einer Ausgangsphase α_0 eine Phase β und eine um β abgereicherte Phase α_1 . Zerfällt hingegen die Phase γ in die Phasen α und β spricht man von einer eutektoidale Reaktion.

1.6 Beschreibung wichtiger auftretende Minerale

1.6.1 Quarz

Das Mineral Quarz beziehungsweise α -Quarz hat die chemische Formel SiO_2 und ist das zweit häufigste Mineral in der Erdkruste (Rösler, 1991). Siliziumdioxid baut nur sehr geringe Spuren von Fremdionen in das Kristallgitter ein. Es treten aber viele verschiedene polymorphe SiO_2 Verbindungen auf, die sich nur von der Kristallstruktur unterscheiden. Einen Überblick über die wichtigsten Modifikationen ist in der Abbildung 2 ersichtlich.

Bei Raumbedingungen ist α -Quarz die stabilste Siliziumdioxid-Modifikation. Bei einem Druck von 1 bar und Temperaturen über 573°C wandelt sich der α -Quarz in β -Quarz um. Zwischen 870°C und 1470°C bildet sich die Modifikation Tridymit und ab 1470°C Cristobalit. Siliziumdioxid beginnt ab 1705°C zu schmelzen. Ab etwa 2 GPa entsteht Coesit und ab etwa 7,5 GPa

Stishovit. Weiters kann SiO_2 als Glas vorkommen das als Lechatelierit bezeichnet wird. (Lewerentz et al., 2019)

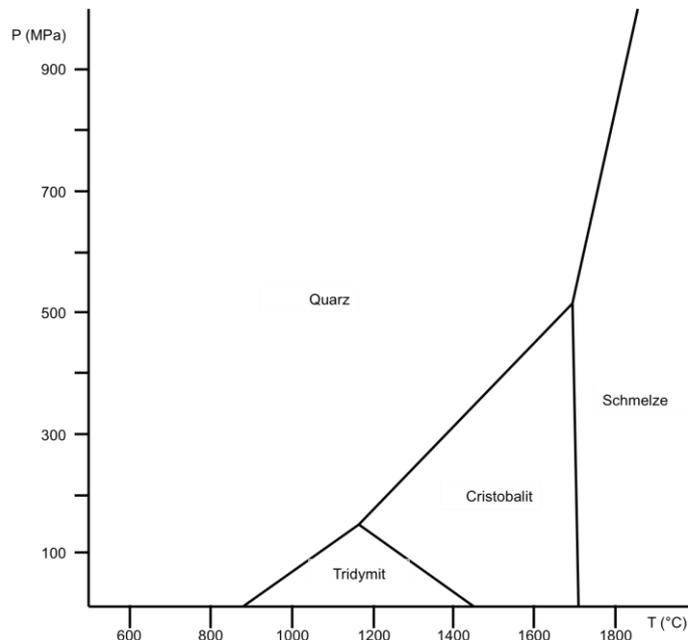


Abbildung 2: Phasendiagramm SiO_2 (mod. nach Lewerentz et al., 2019)

1.6.2 Olivin

Die Minerale der Olivingruppe zählen zu den Inselsilikaten (=Nesosilikate) und sind Mischkristalle zwischen den eisenhaltigen Endglied Fayalit Fe_2SiO_4 und den magnesiumhaltigen Endglied Forsterit Mg_2SiO_4 . In den Olivinmischkristall können zusätzlich Mangan, Nickel und teilweise Kalzium eingebaut werden. Typischerweise haben Olivine eine oliv- bis flaschengrüne Farbe, aus der sich der Namen ableitet (Bowen & Schairer, 1935). Olivine kristallisieren in der höchsten orthorhombischen Kristallklasse mmm mit den häufig auftretenden Kristallflächen $\{110\}$, $\{120\}$, $\{101\}$, $\{111\}$ und $\{010\}$.

Die komplette Mischbarkeit der beiden Endglieder in der festen als auch in der flüssigen Phase sind im Schmelzdiagramm (Abbildung 3) erkennbar (Bowen & Schairer, 1935). Die reinen Endglieder haben einen Schmelz beziehungsweise Kristallisationspunkt von 1890°C für Forsterit und 1205°C für Fayalit.

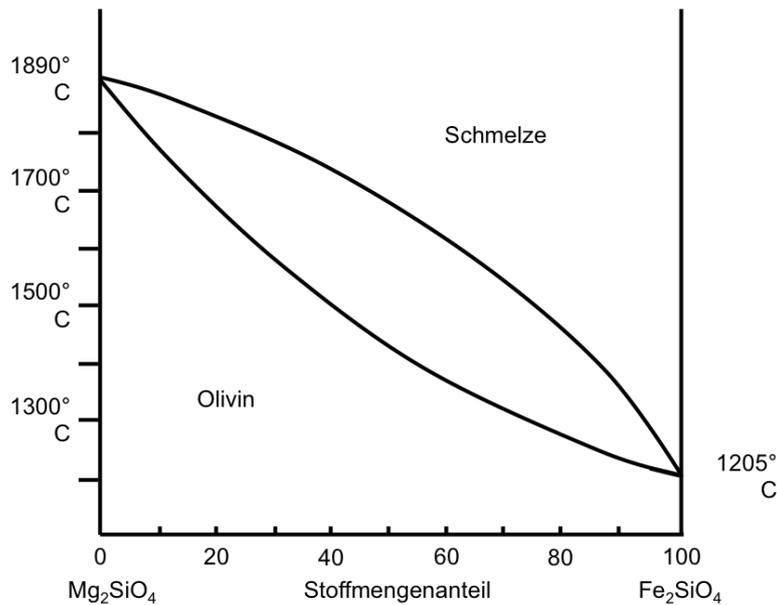


Abbildung 3: Schmelzdiagramm für Olivin (mod. nach Bowen & Schairer, 1935)

1.6.3 Feldspat

Zu den wichtigsten gesteinsbildenden Mineralen in der Erdkruste zählen die Feldspäte mit einem Anteil von fast 60 % (Rösler, 1991). Die Feldspäte werden zu den Alumosilikaten gezählt, bei denen die eckenverknüpften AlO_4^- - und SiO_4^- -Tetraeder ein dreidimensionales, negativ geladenes Gerüst aufbauen. In den Zwischenräumen befinden sich die Kationen Natrium, Kalium oder Kalzium. Dadurch ergeben sich anhand der Chemie drei Endglieder: Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, Anorthit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und Orthoklas KAlSi_3O_8 . Die drei Endglieder bilden drei Gruppen von Mischkristallen: die Alkalifeldspäte, Plagioklase und ternäre Feldspäte. (Smith, 1974)

Alkalifeldspäte bilden Mischkristalle zwischen den Albit- und Orthoklas-Endglied. In dieser Mischkristallreihe sind die beiden Endglieder nur bei höheren Temperaturen komplett mischbar. Unterhalb einer Temperatur von etwa 600°C und niedrigen Druck (Abart et al., 2009) befindet sich eine Mischungslücke zwischen den Endgliedern, die im Phasendiagramm dargestellt ist (Abbildung 4). Bei der Abkühlung von Alkalifeldspäten mit intermediärer Zusammensetzung beginnt sich der Feldspat zu entmischen, wenn dieser in den Bereich der Mischungslücke kommt. Dabei bilden sich Lamellen von natriumreichen Feldspäten in einen Kalifeldspat, die als Perthit bezeichnet werden, oder antiperthitische Lamellen von kaliumreichem Feldspat in einen Albit. (Smith, 1974)

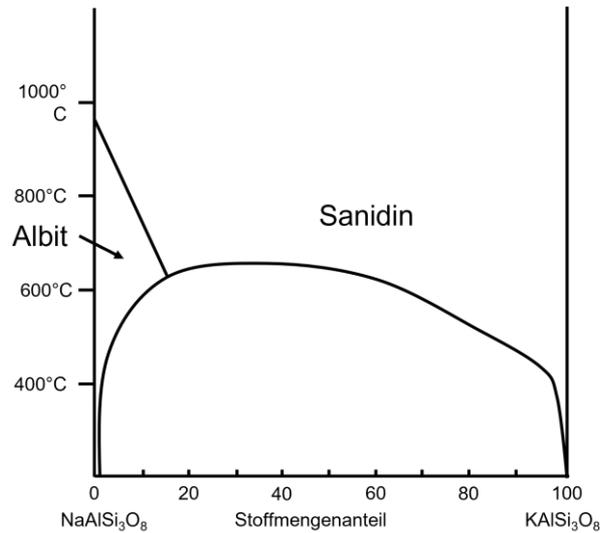


Abbildung 4: Phasendiagramm Alkalifeldspat (mod. nach Smith, 1974)

Zwischen den Endgliedern Anorthit und Albit bildet sich die Mischkristallreihe der Plagioklase, mit einer fast vollständigen Mischbarkeit aus. Drei Mischungslücken sind in der Plagioklasmischkristallreihe bekannt: Peristerit-Entmischung (2–16 %), Bøggild-Entmischung (47–58 %) und Huttenlocher-Entmischung (67–90 %). Bei diesen drei Entmischungen bilden sich nur mikroskopische Lamellen, die nicht so deutlich ausgeprägt sind wie die bei den Alkalifeldspäten. Das Phasendiagramm von Plagioklas ist in der Abbildung 5 dargestellt. Weiters befindet sich ein vereinfachtes Phasendiagramm in der Abbildung 5. Nachdem bei den meisten Plagioklase-Mischkristallen makroskopisch keine Unterschiede erkennbar sind, werden die Plagioklase anhand des Anorthitgehalts in Albit (0–10 %), Oligoklas (10–30 %), Andesin (30–50 %), Labradorit (50–70 %), Bytownit (70–90 %) und Anorthit (90–100 %) unterteilt (Smith, 1974).

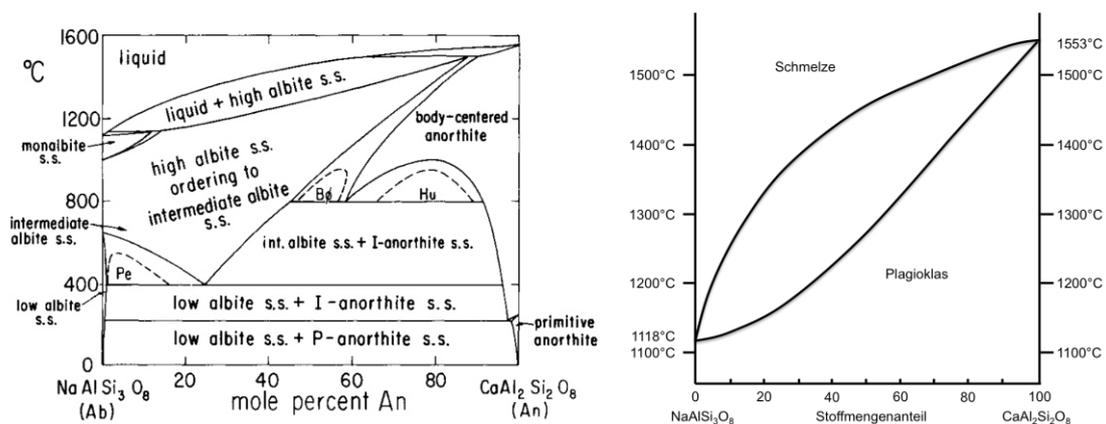


Abbildung 5: Phasendiagramme von Plagioklas links: Smith, 1974, rechts: vereinfacht, mod. nach Bowen 1913

Alle drei Feldspatendglieder werden in einem ternären Diagramm dargestellt (Abbildung 6). Ternäre Feldspäte sind Feldspäte, die sich bei höheren Temperaturen gebildet haben und aus allen drei Endgliedern bestehen. Beim Abkühlen fallen die ternären Feldspäte in den Bereich einer großen Mischungslücke. Dadurch entmischen sich die ternären Feldspäte und es bildet

sich eine Verwachsung zweier unterschiedlicher Feldspatmischkristalle, der Alkalifeldspat- und Plagioklasmischkristallreihe.

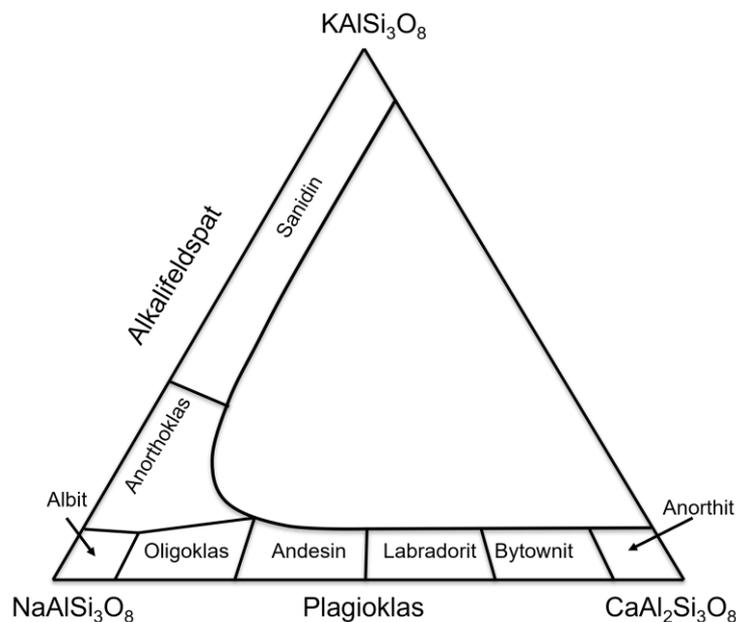


Abbildung 6: Ternäres Phasendiagramm Feldspäte bei 900°C (mod. nach Matthes, 1993)

1.6.4 Spinelle

Die Spinelle zählen zu einer der größten mineralogischen Gruppen mit der allgemeinen Formel AB_2X_4 , wobei A und B Metallkationen wie Mg, Al, Fe sind und X meistens Sauerstoff ist. Häufig besitzen die Kationen auf der A-Position eine zweifach positive Ladung, während die Kationen auf der B-Position eine dreifach positive Ladung haben. Neben den zwei- und dreiwertigen Kationen können auch Kationen mit anderen Ladungen in der Struktur vertreten sein.

Typischerweise befinden sich die Kationen Magnesium, Eisen(II), Eisen(III), Aluminium, Titan, Mangan und Chrom in den Spinellen, die sich teilweise bis vollständig substituieren können. Zu den geologisch wichtigsten Spinellen zählen die Minerale Spinell (beziehungsweise Magnesiospinell) MgAl_2O_4 , Magnetit $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, Hercynit $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$, Chromit $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$, Ulvöspinell $\text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$ und Ringwoodit Mg_2SiO_4 . Kristallographisch sind die Minerale der Spinellgruppe in der höchsten kubischen Kristallklasse $m\bar{3}m$. In dieser Kristallklasse befinden sich drei vierzählige Drehachsen in x-Richtung beziehungsweise parallel $[100]$, vier dreizählige Drehachsen in Richtung der Raumdiagonalen $[111]$ und sechs zweizählige Drehachsen in Richtung der Flächendiagonalen $[110]$. Die bedeutendsten Flächen bei den Spinellen sind die Oktaederflächen $\{111\}$.

1.6.5 Pyroxene

Zu den Pyroxenen zählen eine große Gruppe von Mineralen der Kettensilikate (=Inosilikate) mit Einfachketten. Die Kristallographie und Koordinationspolyeder der Pyroxene sind in der Abbildung 7 dargestellt. Die SiO_4 -tetraeder sind über zwei Sauerstoffe zu langen Ketten verknüpft und liegen parallel zur c-Richtung [001]. Bei den Silikatketten zeigen alle SiO_4 -Tetraederspitzen in eine Richtung parallel zur a-Richtung [100]. Zwischen den Silikatketten ist auf zwei Positionen M1 und M2 Platz für Kationen die eine sechs- und sechs- bis achtfache Koordination eingehen. Die M1 Position hat eine oktaedrische Koordination, die über gemeinsame Kanten zickzackförmige Ketten bildet. Die Koordinationspolyeder der M2 Position sind mit der M1-Kette auf drei verschiedenen Oktaedern Kantenverknüpft und bilden eine flache Struktur in der b-c-Ebene. Wie die Silikatkette verläuft die M1-Kette parallel der c-Richtung [001]. Die M1-Position in der Kette verbindet die Spitzen zweier Silikatketten auf der Ober- und Unterseite. Zwischen den Flächen der Silikatketten ist Platz für die M2-Polyeder. Dadurch ergibt sich eine Stapelung in a-Richtung [100] von Silikattetraeder - M1-Oktaeder - Silikattetraeder - M2-Polyeder und so weiter.

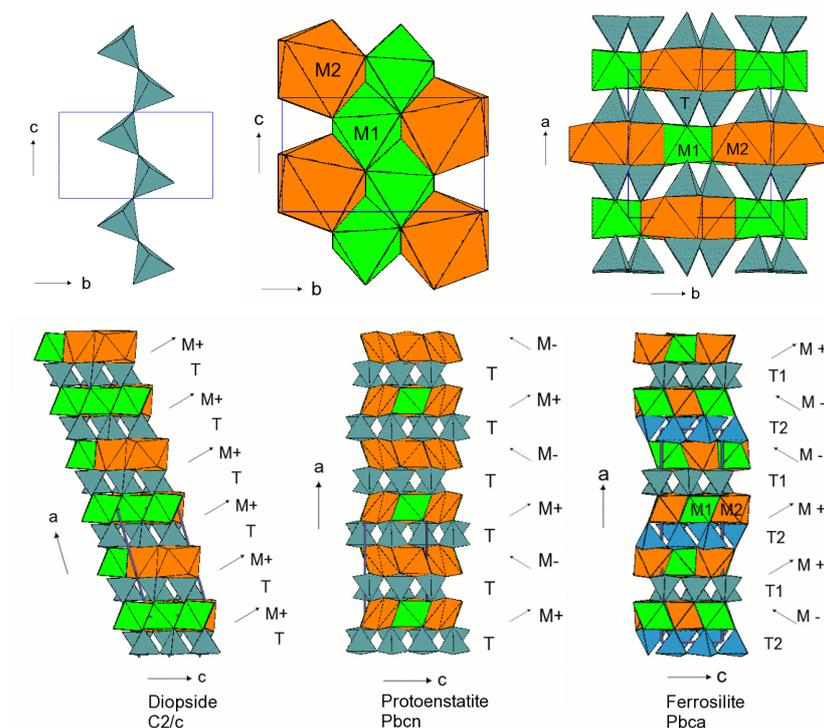


Abbildung 7: Kristallographische Koordinationspolyeder der Pyroxene (Wikimedia Commons 2022)

Die allgemeine Formel $\text{M}_1\text{M}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ beschreibt die Chemie der Pyroxene. Die Elemente Magnesium, Eisen, Kalzium, Mangan und Aluminium sind vorwiegend in den Pyroxenen vertreten. Aber sehr viele andere Elemente können in Pyroxenen eingebaut werden. Anhand der großen Möglichkeit an verschiedenen Pyroxen teilt man diese in sechs Gruppen ein (Mg-Fe-Pyroxene, Mn-Mg-Pyroxene, Ca-Pyroxene, Ca-Na-Pyroxene, Na-Pyroxene und Li-Pyroxene). Zu den häufigsten Endgliedern diesen Gruppen zählen Enstatit ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Ferrosilit ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$),

Diosid ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), Hedenbergit ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), Jadeit ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) und Aegirin ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$). Weiters sind Mischkristalle wie Augit ($(\text{CaMgFe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) oder Omphacit ($(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})\text{Si}_2\text{O}_6$) möglich.

Anhand der Kristallographie können die Pyroxene in zwei Gruppen unterteilt werden. Die Klinopyroxene haben eine monokline Struktur $2/m$ und die orthorhombischen Pyroxene die Punktgruppe mmm . Bei den Klinopyroxenen liegt die zweizählige Drehachse in Richtung der b -Achse und die Spiegelebene normal darauf. Zu den Orthopyroxenen zählen die Mischkristalle der Enstatit-Ferrosilit-Reihe. Die restlichen Pyroxene zählen zu den Klinopyroxenen.

2 Material & Methoden

Für diese Arbeit wurden drei unterschiedliche Fulguritproben, ein granitischer Bodenfulgurit, ein basaltischer Steinfulgurit und ein Sandfulgurit, vom Naturhistorischen Museum Wien zur Verfügung gestellt. Für die Untersuchungen der drei Proben wurde jeweils ein Dünnschliff mit einer Dicke von 40 bis 50 μm im Dünnschlifflabor des Departments für Lithosphärenforschung der Universität Wien hergestellt. Dafür wurden die Proben in Epoxidharz eingegossen, damit diese bei der weiteren Präparation nicht ausbrechen. Die Dünnschliffe wurden für die weiteren Analysen mechanisch und chemisch poliert.

Mittels Durchlicht- und Auflicht-Polarisationsmikroskopie wurden die Dünnschliffe untersucht und mit Kohlenstoff für die Analysen mit dem Elektronenstrahl bedampft.

Mit dem Rasterelektronenmikroskop FEI Inspect S-50 an der Universität Wien wurden die kleineren Mineralkörner sowie Mikrostrukturen als Sekundärelektronenbilder (=SE) und Rückstreuungselektronenbilder (=BSE) abgebildet. Erste semiquantitative mikrochemische Analyse erfolgten mit dem eingebauten energiedispersiven Röntgenspektrometer (=EDX). Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV mit einem Strahlstrom von etwa 0,1 nA und einem Arbeitsabstand von 10mm. Für die SE- und BSE-Bilder wurden der Kontrast und die Helligkeit angepasst.

Am REM FEI QuantaTM 3D FEG, Labor für Feldemissions-Rasterelektronenmikroskopie und Ionenstrahlenwendungen der Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien wurden hochauflösende, elektronenoptische SE- und BSE-Bilder mit einer Beschleunigungsspannung zwischen 5 und 15 kV, einer Spot Size von 4,5 ($\sim 0,1$ nA Strahlstrom) und einem Arbeitsabstand zwischen 10 und 15 mm von den Mikro- und Nanostrukturen angefertigt. Der Kontrast und die Helligkeit wurden für die SE- und BSE-Bilder angepasst.

Zusätzlich wurden am REM FEI QuantaTM 3D FEG die Kristallorientierungen mittels Elektronenrückstreuung (EBSD) bestimmt. Die Steuerung erfolgte mit der OIM-Software und

die Auswertung mit der Matlab-Toolbox MTEX 5.3.0 (Bachmann et al., 2010). Für die EBSD-Analysen wurde eine Beschleunigungsspannung von 15 kV, eine Spot Size von 1,0 (~4 nA Strahlstrom), 1mm Apertur und 14mm Arbeitsabstand verwendet. Eine Hough θ Schrittweite von 1° und einer 9x9 Maske wurde für alle Scans verwendet. Für die Scans wurde ein hexagonales Gitter mit einem Abstand von 90 bis 100 nm gewählt.

Für quantitative Elementanalytik mittels Punktmessungen und Elementverteilungskarten wurde die Elektronenstrahlmikrosonde (= EPMA) CAMECA SX mit fünf wellenlängendispersiven Kristallspektrometern und einem energiedispersiven Röntgenspektrometer am Department für Lithosphärenforschung verwendet. Alle Punktmessungen erfolgten mit 20 nA Strahlstrom, 15 kV Beschleunigungsspannung und einer Spot Size zwischen 3,5 und 5 μm . Für die Elementverteilungskarten wurde die Beschleunigungsspannung zwischen 15 und 20 kV und der Strahlstrom zwischen 20 und 40 nA ausgewählt. Die quantitativen Elementanalysen wurden mittels $K\alpha$ Emissionslinien gemacht.

Für Minerale mit mehreren relevanten Mineralmodifikationen wurde die genaue Modifikation mit der Raman-Spektroskopie identifiziert. Dafür wurde das Micro-Raman Spektrometer Horiba Jobin Y von LabRAM-HR mit konfokalem Mikro-Raman System vom Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien verwendet. Mit einem grünen (532 nm) und einem roten (633 nm) Laser erfolgte die Anregung. Für die Raman-Spektroskopie wurden die nicht-bedampften Dünnschliffe verwendet, da mit Kohlenstoff bedampfte Proben eine starke Lumineszenz zeigen und damit für eine Phasenidentifizierung ungeeignet sind.

2.1 Granitischer Bodenfulgurit

Der erste der drei untersuchten Fulgurite stammt aus Inyo County, Kalifornien, USA und ist in einem Boden natürlich durch einen Blitzeinschlag entstanden. In der Abbildung 8 wird ein Teil des Fulgurits bei der Ausgrabung gezeigt. Dieses Exemplar aus der östlichen kalifornischen Wüste war ein zufälliger Fund und zeichnet sich durch eine längliche, stellenweise leicht gebogene Röhre aus, die selten Abzweigungen aufweist und eine Gesamtlänge von rund drei Metern hat. Der umgebende Boden besteht aus einem verwitterten Granit mit einer grobsandigen Bodentextur und wenigen, dünnen Wurzeln. Anhand der Klassifizierung von Pasek et al. (2012) wird dieser Fulgurit in die Gruppe der Boden/Ton-Fulgurite eingeordnet. Für diese Arbeit werden drei Bruchstücke untersucht.

Die drei Fulguritstücke des Bodenfulgurites haben eine unterschiedliche Größe und stammen aus verschiedenen Regionen der Blitzröhre. In Abbildung 9 sind die drei Exemplare und die entsprechenden Dünnschliffe ersichtlich.

Das größte Stück wird als F2 bezeichnet und ist ein Fragment eines Hohlzylinders mit einem Innendurchmesser von rund 4 cm und einer Wandstärke von 1,6 cm. Die äußere Wand dieses Exemplars hat eine mittelgraue bis hellbraune Farbe und einzelne Mineralkörner, die eine Größe von wenigen Millimeter haben, sind erkennbar. Eine glatte, matte, dunkelgraue Oberfläche zeigt die Innere Wand des Fragments. Der Hauptteil des Fulgurits besteht aus einer blassgrünen bis weißlichen Glasmatrix. In der Mitte befinden sich wenige, bis zu 4 mm große Hohlräume, die zu inneren und äußeren Fulguritwand häufiger und kleiner werden. Weiters sind in der Nähe der äußeren Wand viele reliktsche Mineralkörner vorhanden.



Abbildung 8: Granitischer Bodenfulgurit bei der Ausgrabung in Inyo County, Kalifornien, USA (kein Maßstab, Mineralogical Research Company 2020)

Zwei weitere Stücke, F1a und F1b, haben einen Durchmesser von 1,6 cm. Während das Exemplar F1b einen Zentralkanal aufweist, besitzt das andere F1a keinen. Beide Fulguritstücke haben eine mittelgraue äußere Wand und eine blassgrünliche bis weiße Glasmatrix. Die Innenwand des Stücks F1b sieht wie die Glasmatrix, also blassgrünlich bis weiß aus. Einige etwa 2 mm große Hohlräume sind in F1a und F1b erkennbar und werden nach außen kleiner. Wie beim großen Exemplar sind im äußeren Bereich reliktsche Mineralkörner erkennbar.

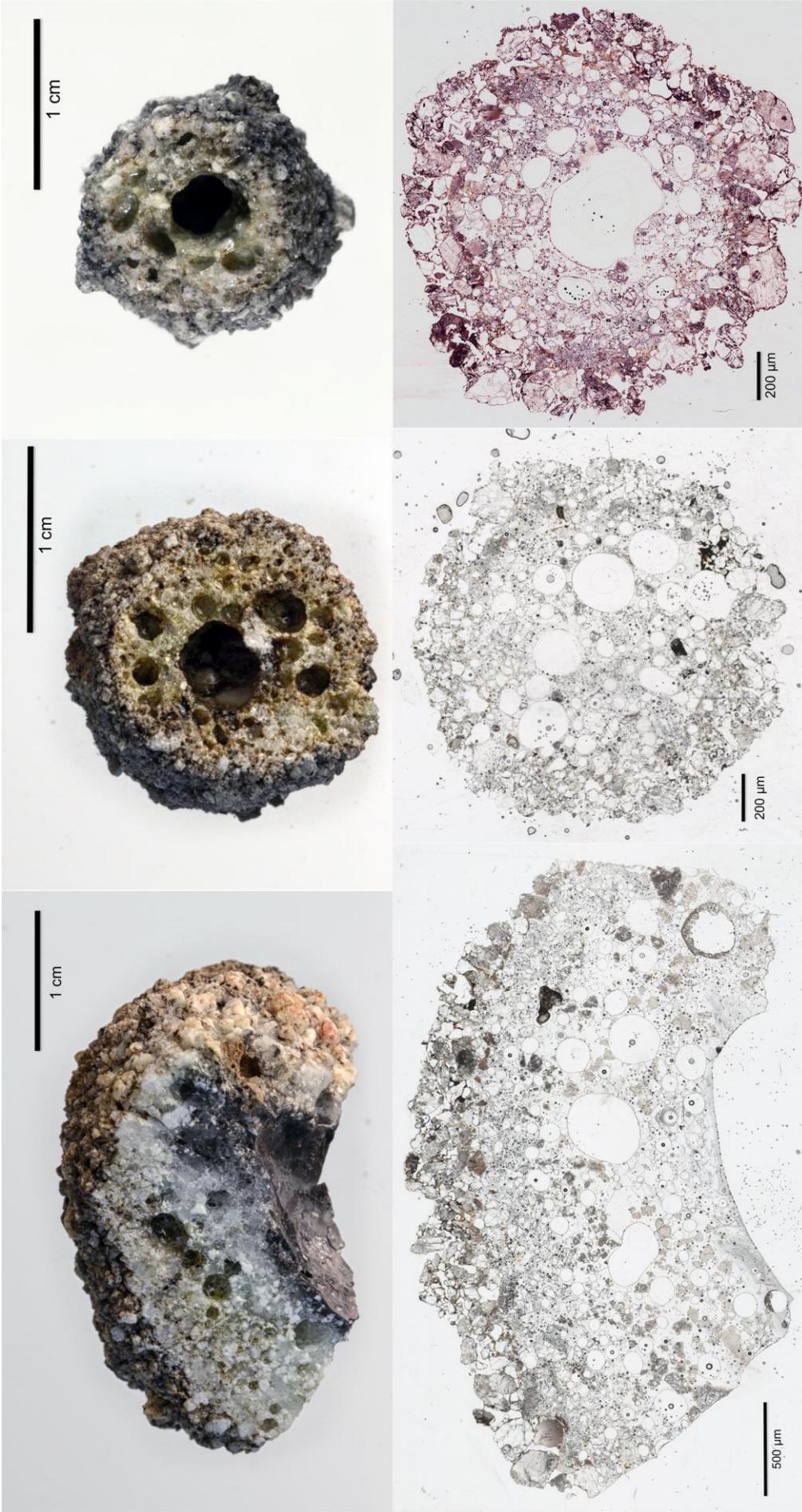


Abbildung 9: Bodenfulguritexemplare und Dünnschliffe F2 (Links), F1a (Mitte) und F1b (Rechts) aus Inyo County, USA

2.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit

Die zweite Probe (KR) bildete sich in Indien, im Bundesstaat Maharashtra in den Deccan Traps Basalt bei einem Unfall durch einen Hochspannungsübertritt. Dieser Fulgurit wird als Typ 4, Steinfulgurit nach Pasek et al. (2012) klassifiziert. Weiters wird die Probe als Pseudofulgurit bezeichnet, da dieser Fulgurit nicht natürlich entstanden ist.

Von dem Pseudofulgurit wurde ein etwa 2,4 x 1,5 x 0,5 cm großes Stück untersucht. Das originale Probenstück zum Dünnschliff und der Dünnschliff sind in der Abbildung 10 dargestellt. Im weiteren Verlauf wird diese Probe als KR bezeichnet. Anhand der Form und des Aussehens kann kein Zentralkanal oder eine Richtung zum Zentralkanal identifiziert werden. Die gesamte Probe ist schwarz gefärbt und besitzt vereinzelt weiße Mineralkörner. Am auffälligsten sind die kleinen, mittleren und großen Gasblasen. Die kleinen Gasblasen kommen häufig vor und sind bis zu 0,2 mm groß sowie homogen im Probenstück verteilt. Bei den etwa 0,5 mm großen, mittleren Hohlräumen steigt die Häufigkeit der Gasblasen in der Glasmatrix von einer Seite auf die andere. Die bis zu 1,5 mm großen Gasblasen kommen, bis auf ein paar wenige Stück, hauptsächlich auf der Seite mit den häufigsten mittleren Gasblasen vor. Allgemein lässt sich sagen, dass die Gasblasen von einer Seite zur anderen Seite in der Größe und Häufigkeit steigen.

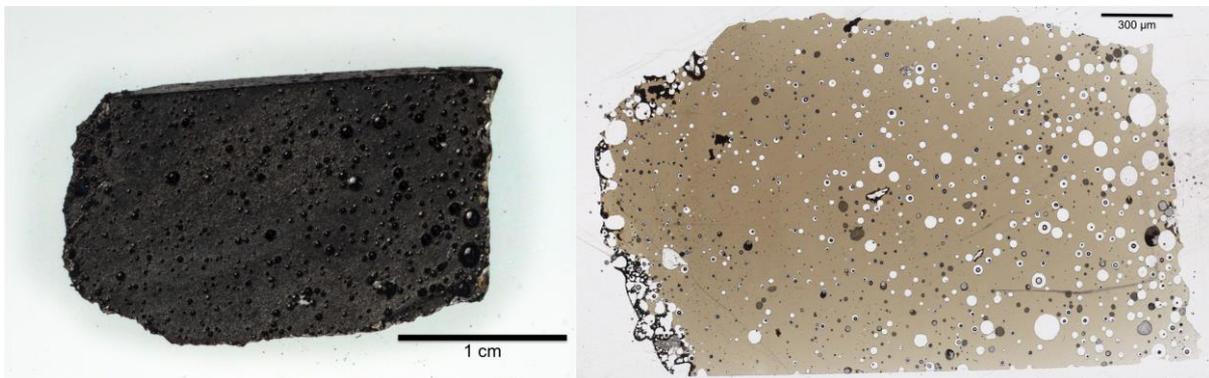


Abbildung 10: Basaltischer Stein-Pseudofulgurit und Dünnschliff aus Maharashtra, Indien mit der Kennzeichnung KR.

2.3 Sandfulgurit

Aus der Ténéré Wüste südlich des Djado-Plateaus in Niger kommt der dritte Fulgurit. Die weitere Bezeichnung für dieses Stück ist TE. Dieses Exemplar ist im Sand natürlich entstanden und wird nach Pasek et al. (2012) als Sandfulgurit, Typ 1, eingestuft.

Die Abbildung 11 zeigt die Blitzröhre entlang und quer zum Zentralkanal und dem Dünnschliff. Dieses Exemplar hat einen vollständigen Zentralkanal mit einem Durchmesser von 0,5 mm, eine gesamte Länge von 9,6 cm und einen Gesamtaußendurchmesser von 2,5 cm. Um den

Zentralkanal befindet sich eine etwa 1mm dicke Glasmatrix, die in vier Fortsätzen nach außen geht. Die dunkelgraue Innenwand um den Zentralkanal ist glatt, während die hellgraue Außenwand uneben ist. Vereinzelt sind etwa 0,1 mm große, weiße Körner in der Außenwand erkennbar. In der Glasmatrix um den Zentralkanal und in den Fortsätzen befinden sich Gasblasen unterschiedlicher Größe.

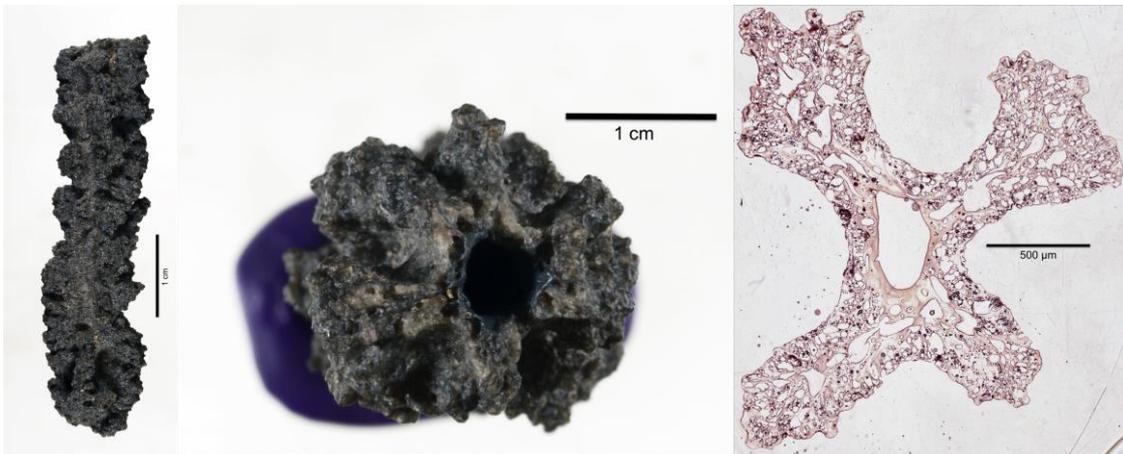


Abbildung 11: Sandfulgurit sowie Dünnschliff aus der Ténéré Wüste, Niger entlang und quer zum Zentralkanal.

3 Ergebnisse

3.1 Granitischer Bodenfulgurit

3.1.1 Überblick und Zonierung

Die Abbildung 12 zeigt den Dünnschliff des großen Bruchstücks F2 vom granitischen Fulgurit. Es ist der innere Rand des Zentralkanals und der äußere Rand des Fulgurits erkennbar. Weiters gibt es zwei große Hohlräume mit Mineralansammlungen in der Nähe des Zentralkanals. Die großen Hohlräume ohne Mineralansammlungen befinden sich in der Mitte des Fulgurits, während die mittleren und kleineren beim Zentralkanal, beziehungsweise in den äußeren Bereichen des Fulgurits sind. Im äußeren Bereich des Fulgurits sind viele bis zu 100 µm große Mineralkörner dicht beieinander. Von der äußeren Zone zum Zentralkanal hin werden die Mineralkörner kleiner und die Häufigkeit nimmt ab. Weiters sind die wenigen Mineralkörner lockerer in die Glasmatrix eingebettet.

Basierend auf den mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen kann das Bruchstück F2 anhand der unterschiedlichen auftretenden Phasen in 5 Zonen eingeteilt werden (Abbildung 12):

1. Die erste Zone befindet sich direkt um den Zentralkanal. Diese hat eine relative Größe von 8-9 % der 1,8 cm dicken Probe, das entspricht etwa 0,14-0,16 mm. Diese Zone ist durch graue Schlieren und durch reines SiO₂-Glas, also Lechatelierit, in der Glasmatrix gekennzeichnet. Zusätzlich können vereinzelt kleinere Cristobalitkristalle vorkommen. Des Weiteren gibt es in dieser Zone kugelige Aggregate metallischer Phasen.

2. Die zweite Zone (21-25 % beziehungsweise 0,38-0,45 mm) ist vor allem durch große Cristobalitkristalle, die in die glasige Matrix eingebettet sind, gekennzeichnet.
3. In der dritten Zone (29-32 % beziehungsweise 0,52-0,58 mm) befinden sich Relikte von Quarz, die stellenweise in Cristobalit umgewandelt sind beziehungsweise auf denen Cristobalit sich gebildet hat.
4. Neben großen Quarzkörnern, sind noch sehr viele kleine und mittlere Hohlräume in der Glasmatrix der vierten Zone (16-19 % beziehungsweise 0,29-0,34 mm).
5. In der letzten Zone, die 19-22 % relative Größe beziehungsweise 0,34-0,4 mm Dicke hat, kommen hauptsächlich Quarz, Feldspat und Erzminerale, wie Hämatit, Magnetit, Illmenit, Rutil, Monazit, Zirkon, Apatit und Spinelle vor. Weiters befindet sich dort eine dendritisch gewachsene, sternförmige Phase. Stellenweise tritt hier neben der farblosen zusätzlich die braun verfärbte Glasmatrix auf.

Die beiden kleineren Bruchstücke F1a und F1b haben, wie die Abbildung 13 zeigt, keine stark ausgeprägte Zonierung. Im Bruchstück F1a ist der Zentralkanal nur schwach ausgebildet, der aber im anderen Bruchstück F1b gut erkennbar ist. In beiden Bruchstücken ist die Glasmatrix klar, farblos und an diversen Stellen treten lokal braun verfärbte Bereiche in der Glasmatrix auf. Schlieren und Metallische Kugelstrukturen wie im großen Bruchstück F2 sind in beiden kleineren Bruchstücken nicht erkennbar.

Beide Stücke haben zwei Zonen. Die innere Zone entspricht der Zone 4 des großen Exemplars und ist durch das Auftreten von Quarz, sowie den Hohlräumen definiert. Nur im Schliff F1a befindet sich im Zentrum ein kleines Mineralkorn eines Cristobalitkristalls (Abbildung 21). In der äußersten Zone sind große Feldspäte und Quarzkristalle. Zusätzlich kommen in der äußersten Zone verschiedene oxidische und silikatische, dendritisch gewachsene Phasen vor, sowie reliktsche Mineralkörner die einen Reaktionssaum beziehungsweise Anwachsraum aufweisen. Diese äußere Zone in den beiden kleineren Stücken ist vergleichbar mit der letzten Zone des großen Exemplars.

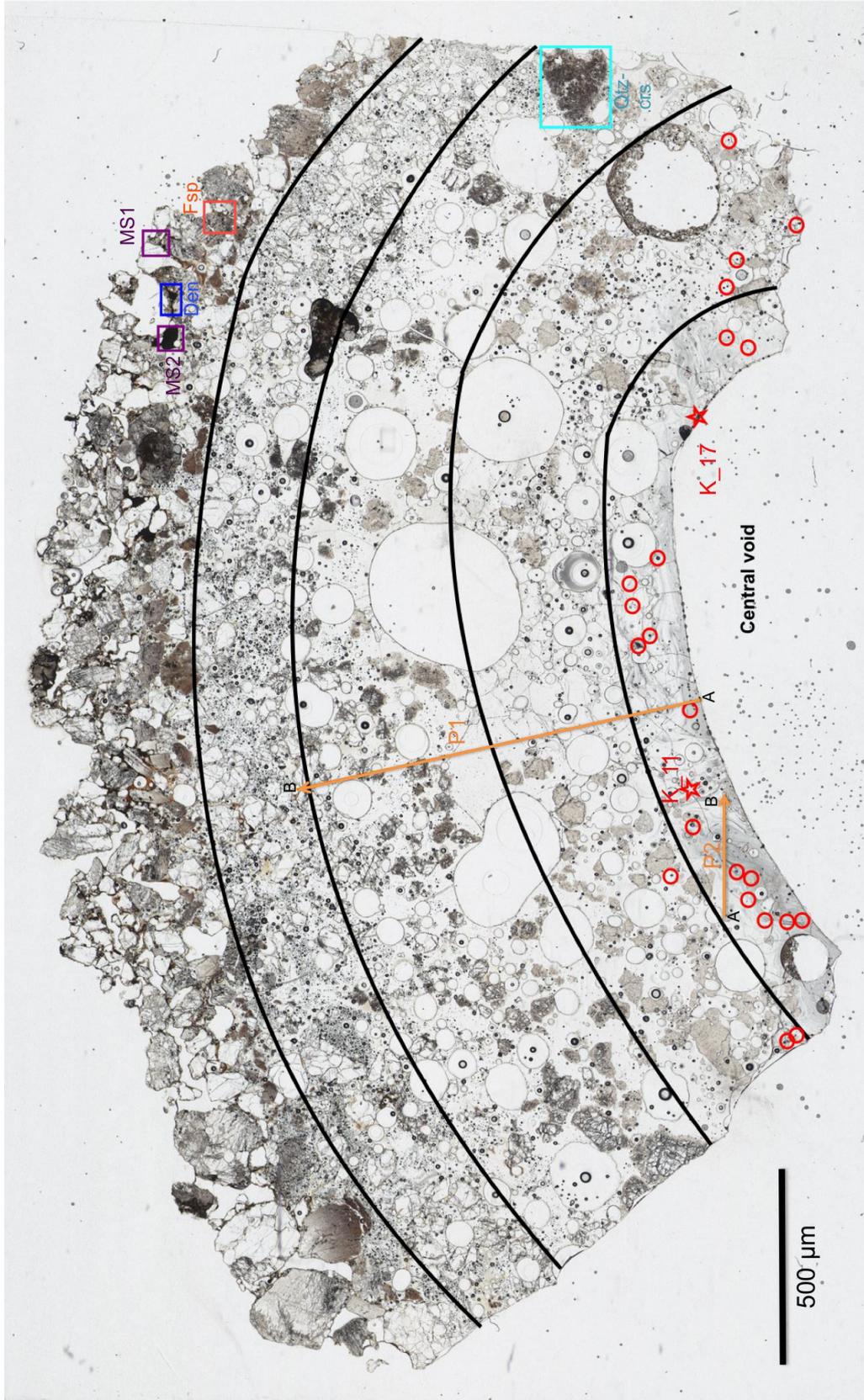


Abbildung 12: Übersicht Zonierung im Exemplar F2: Die fünf Zonen von Zentralkanal nach außen. Rot Kreise und Sterne Messpunkte der Metallkugelstrukturen (Kap.: 3.1.3). Orangene Pfeile zeigen die Profile 1 und 2 an (Kap.: 3.1.2). Im türkisen Kästchen ist das in der Abbildung 22 beschriebene Quarzkorn mit Cristobalitwachstum. Die Position des dendritische Spinellwachstum (Abbildung 27) ist im blauen Kästchen. Das Feldspatwachstum (Abbildung 44) ist an der Stelle mit dem orangenen Kästchen. Die beiden violetten Kästchen MS1 und MS2 zeigen die Position der weiteren Mikrostrukturen (Kap.: 3.1.1) an.

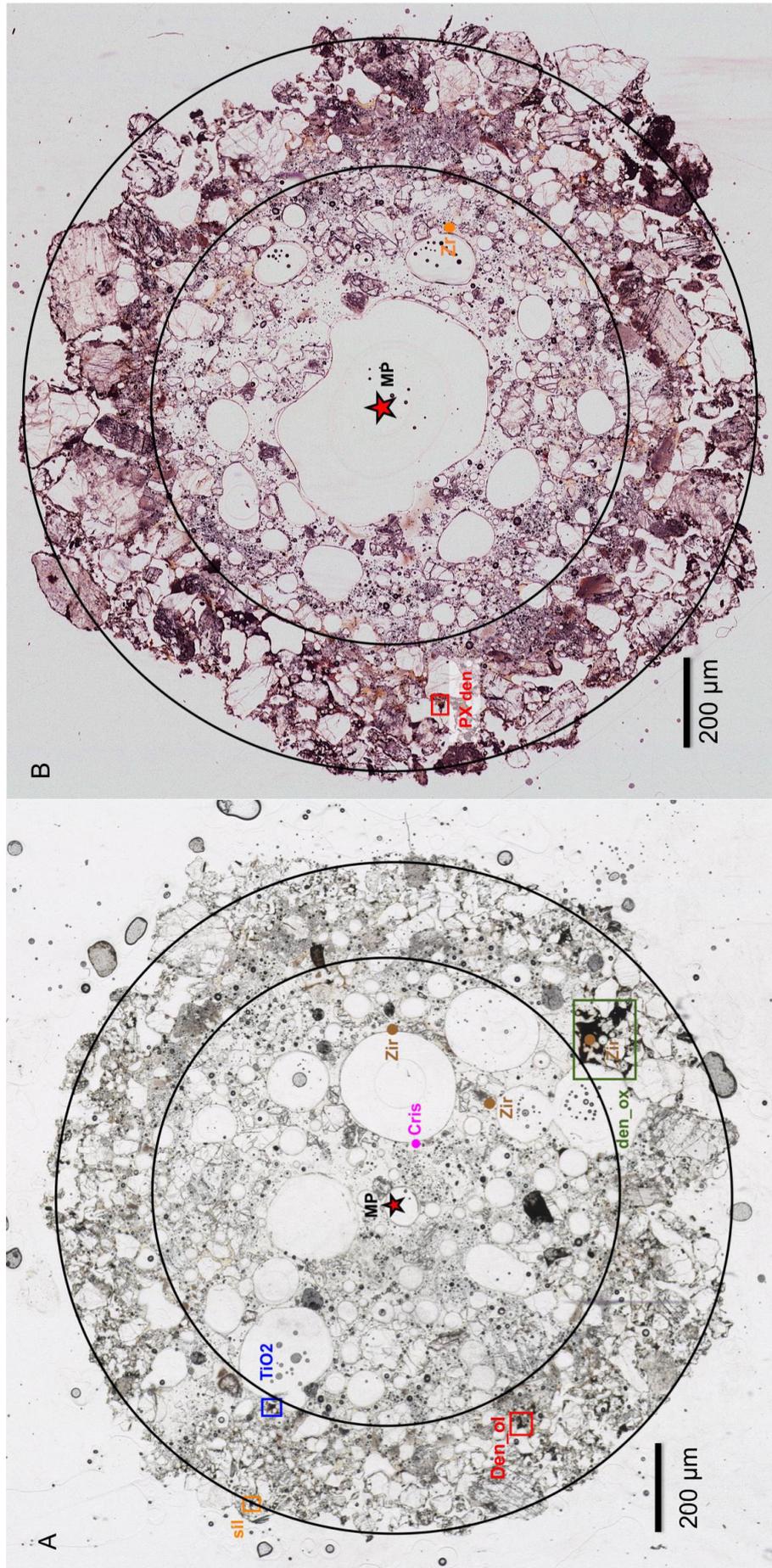


Abbildung 13: Übersicht der Zonierung und des Mittelpunktes MP bei beiden Fulguritexemplaren F1a (A) und F1b (B). Im Fulguritstück F1a (A) ist die Stelle der zerfallenden Zirkone Zr und des einzigen Cristobalitkorns eingezeichnet. Weiters sind die Positionen der TiO₂-Reaktion (Kap.: 3.1.9) im blauen, der dendritischen Oxidstruktur (Abbildung 29) im grünen, des dendritischen Olivinwachstums (Kap.: 3.1.5) im roten und der silikatischen Mineralansammlung (Kap.: 3.1.7) im gelben Kästchen markiert. Im Fulguritexemplar F1b (B) zeigt des rote Kästchen das dendrische Pyroxenwachstum (Kap.: 3.1.6) die Stelle an und die Position des zerfallenden Zirkons ist eingezeichnet.

3.1.2 Glasmatrix und SiO₂-Phasen

Die Glasmatrix kann anhand des Aussehens in drei verschiedene Erscheinungsarten gegliedert werden. Die erste Art, wie in der Abbildung 14A erkennbar, befindet sich in der Nähe des Zentralkanals des Bruchstückes F2 und hat eine farblose Matrix mit grauen Schlieren. Vor allem kleine und mittlere Luftblasen befinden sich hier sowie kleine Mineralkörner. Den Großteil des Bruchstücks macht eine farblose Glasmatrix aus, wie in der Abbildung 14B neben den großen Quarzkörner in der vierten Zone erkennbar ist. Die letzte Art in welche die Glasmatrix unterteilt werden kann, befindet sich meistens lokal an kleinen Stellen. Dort ist die Glasmatrix braun verfärbt und tritt meistens in Kombination mit dunklen bis opaken, nadeligen und feinkörnigen Mineralen auf. In der Abbildung 14C ist die dritte Erscheinungsart in den Zwischenräumen von Feldspatkörnern ersichtlich.

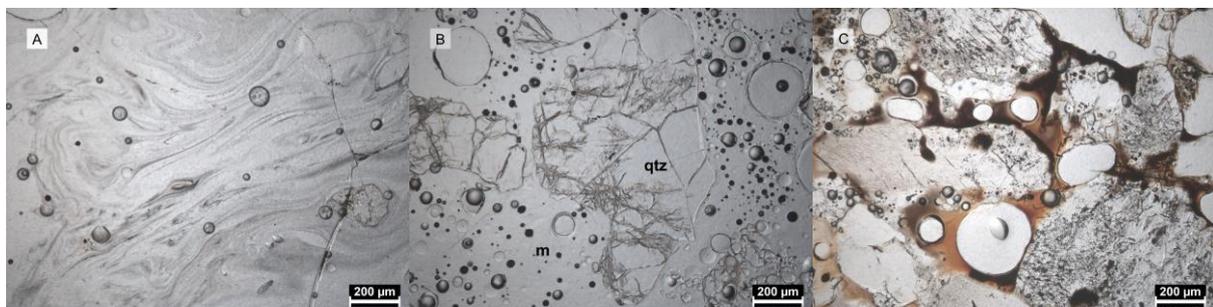


Abbildung 14: Die drei Erscheinungsformen der Glasmatrix:

- (a) Farblose Glasmatrix mit grauen Schlieren nahe Zentralkanal,
- (b) Farblose Glasmatrix umgibt einen Quarz in der vierten Zone (qtz)
- (c) Braun verfärbtes Glas

Die Glaschemie wurde mittels zwei Glasprofilen (Abbildung 15 +Abbildung 16) durch den Fulgurit F2 bestimmt. Dafür wurden entlang des Profils mehrere Punktmessungen durch die Mikrosonde vorgenommen. Das Profil 1 verläuft vom Zentralkanal startend nach außen und endet mit Beginn der vierten Zone. Fast senkrecht zum Profil 1 verläuft das zweite Profil in der Zone 1. Das erste Profil hat eine Länge von etwa 12 mm und zeigt die Glaszusammensetzung in den Zonen 1 bis 4.

Es ist zu erkennen, dass keine Zone entlang des Profils 1 eine homogene Glaszusammensetzung besitzt. Das Glas setzt sich aus 60-70 % Siliziumdioxid und 17-24 % Aluminiumoxid zusammen. Neben den beiden Hauptkomponenten besteht das Glas aus Natrium (3,9-7,3 % Na₂O), Kalzium (1,7-4,7 % CaO), Kalium (1,9-4,0 % K₂O) und Eisen (0-5 % FeO). Spuren von Magnesium (0-2,9% MgO) und Titan (0-0,8 % TiO₂) konnten festgestellt werden. In der Abbildung 18 wird der Chemismus der Messpunkte des ersten Profils in einem TAS-Diagramm dargestellt. Die Fulguritprobe kann als Trachyt/Trachydazit geochemisch klassifiziert werden. Einige Messpunkte zeigen eine Zusammensetzung die einem Trachyandesit, Andesit, Dazit oder Rhyolith entspricht.

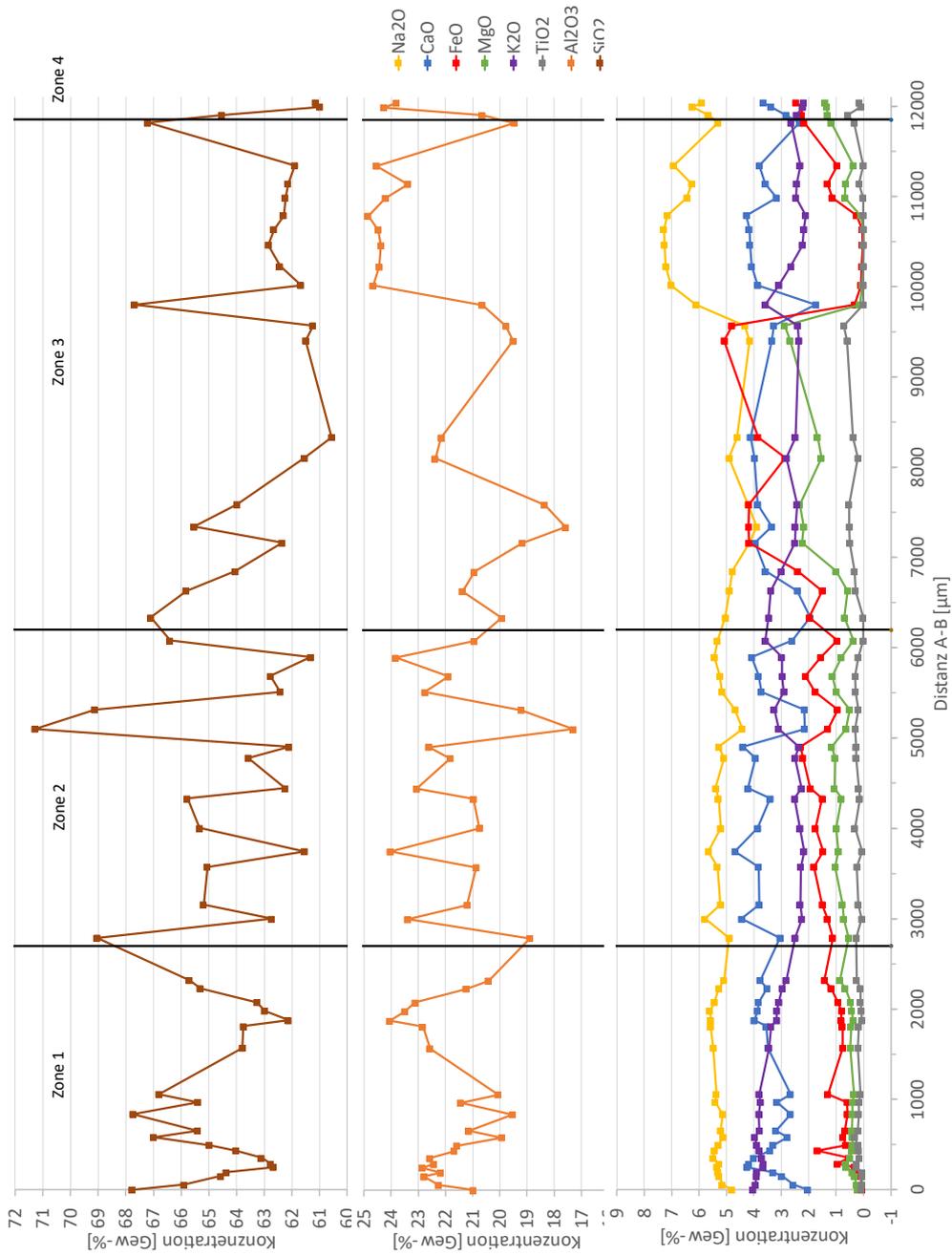


Abbildung 15: Glaszusammensetzung der Hauptbestandteile in Gew-% entlang des Punktprofils 1 im granitischen Bodenfulguritstück F2

In der ersten, durch die grauen Schlieren dominierten, Zone steigen stellenweise die Gehalte von Eisen, Kalzium, Magnesium und Titan. Im Gegenzug sinkt die Silizium- und Kaliumkonzentration. Der Aluminium- und Natriumgehalt verändern sich nur wenig. Gegen Ende der ersten Zone sinkt der Kaliumgehalt bis zur Mitte der zweiten Zone von anfänglichen 4 % auf 2 %. Dafür steigt die Silizium-, Eisen- und Magnesiumkonzentration in der Glasmatrix. Stellenweise steigt der Natrium-, Kalzium- und Aluminiumgehalt bei sinkendem Siliziumgehalt in der zweiten Zone. Weiters kommt es vor, dass die Kalium- und Siliziumkonzentrationen steigen, während die anderen Elementkonzentrationen sinken.

In der ersten Hälfte der dritten Zone steigen stellenweise Eisen und Magnesium stark, sowie Titan und Silizium schwach an und Kalzium, Natrium, Kalium sowie Aluminium sinken dabei. Nach dem starken Anstieg von Eisen und Magnesium fallen die Konzentrationen von Eisen und Magnesium, sowie Titan auf fast null Gewichtsprozent. Dafür steigt der Kalzium- und Natriumgehalt in der Glasmatrix. Gegen Ende der dritten und Beginn der vierten Zone steigen Eisen und Magnesium wieder an bei sinkenden Kalzium- und Natriumgehalt.

Das zweite etwa 2,5 mm lange Profil (Abbildung 16) beginnt in der zweiten Zone am Rand zur ersten Zone und schneidet in der ersten Zone die vielen grauen Schlieren in der Glasmatrix. Im Bereich der Schlieren ändern sich, teilweise sprunghaft, die Elementkonzentrationen. Der am nächsten beim Zentralkanal liegende Messpunkt zeigt eine hohe Siliziumkonzentration von etwa 73 % SiO_2 die im Verlauf des Profils auf etwa 60-65 % fällt. Der Natriumgehalt steigt von anfänglichen 2,8 % auf etwa 5,5 %. In den ersten grauen Schlieren, bei denen die Messpunkte in der Nähe des Zentralkanals liegen, steigt der Eisengehalt stellenweise von 1 % auf 3 % an. Weitere Anstiege des Eisengehalts erfolgen synchron mit dem Anstieg von Kalzium. Bei diesen Stellen sinkt der Siliziumgehalt. Ab etwa 1/3 vom Zentralkanal entfernt im Profil sinkt der Eisengehalt auf unter 1 %. Stellenweise steigt der Siliziumgehalt im Profil bei sinkendem Kalzium- und Aluminiumgehalt. Auch das Gegenteil ist der Fall. Mit sinkendem Siliziumgehalt steigt der Kalzium- und Aluminiumgehalt in der Glasmatrix. Einen mehr oder weniger konstanten Konzentrationsverlauf besitzen Magnesium (0-1 %), Titan (0,1-0,5 %) und Kalium (3-4 %).

Der Chemismus der verschiedenen Messpunkte vom Profil 2 ist ebenfalls in dem TAS-Diagramm (Abbildung 17) dargestellt. Wie beim Profil 1 lässt sich die Schmelze im Profil 2 als Trachyt/Trachydazit klassifizieren, mit einigen Messpunkten die einem Trachyandesit, Andesit, Dazit oder Rhyolith entsprechen.

Im den beiden Profilen verhalten sich Aluminium und Silizium die meiste Zeit gegengleich. Das heißt wenn Silizium steigt, fällt Aluminium und umgekehrt. Diese Abhängigkeit von Silizium und Aluminium ist in den Elementkovariationsdiagrammen nach Haker deutlich erkennbar (Abbildung 18). Wie Aluminium sinken auch Kalzium und Natrium fast linear mit steigendem Siliziumgehalt. Die Elemente Magnesium, Eisen und Titan steigen mit sinkendem

Siliziumgehalt, zeigen aber keine deutliche, lineare Abhängigkeit im Haker Diagramm an. Als einziges Element steigt Kalium bei steigendem Siliziumgehalt fast linear an.

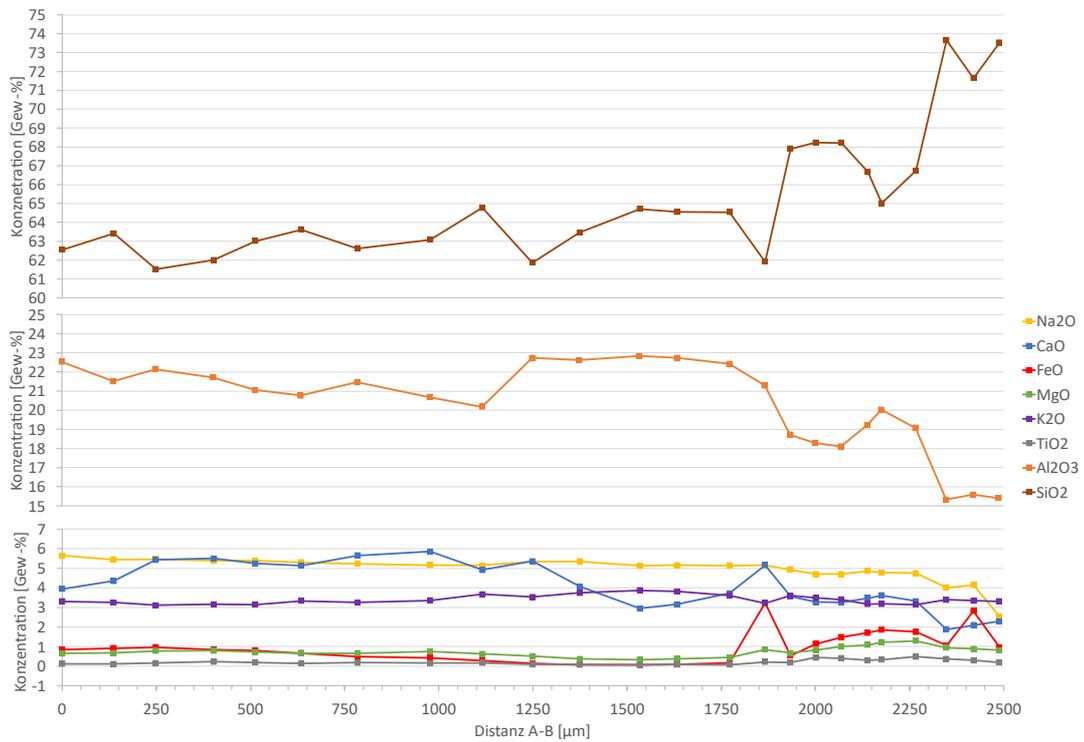


Abbildung 16: Glaszusammensetzung der Hauptbestandteile in Gew-% entlang des Punktprofils 2

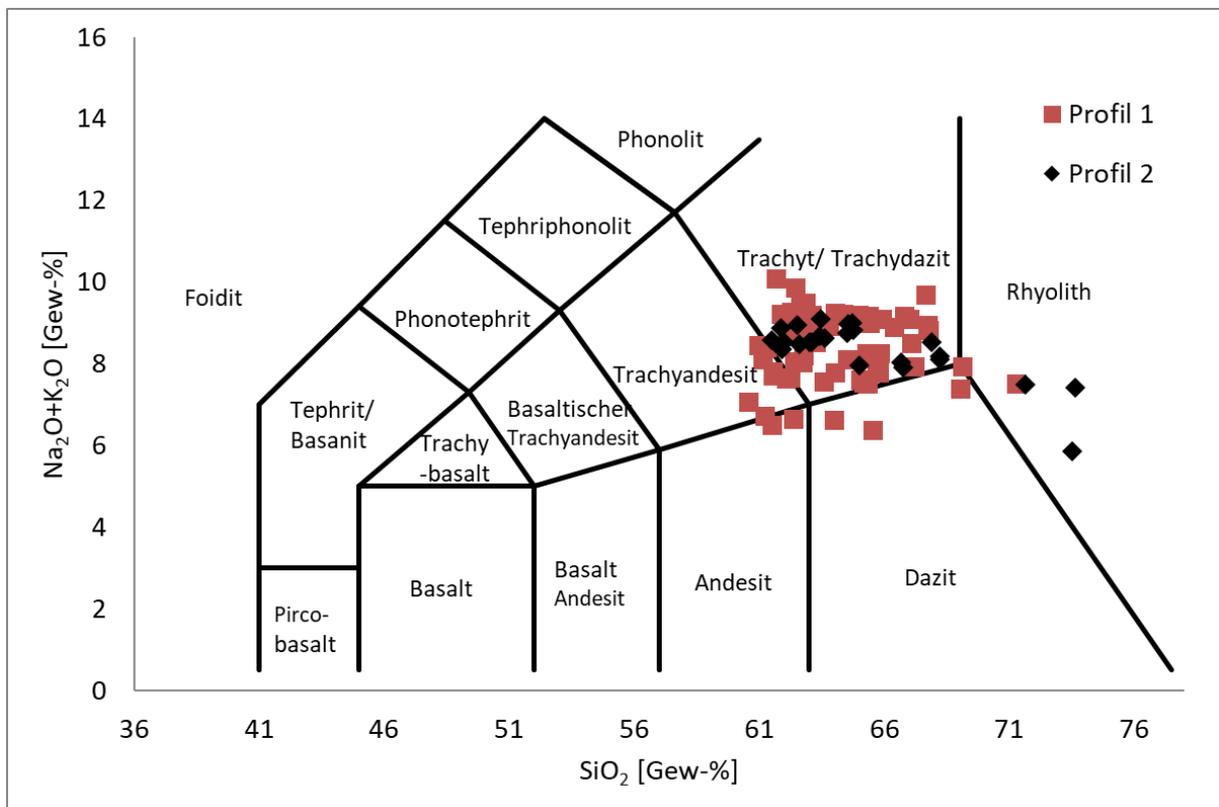


Abbildung 17: TAS-Diagramm von Profil 1 (rote Quadrate) und Profil 2 (schwarze Rauten)

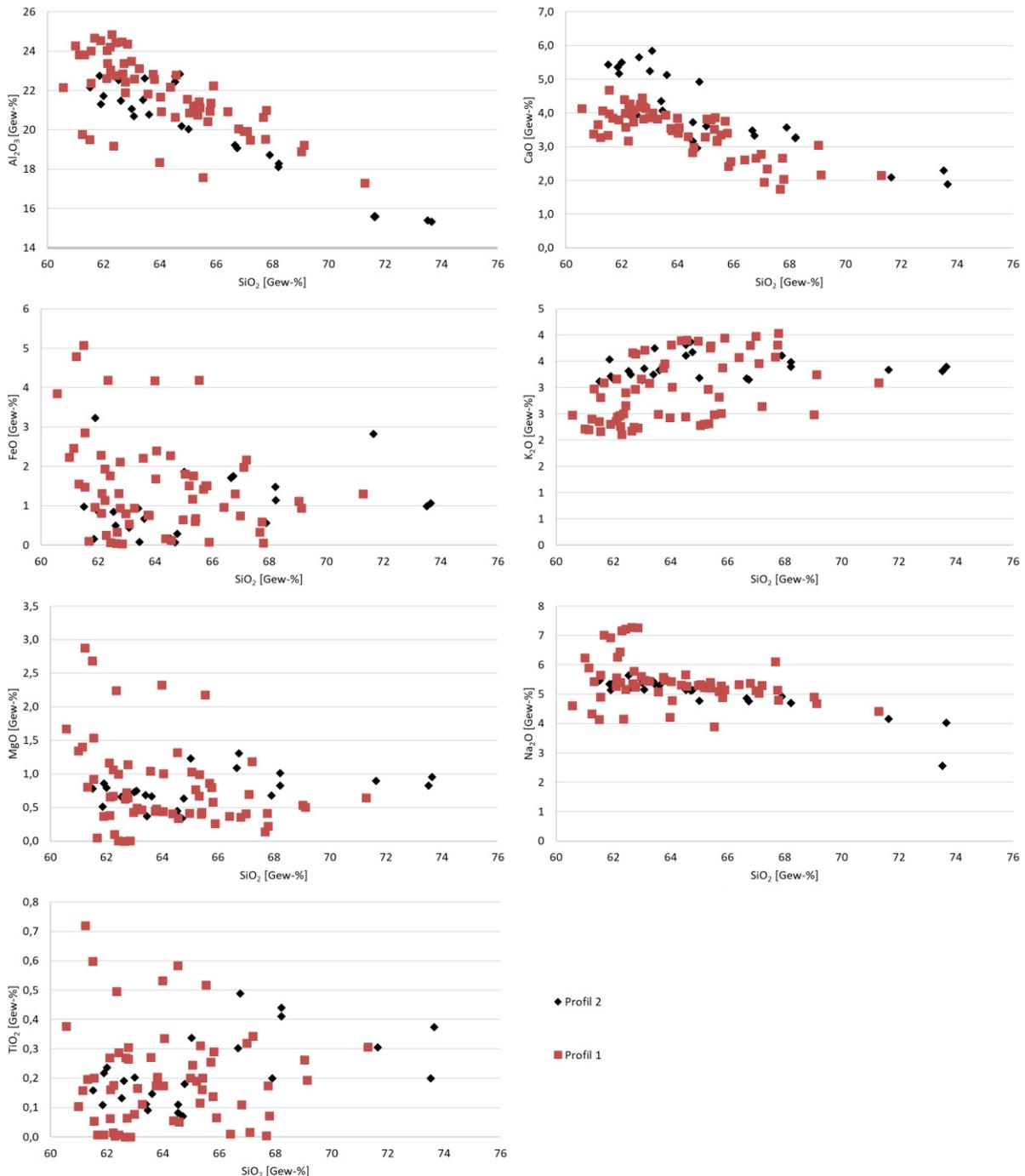


Abbildung 18: Elementkovariationsdiagramme nach Haker für das Profil 1 (rote Quadrate) und Profil 2 (schwarze Rauten)

In der ersten Zone um den Zentralkanal befinden sich Strukturen aus reinem Siliziumdioxid in der Glasmatrix. Nachdem diese rund 50 μm großen Stellen wie die Glasmatrix im Polarisationsmikroskop mit gekreuzten Polarisatoren auslöschen, werden diese Bereiche als amorphes SiO_2 , also als Lechatelierit identifiziert. In der elektronenoptischen Abbildung 19 sind diese Bereiche anhand der dunkelgrauen Farbe gegenüber der hellgrauen Matrix, gut erkennbar.

Überdies kann in Abbildung 19 eine etwa 100 μm große, kristalline SiO_2 -Phase mit einer fischschuppenartigen Bruchstruktur festgestellt werden. Das Fischschuppenmuster ist typisch für

Cristobalit. Das Ramanspektrum (Abbildung 20, SiO₂-Phase Zone 1) dieses Kristalls zeigt die charakteristischen Ramanbanden für α -Cristobalit bei etwa 113, 230, 418, 782, 795 und 1076 cm⁻¹. Im Durchlicht erscheinen die Cristobalitkörner als durchsichtige Minerale.

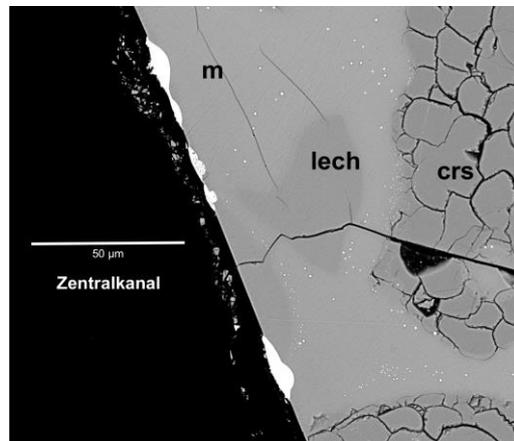


Abbildung 19: Glasmatrix (m) mit amorphen SiO₂ (lech) und Cristobalit (crs).

Die Cristobalitkristalle erreichen in der zweiten Zone eine Größe von rund 600 μm . Hier wurde wieder die Phase mittels Ramanspektroskopie als Cristobalit identifiziert (Abbildung 20, SiO₂-Phase Zone 2).

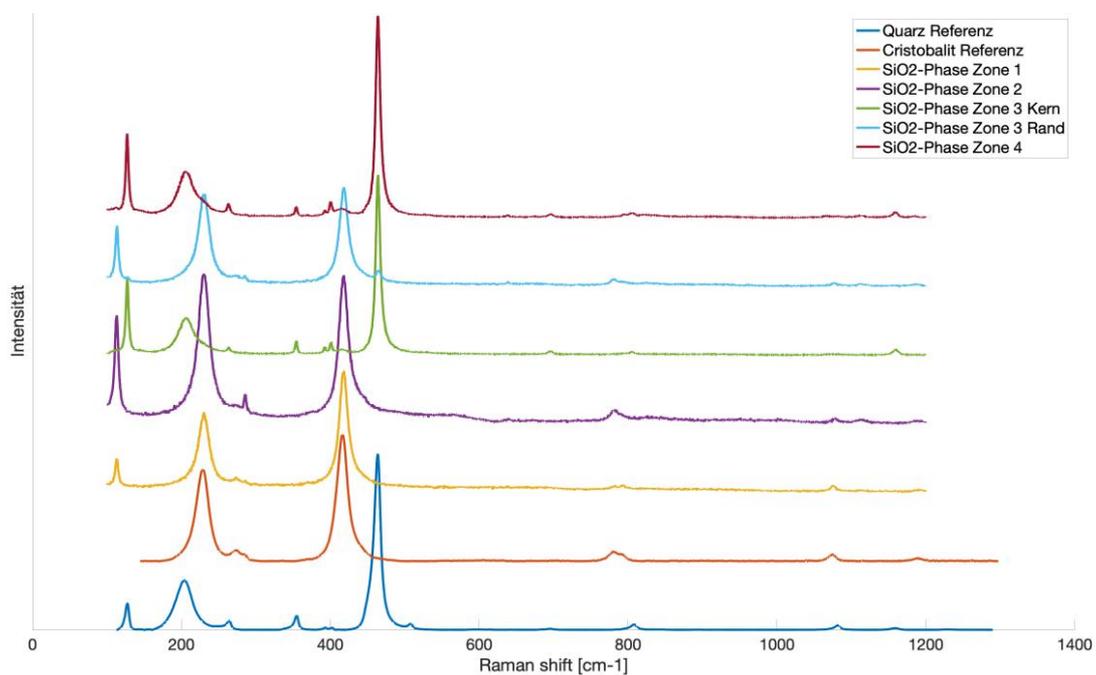


Abbildung 20: Raman-Spektren der SiO₂-Phasen in unterschiedlichen Zonen im Fulguritexemplar F2

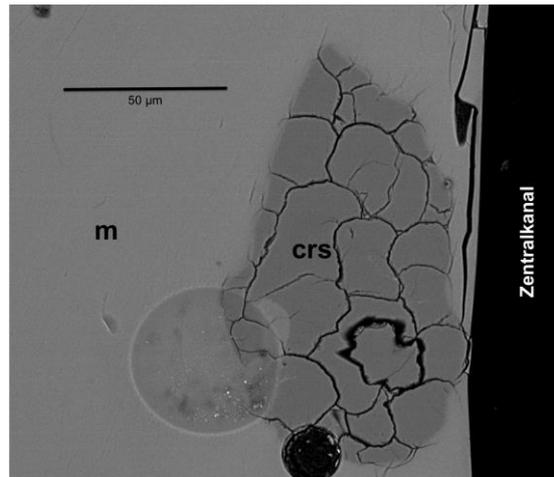


Abbildung 21: Cristobalitikorn (crs) in der Glasmatrix (m) im Fulguritexemplar F1a

Die Mineralkörner in der dritten Zone haben eine grau-braune Farbe und viele Brüche. Die Abbildung 22 zeigt das gleiche Mineralkorn im Auflicht wie im Durchlicht. Im Mineralkorn kann im Durchlicht eine farblose und eine braun gefärbte Glasphase unterschieden werden. Die gebrochenen Quarzkörnchen werden von der farblosen Glasphase und der Cristobalit von der braunen Glasphase innerhalb des Mineralkorns umschlossen. Die Mineralunterscheidung erfolgte mittels Ramanspektroskopie. Im Ramanspektrum (Abbildung 20) sind deutlich die Banden bei 113, 231, 418 cm^{-1} von α -Cristobalit und bei 127, 208, 464 cm^{-1} die deutlichen Banden von α -Quarz ersichtlich. Neben Cristobalit im Korn befindet sich auch Cristobalit am Rand des Minerals.

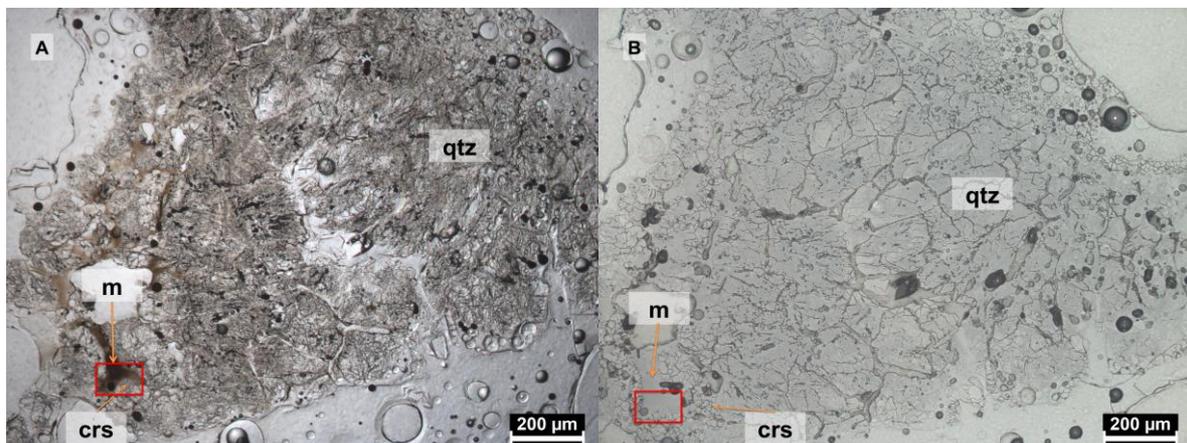


Abbildung 22: Quarzkorn (qtz) mit Cristobalitanwachsungen (crs) und braun verfärbter Glasmatrix in Durchlicht (A) und Auflicht (B). Rote Rahmen zeigt Stelle von Detailbild Abbildung 23. Diese Struktur befindet sich im Übersichtsbild (Abbildung 12) im türkisenen Rechteck.

Die Abbildung 23 zeigt ein REM-Detailbild des Cristobalitikorns aus der Abbildung 22 an der Stelle mit der braunen Glasphase im Mineralkorn. Bei dieser Auflösung sind anhand der Grautöne zwei verschiedene Phasen neben der Glasphase erkennbar. Die hellgraue Phase hat abgerundete Phasengrenzen und ist von der dunkelgrauen Phase, die teilweise gerade Phasengrenzen besitzt, durchzogen. Außerdem ist auf dem REM-Bildern ein etwa 500 nm großer, weißer Saum

um diverse Mineralkörner sichtbar. Dieser Saum umgibt nur die dunkelgraue Phase, mit den teilweise geraden Phasengrenzen. Die hellgraue Phase mit den abgerundeten Kanten ist Quarz und die dunkelgraue Phase ist Cristobalit. Die Unterscheidung erfolgte mittels Ramanspektroskopie (Abbildung 20) und Vergleichen der Morphologie an verschiedenen Stellen im Mineralkorn.

Bei genauerer Betrachtung (Abbildung 23) des weißen Saums ist erkennbar, dass der Saum aus einer dendritisch gewachsenen, etwa 300 bis 400 nm langen, im BSE-Bild sehr hellen Phase und einer hellen homogenen Phase besteht. Die Dendrite sind vom Cristobalitkorn gewegewachsen. Aufgrund der sehr hellen Farbe der Dendrite im BSE-Bild lässt sich auf eine Phase schließen, die aus Elementen mit einer hohen durchschnittlichen Ordnungszahl besteht. Eine qualitative Elementanalyse ist aufgrund der Größe von einigen 100 nm nicht möglich. Die zweite Phase im Saum kann aufgrund ihrer Breite von bis zu 300 nm nicht identifiziert und quantitativ analysiert werden. Vermutlich handelt es sich um eine Glasphase. Die helle Glasphase im Saum hat eine deutliche Grenze zu der im Durchlicht braunen Glasphase. Die braune Glasphase zeigt bei höherer Auflösung im BSE-Bild eine Inhomogenität auf, die aufgrund der Größe von einigen Nanometern nicht mit der Mikrosonde quantitativ analysiert werden kann. Stattdessen wurden Elementverteilungskarten von diesem Bereich erstellt.

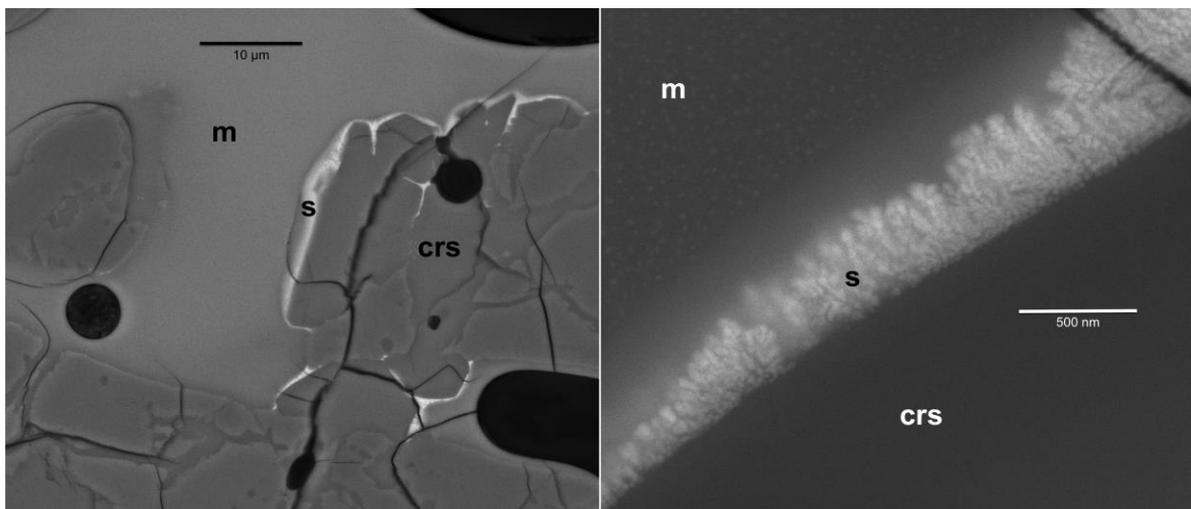


Abbildung 23: Detailbilder der Stelle mit dem roten Rechteck in der Abbildung 22. Saum (s) zwischen Cristobalit (C) und Schmelze (m) in unterschiedlicher Auflösung. Um den kristallisierten Cristobalit hat sich ein Saum gebildet. Um den Quarz befindet sich kein Saum.

Die Abbildung 24 zeigt die Elementverteilungskarten für Aluminium, Kalzium, Eisen, Magnesium, Kalium, Natrium und Silizium. Die Glasphase, der Saum und die kristallinen SiO₂-Phasen können anhand der Verteilung von Silizium sehr gut unterschieden werden. Vor allem der Saum um den Cristobalit beinhaltet sehr wenig oder kein Silizium und trennt die Glasphase und den Cristobalit. Eisen, Magnesium und Kalzium, welche nur wenig in der Glasphase vorhanden sind, sind im Saum stark angereichert. Der Saum zeigt zudem eine interne chemische Zonierung. Während das Eisen vorwiegend auf der Seite des Cristobalit konzentriert ist, befindet sich

Magnesium überwiegend auf der Seite der Glasphase. Die Elemente Natrium und Aluminium sind im Saum nur leicht angereichert gegenüber der Glasphase. Beim Natrium verschwimmt die genaue Grenze zwischen Saum und Glasphase. Als einziges Element neben Silizium, ist Kalium nicht im Saum vorhanden. Dafür gibt es eine leichte Anreicherung an Kalium direkt um den Saum in der Glasphase.

In der vierten Zone dominieren etwa 1 mm große Quarzkristalle in einer farblosen Glasmatrix. Stellenweise befinden sich hier Zirkone und Apatite. Ebenfalls kommen Quarzkristalle in der letzten Zone neben Feldspat und diversen Erzmineralen, wie Magnetit, Hämatit oder Rutil vor. Die Identifizierung der SiO₂-Modifikationen in der vierten und fünften Zone erfolgte ebenfalls mittels Ramanspektroskopie (Abbildung 20).

3.1.3 Metallkügelchen

Am inneren Rand um den Zentralkanal befinden sich bis zu 20 µm große, kugelförmige, eisenreiche, metallische Phasen. In der metallischen Phase ist zudem elementares Silizium und elementarer Phosphor gelöst. Diese Metallkugelstrukturen treten nur im großen Bruchstück F2 auf und sind im Übersichtsbild gekennzeichnet (Abbildung 12, rote Punkte und die beiden roten Sterne).

Die Abbildung 25 zeigt ein Übersichtsbild und ein Detailbild einer etwa 20 µm großen, kugelförmigen, metallhaltigen Struktur mit der Bezeichnung K17. Diese Struktur ist von einer dünnen Kohlenstoffschicht umgeben, die wiederum von einer ungefähr 2 µm dicken eisen-, phosphor- und sauerstoffhaltigen, dendritisch gewachsenen Phase D umgeben ist. Die äußere dendritische Phase enthält bis zu 300 nm große, dendritische Strukturen (Abbildung 25). Eine Schicht aus verschiedenen Eisenoxiden bildet die letzte Kante zum Zentralkanal. Die qualitativen Elementzusammensetzungen wurden mittels EDX-Analyse ermittelt, da diese Strukturen zu klein für eine quantitative Analyse mittels Mikrosonde sind.

In dem metallhaltigen Kern sind mehrere 5 bis 10 µm große, runde Domänen mit dunkelgrauem BSE-Kontrast zu erkennen, die von einer hellgrauen Matrix, auch als Domäne B bezeichnet, umgeben sind. Die Flächenausdehnung von Domäne A und der Matrix hat ein Verhältnis von etwa 1:1. Bei genauerer Betrachtung sieht man im Detailbild, dass die Matrix ein heterogenes Aggregat aus mindestens drei verschiedenen Domänen mit unterschiedlichem BSE-Kontrast ist. Die Aggregate bilden Körner im Submikrometerbereich.

Ein etwa 200 nm dickes, homogenes Band aus der mittelgrauen Matrixphase umgibt die Domäne A. Im äußersten Teil scheint Domäne A eine rund 100 nm dicke Zone zu besitzen die einen hellen BSE-Kontrast hat. Weiters sind in der Domäne dreieckige und viereckige Löcher vorhanden die von einer weiteren Phase stammen können, die eventuell bei der Präparation ausgebrochen ist.

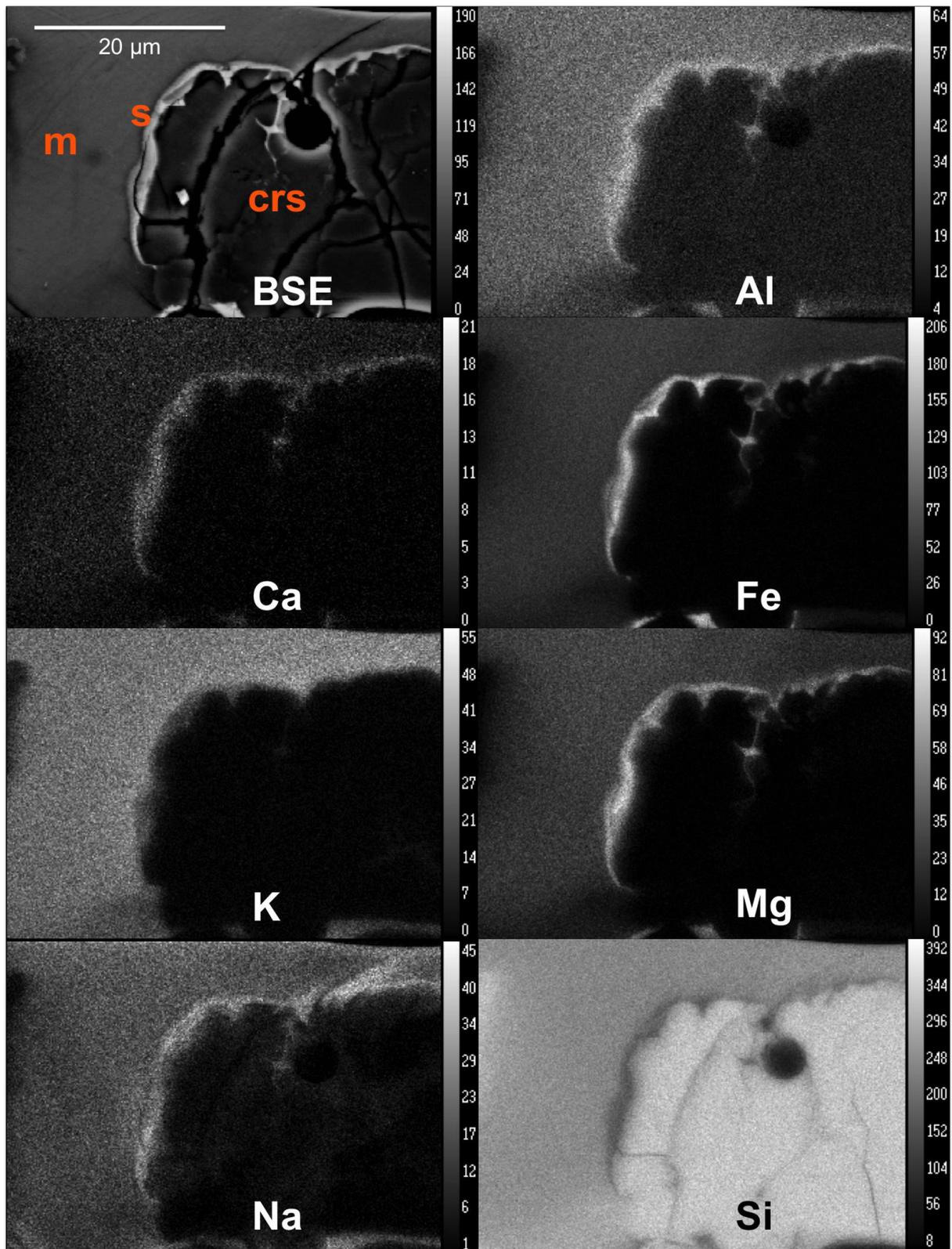


Abbildung 24: Elementverteilungskarten vom Saum (s) zwischen Cristobalit (crs) und der Schmelze (m) an derselben Stelle wie Abbildung 23

Eine weitere etwa 12 μm große, kugelförmige Metallstruktur mit der Bezeichnung K11 ist im Übersichtsbild und Detailbild (Abbildung 26) zu sehen. Im Übersichtsbild ist zu erkennen, dass die Struktur aus mehreren eng verwachsenen Phasen besteht. Die innere Mikrostruktur ist homogen über das gesamte Korn verteilt. Im Detailbild können anhand des BSE-Kontrasts drei verschiedene Phasen unterschieden werden. Die Phase mit dem hellsten BSE-Kontrast bildet bis zu 500 nm große, isometrische Körner oder Bündel parallel ausgerichteter, leicht gekrümmter Lamellen mit einer Breite von etwa 200 nm und einer Länge von bis zu 2 μm . Die vorherrschende Matrixphase zeigt einen mittleren BSE-Kontrast. Lokal bildet eine Phase mit einem eher dunklen BSE-Kontrast die Matrix.

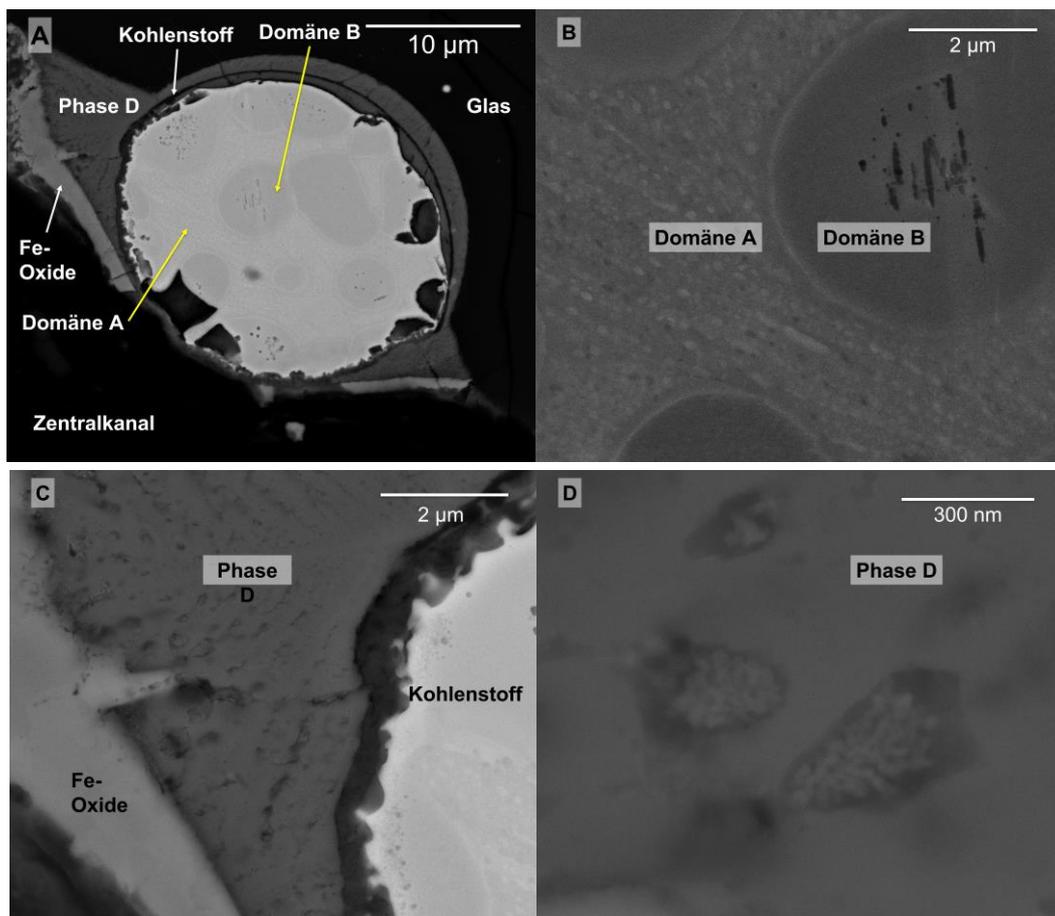


Abbildung 25: Metallkugelstruktur (Rotes Sternchen K17 in Übersichtsbild Abbildung 12) am Rand zum Zentralkanal mit zwei Domänen A + B. (A) Überblicksbild. (B) Vergrößerung der Metallkugel, Heterogenität der Domäne A. (C) dendritisches Wachstum der Phase D. (D) In der Phase D ist ein nanometergroßes dendritisches Wachstum feststellbar.

Von einigen größeren Metallkugeln konnte die Zusammensetzung bestimmt werden. In der Tabelle 1 sind die Messdaten in Massenanteilen und Stoffmengenanteilen der zweiphasigen Metallkugelstrukturen aufgelistet. Bei den zweiphasigen Metallkugelstrukturen kann für die Domäne B eine ideale Zusammensetzung von Fe_4P festgestellt werden, die dem Mineral Mellinit entspricht. Die Domäne A enthält in etwa drei Massenanteile Phosphor bei 90 bis 95 Massenanteilen Eisen. Der Phosphor-Stoffmengenanteil in der Phase A entspricht somit etwa 1/20 des Eisenanteils. In allen Metallkugelstrukturen mit zwei Domänen konnte ein Sauerstoffgehalt

zwischen 0,5 – 9 Atomprozent festgestellt werden. Geringe Spuren von Cobalt (~0,1 Gew-%), Nickel (~0,4 Gew-%) und Silizium (~0,1 Gew-%) konnten bestimmt werden. In den Strukturen kann kaum Aluminium, Chrom und Mangan nachgewiesen werden.

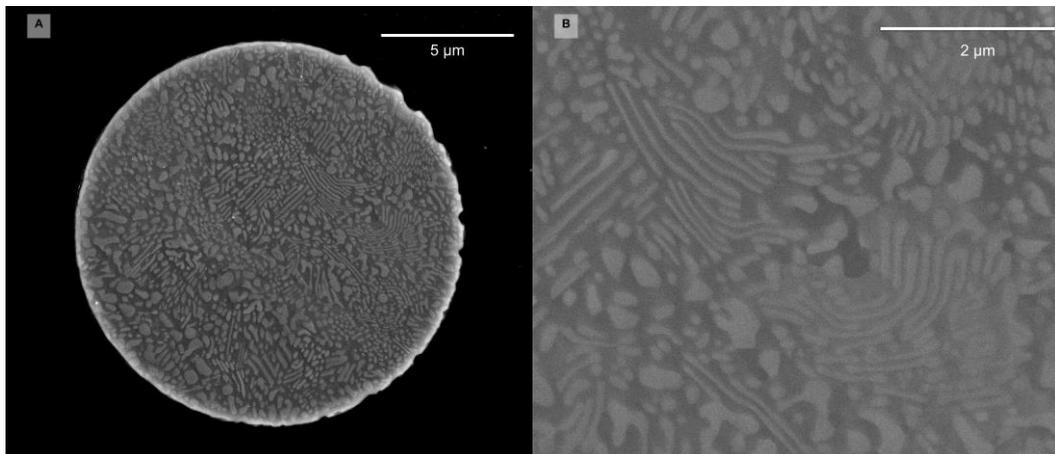


Abbildung 26: Dreiphasige (Phase X, Y, Z) Metallkugelstruktur (Rotes Sternchen K11 in Übersichtsbild Abbildung 12) mit nanometergroßem Gefüge in Übersicht (A) und Detail (B). Phase Z: Inseln, Phase X: helle Phase zwischen den Inseln, Phase Y: dunkel Phase zwischen den Inseln

Die Metallkugelstrukturen mit nur einer Domäne (Tabelle 2) streuen bei der chemischen Zusammensetzung, mehr als die Strukturen mit den zwei unterscheidbaren Domänen. Nachdem die Kugelstrukturen in den meisten Fällen heterogen aufgebaut sind, verstehen sich die Messdaten der Mikrosonde als Mischanalyse mehrerer Phasen. Der Eisengehalt liegt zwischen 75 und 94 Gew-% und der Phosphorgehalt befindet sich zwischen 0,5-21 Gew-%. Eine Kugelstruktur (K29) weist ein ideales Verhältnis von Eisen zu Phosphor von 2:1 auf. Die beiden Minerale Barringerit (hexagonal) oder Allabogdanit (orthorhombisch) besitzen die entsprechende chemische Formel Fe_2P . Der größte Teil der gemessenen Kugelstrukturen (K01, K02, K08, K18, K21, K27, K30, K34) weist eine chemische Zusammensetzung von $\text{Fe}_{4-4,5}\text{P}$ oder von $\text{Fe}_{3,5}\text{P}$ (K26, K28, K31, K32, K33) auf. Für zwei Metallkugeln (K12, K25) kann eine chemische Zusammensetzung von Fe_6P festgestellt werden. Weitere zwei Stück haben die Zusammensetzung $\text{Fe}_{5,5}\text{P}$. Bis auf eine untersuchte Struktur (K12) wurde in allen Metallkugeln kaum Nickel gemessen (< 1 Gew-%). In der Metallkugelstruktur K12 liegt der Nickelgehalt bei 3,6 Gew-%. Mit einem Eisengehalt von 81,98 Gew-% ergibt sich eine Zusammensetzung von $(\text{Fe},\text{Ni})_6\text{P}$.

Neben Phosphor können diese Kugelstrukturen auch nur Silizium gelöst haben. Die Kugelstruktur K10 kann mit der Formel Fe_4Si beschrieben werden.

Die Kugelstruktur mit dem eutektischen Gefüge aus der Abbildung 26 (K11) hat zusätzlich zum Eisen und Phosphor Silizium in der Struktur. Für diese dreiphasige Struktur kann eine mittlere Zusammensetzung von Fe_{12}SiP bestimmt werden. Eine weitere Struktur (K14) beinhaltet noch Eisen, Phosphor und Silizium und kann mit der Formel $\text{Fe}_3(\text{Si}_{0,66}\text{P}_{0,33})$ beschrieben werden.

Tabelle 1: EMPA-Analyseergebnisse der Metallkugelstrukturen mit zwei Domänen in Massenanteilen und Stoffmengenanteilen. Domäne A sind die hellen Bereiche im Übersichtsbild (Abbildung 25A) und in der Tabelle mit _b bezeichnet. Die dunkleren Domäne B werden in der Tabelle mit _a beschrieben.

Ma%	K06_a	K06_b	K13_a	K13_b	K16_a	K16_b	K24_a	K24_b
Al	0,033	0,328	0,013	0,020	0,002	0,021	0,008	0,012
P	11,802	2,479	13,168	2,398	13,119	2,936	12,914	2,736
Cr	0,035	0,017	0,017	0,000	0,016	0,005	0,005	0,006
Fe	83,180	91,525	81,164	94,410	86,007	95,768	85,570	96,133
Mn	0,000	0,000	0,000	0,021	0,001	0,003	0,000	0,000
Co	0,016	0,028	0,078	0,036	0,105	0,089	0,219	0,190
Ni	0,076	0,057	0,140	0,107	0,431	0,249	0,810	0,411
Si	0,139	0,737	0,271	0,081	0,009	0,045	0,049	0,132
O	0,335	2,695	0,170	0,699	0,435	0,387	0,530	0,504
Total	95,612	97,866	95,002	97,773	100,125	99,502	100,105	100,125

Atom%	K06_a	K06_b	K13_a	K13_b	K16_a	K16_b	K24_a	K24_b
Al	0,063	0,631	0,026	0,041	0,004	0,042	0,015	0,024
P	20,055	4,151	22,337	4,258	21,170	5,146	20,826	4,757
Cr	0,035	0,017	0,017	0,000	0,015	0,005	0,005	0,006
Fe	78,401	85,025	76,360	92,982	76,979	93,092	76,538	92,712
Mn	0,000	0,000	0,000	0,021	0,001	0,003	0,000	0,000
Co	0,015	0,024	0,070	0,034	0,089	0,082	0,186	0,174
Ni	0,068	0,050	0,126	0,100	0,367	0,230	0,689	0,377
Si	0,261	1,361	0,506	0,159	0,016	0,087	0,087	0,253
O	1,101	8,739	0,559	2,404	1,359	1,313	1,655	1,697
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Ma%	K17_a	K17_a	K17_a	K17_a	K17_b	K17_b	K17_b	K17_b
Al	0,001	0,010	0,020	0,000	0,000	0,002	0,071	0,007
P	12,385	12,221	11,031	12,057	2,902	2,871	3,258	2,804
Cr	0,001	0,009	0,000	0,014	0,000	0,009	0,007	0,004
Fe	85,631	85,294	84,782	85,950	95,999	95,247	92,725	94,771
Mn	0,000	0,004	0,024	0,002	0,000	0,000	0,000	0,015
Co	0,105	0,069	0,100	0,089	0,096	0,107	0,089	0,093
Ni	0,414	0,448	0,420	0,402	0,241	0,209	0,331	0,186
Si	0,035	0,071	0,012	0,040	0,042	0,051	0,016	0,052
O	0,395	0,429	0,274	0,329	0,451	0,460	2,807	0,354
Total	98,966	98,555	96,662	98,883	99,731	98,957	99,304	98,285

Atom%	K17_a	K17_a	K17_a	K17_a	K17_b	K17_b	K17_b	K17_b
Al	0,002	0,019	0,039	0,000	0,000	0,004	0,135	0,014
P	20,317	20,124	18,725	19,870	5,070	5,053	5,390	4,983
Cr	0,001	0,009	0,000	0,014	0,000	0,009	0,007	0,004
Fe	77,913	77,899	79,824	78,565	93,014	92,974	85,081	93,403
Mn	0,000	0,004	0,023	0,002	0,000	0,000	0,000	0,015
Co	0,091	0,060	0,089	0,077	0,088	0,099	0,078	0,087
Ni	0,358	0,389	0,377	0,350	0,222	0,194	0,289	0,174
Si	0,063	0,129	0,022	0,073	0,081	0,099	0,029	0,102
O	1,254	1,368	0,900	1,050	1,525	1,567	8,991	1,218
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Tabelle 2: EMPA-Analyseergebnisse der Metallkugelstrukturen mit nur einer feststellbaren Domäne in Massenanteilen und Stoffmengenanteilen

Ma%	K01	K02	K03	K04	K05	K07	K08	K09	K10	K11	K12	K14	K15	K18	K19
Al	0,025	0,024	0,019	0,023	0,296	0,022	0,020	0,012	0,037	0,008	0,025	0,001	0,054	0,014	0,016
P	10,952	11,049	3,889	1,600	2,491	2,758	10,329	4,424	0,867	4,373	8,183	5,322	2,740	10,052	8,786
Cr	0,012	0,000	0,009	0,009	0,053	0,027	0,014	0,009	0,023	0,016	0,005	0,005	0,000	0,010	0,014
Fe	83,432	86,687	90,299	93,634	87,626	94,840	84,439	86,009	86,286	90,087	81,983	82,291	93,250	84,175	87,661
Mn	0,000	0,009	0,003	0,000	0,036	0,021	0,010	0,026	0,015	0,018	0,007	0,035	0,005	0,002	0,020
Co	0,055	0,073	0,484	0,042	0,000	0,017	0,011	0,060	0,025	0,032	0,652	0,091	0,126	0,188	0,072
Ni	0,061	0,061	0,363	0,007	0,027	0,051	0,100	0,101	0,027	0,046	3,631	0,384	0,281	0,380	0,087
Si	0,146	0,110	0,063	1,598	4,215	0,383	0,112	3,500	10,612	3,808	0,079	12,040	0,068	0,079	0,052
O	0,445	0,438	0,412	0,537	2,637	0,414	1,713	3,146	0,459	0,568	0,623	0,607	1,559	1,267	0,667
Total	95,124	98,451	95,541	97,451	97,371	98,533	96,748	97,286	98,352	98,957	95,186	100,777	98,080	96,167	97,375
Atom%	K01	K02	K03	K04	K05	K07	K08	K09	K10	K11	K12	K14	K15	K18	K19
Al	0,048	0,046	0,039	0,047	0,555	0,045	0,038	0,022	0,069	0,015	0,049	0,002	0,107	0,027	0,031
P	18,771	18,353	7,031	2,837	4,066	4,866	17,018	7,112	1,412	7,324	14,296	8,101	4,737	16,866	14,923
Cr	0,012	0,000	0,010	0,010	0,051	0,028	0,014	0,009	0,022	0,016	0,005	0,005	0,000	0,010	0,014
Fe	79,310	79,865	90,543	92,092	79,946	92,817	77,159	76,700	77,933	83,683	79,440	69,479	89,432	78,331	82,580
Mn	0,000	0,008	0,003	0,000	0,033	0,021	0,010	0,024	0,014	0,017	0,006	0,030	0,005	0,002	0,019
Co	0,050	0,064	0,460	0,039	0,000	0,016	0,010	0,051	0,021	0,028	0,598	0,073	0,115	0,166	0,064
Ni	0,055	0,053	0,346	0,007	0,023	0,047	0,087	0,086	0,023	0,041	3,347	0,308	0,257	0,337	0,078
Si	0,277	0,202	0,126	3,125	7,589	0,745	0,203	6,206	19,058	7,034	0,152	20,213	0,129	0,147	0,097
O	1,477	1,409	1,442	1,844	8,335	1,414	5,463	9,791	1,447	1,842	2,106	1,789	5,218	4,115	2,193
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000
Ma%	K20	K21	K22	K23	K23	K25	K26	K27	K28	K29	K30	K31	K32	K33	K34
Al	0,019	0,019	0,017	0,038	0,038	0,003	0,033	0,132	0,036	0,016	0,001	0,011	0,028	0,011	0,031
P	8,974	10,334	0,467	0,505	0,505	8,111	12,235	10,755	12,276	21,341	10,546	13,785	13,042	13,339	11,011
Cr	0,000	0,000	0,009	0,003	0,003	0,024	0,005	0,012	0,000	0,001	0,003	0,000	0,016	0,000	0,011
Fe	88,752	84,143	93,012	90,336	90,336	87,490	82,937	81,905	82,270	75,767	83,119	83,374	83,350	80,765	82,686
Mn	0,000	0,002	0,006	0,022	0,022	0,004	0,008	0,008	0,000	0,014	0,008	0,000	0,000	0,001	0,014
Co	0,060	0,058	0,034	0,051	0,051	0,145	0,045	0,083	0,066	0,207	0,031	0,008	0,305	0,154	0,049
Ni	0,163	0,214	0,063	0,045	0,045	0,305	0,119	0,092	0,176	0,926	0,158	0,140	0,621	0,273	0,133
Si	0,074	0,166	5,406	5,502	5,502	0,399	0,083	0,298	0,140	0,071	0,130	0,291	0,073	0,178	0,134
O	0,536	1,087	0,783	2,397	2,397	0,617	0,230	2,194	2,987	0,364	2,727	0,737	0,649	0,252	1,234
Total	98,578	96,011	99,798	98,899	98,899	97,099	95,695	95,478	97,951	98,708	96,721	98,347	98,084	94,970	95,304
Atom%	K20	K21	K22	K23	K23	K25	K26	K27	K28	K29	K30	K31	K32	K33	K34
Al	0,037	0,037	0,033	0,072	0,072	0,006	0,065	0,248	0,065	0,028	0,002	0,020	0,053	0,022	0,059
P	15,093	17,381	0,783	0,822	0,822	13,858	20,771	17,626	19,177	32,948	16,961	22,282	21,332	22,587	18,489
Cr	0,000	0,000	0,009	0,003	0,003	0,024	0,005	0,012	0,000	0,001	0,003	0,000	0,016	0,000	0,011
Fe	82,790	78,492	86,539	81,567	81,567	82,910	78,095	74,454	71,284	64,879	74,147	74,746	75,615	75,852	77,007
Mn	0,000	0,002	0,006	0,020	0,020	0,004	0,008	0,007	0,000	0,012	0,007	0,000	0,000	0,001	0,014
Co	0,053	0,051	0,030	0,044	0,044	0,130	0,041	0,072	0,054	0,168	0,026	0,007	0,262	0,137	0,044
Ni	0,145	0,190	0,056	0,039	0,039	0,275	0,107	0,080	0,145	0,754	0,134	0,119	0,536	0,244	0,118
Si	0,137	0,309	10,001	9,879	9,879	0,752	0,155	0,538	0,241	0,121	0,230	0,519	0,132	0,332	0,249
O	1,745	3,539	2,543	7,555	7,555	2,041	0,755	6,963	9,034	1,088	8,490	2,306	2,055	0,825	4,010
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Einige Kugelstrukturen haben zusätzlich zu Silizium und/oder Phosphor Sauerstoff gelöst. Die Kugelstrukturen K08 ($\text{Fe}_{3,5}(\text{P}_{0,75}\text{O}_{0,25})$) und K15 (Fe_{18}PO) haben neben Phosphor auch Sauerstoff in der Struktur. Aus den Elementen Eisen, Silizium und Sauerstoff bestehen die Strukturen K22 ($\text{Fe}_7(\text{Si}_{0,8}\text{O}_{0,2})$) und K23 (Fe_9SiO). Einzig und allein die Struktur K09 wird aus den Elementen Eisen, Phosphor, Silizium und Sauerstoff aufgebaut und hat die Formel $\text{Fe}_{11}\text{SiPO}$.

In den Metallkugelstrukturen K03, K04 und K07 konnten nur Spuren von Silizium, Phosphor oder Sauerstoff gemessen werden.

3.1.4 Dendritisches Spinell-Wachstum mit einhergehender chemischer Segregation der Glasmatrix

Die Abbildung 27 zeigen ein Übersichtsbild und ein Detailbild einer dendritisch gewachsenen Phase in der Schmelze, die sich in der äußersten Zone des Fulguritstückes F2 befindet. Diese Stelle ist im Übersichtsbild des Dünnschliffes (Abbildung 12, blaues Kästchen) markiert. Es können mindestens drei Hierarchieebenen der Dendriten unterschieden werden. Die Hauptdendriten (erste Ebene) sind mehrere $10\ \mu\text{m}$ lang. Die Hauptdendriten scheinen 3D-Strukturen zu bilden, wobei die einzelnen Dendriten drei verschiedene Formorientierungen aufweisen, die senkrecht zueinander ausgerichtet zu sein scheinen. Die Länge der Verzweigung der Dendriten der unteren Hierarchieebenen ist in alle Richtungen ähnlich. Zusammen mit den zueinander senkrechten Hauptdendriten weist dies auf eine kristallographische Orientierung in einem kubischen System hin. Die Anordnung der Dendrite bildet sternförmige Strukturen.

Die dendritisch gewachsene Phase erscheint im BSE-Bild hell, was auf eine hohe durchschnittliche Ordnungszahl hindeutet. Im Übersichtsbild ist sichtbar, dass lokal die dendritische Phase mit mehreren $10\ \mu\text{m}$ langen und etwa 5 bis $10\ \mu\text{m}$ breiten, leistenförmigen Körnern mit relativ dunklem BSE-Kontrast verbunden ist. Diese Phase kann mittels EDX-Spektrums als Plagioklas identifiziert werden. Nachdem die Feldspatleisten sehr klein sind wurde bei der EDX-Analyse die Umgebung mit gemessen und eine exakte Bestimmung der Feldspatzusammensetzung ist nicht möglich. Es ist ersichtlich, dass in diesen Domänen die dendritisch gewachsene Phase zu kristallisieren beginnt.

An den Kontaktpunkten der Hauptäste bilden sich bis zu $5\ \mu\text{m}$ dicke, isometrische Körner, die scheinbar aus demselben Material bestehen wie die Dendrite. Weitere solcher isometrischen Körner liegen frei in der Matrix und sind in der rechten oberen Ecke des Übersichtsbildes zu erkennen. Bei der Messung mit der Mikrosonde konnten diese Körner nur mit der Matrix mitgemessen werden. Anhand der Chemie kann auf einen magnesiumhaltigen Magnetit geschlossen werden.

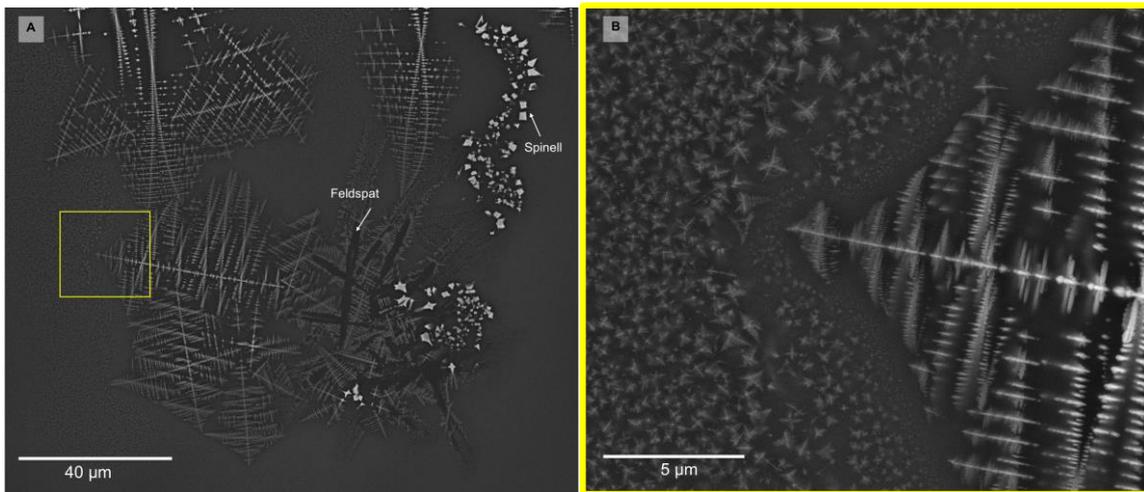


Abbildung 27: (A) BSE-Übersichtsbild der sternförmig gewachsenen Dendritstrukturen neben Feldspat (dunkelgrau) und Spinell (weiß). (B) Detailbild vom Kontaktbereich zwischen der sternförmigen, dendritisch gewachsenen Phase und der Glasmatrix.

An den Kontaktpunkten der Hauptäste bilden sich bis zu 5 μm dicke, isometrische Körner, die scheinbar aus demselben Material bestehen wie die Dendrite. Weitere solcher isometrischen Körner liegen frei in der Matrix und sind in der rechten oberen Ecke des Übersichtsbildes zu erkennen. Bei der Messung mit der Mikrosonde konnten diese Körner nur mit der Matrix mitgemessen werden. Anhand der Chemie kann auf einen magnesiumhaltigen Magnetit geschlossen werden.

Im Detailbild ist auf der rechten Seite das Ende eines Astes eines sternförmigen Dendriten zu sehen. Die Dendrite der dritten Hierarchieebene sind im Detailbild deutlich erkennbar und mehrere 100 nm lang, sowie einige wenige Nanometer bis zu 10 Nanometer dick. Die Glasmatrix der Hauptschmelze ist nicht homogen zusammengesetzt und enthält viele, bis zu 1 μm große Dendrite, welche wie Schneeflocken aussehen. Um den großen Dendrit bildet sich eine etwa 1,5 μm dicke Zone aus, in der die einzelnen dendritischen Individuen von der Matrix zum Dendriten hin bis auf wenige Nanometer kleiner werden.

Basierend auf den Elementverteilungskarten (Abbildung 28) scheint die dendritisch gewachsene Phase eisenreich zu sein und auch Magnesium zu enthalten. Die anderen Elemente Silizium, Aluminium, Kalzium, Kalium und Natrium sind in der dendritischen Phase nur in Spuren enthalten oder überhaupt nicht vorhanden. Die Zusammensetzung lässt auf ein Eisen-Magnesium-Oxid schließen, vermutlich ein Mischkristall zwischen Magnetit und Magnesioferrit. Die Matrix zwischen den Dendriten scheint Schmelze beziehungsweise Glas zu sein.

Die Matrix zwischen den Dendriten ist gegenüber der Hauptschmelze an Kalium, Natrium, Aluminium, Silizium und Kalzium angereichert. Weiters sind Eisen und Magnesium in der interdendritischen Matrix gegenüber der Hauptschmelze abgereichert. Um diese Dendritstruktur

bildet sich eine etwa 1 bis 2 μm dicke Zone, in der Kalium stark angereichert und Magnesium leicht angereichert gegenüber der Hauptschmelze ist.

In dem Bruchstück F1a befindet sich in der äußersten Zone eine ähnlich dendritische Struktur. Die gesamte Struktur ist mehrere 100 μm groß und besteht aus mehreren Domänen, die sich von der Größe der Dendrite, Anzahl der Äste und Orientierung der Dendritstrukturen unterscheiden, wie in der Abbildung 29 zu sehen ist. Diese dendritische Struktur befindet sich im Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 13A) an der Stelle des grünen Kästchens.

Von acht verschiedenen Stellen wurde die chemische Zusammensetzung mit der Mikrosonde bestimmt. Die Ergebnisse der Analysen und eine Mineralnormierung auf die Spinell-Endglieder Magnetit, Hercynit, Magnesiumferrit und Ulvöspinell befinden sich in der Tabelle 3. Anhand der Analysen kann für die Dendrite auf eine Spinell-Zusammensetzung geschlossen werden, die zu 70-80 % aus Magnetit, 5-15 % aus Ulvöspinell, 6-11 % Hercynit, 2-5 % Magnesiumferrit und 1 % Jacobsit besteht.

Die Abbildung 29 zeigt einen Ausschnitt von einer Domäne mit etwa 0,5 μm dicken Dendriten. Es sind zwei senkrecht zueinanderstehende Dendrite deutlich erkennbar. Im Kreuzungspunkt der beiden Dendrite sind rautenförmige, isometrische Körner, die zu den Dendriten keinen Kontakt zeigen. Diese Körner können senkrecht auf die Ebene stehende Dendrite sein und durch den Schnitteffekt der Präparation so aussehen. Weiters sind in diesem Ausschnitt pfeilförmige Enden der Dendrite erkennbar. Die Spitzen mancher pfeilförmigen Enden haben einen höheren BSE-Kontrast als die Dendrite selbst. In der rechten oberen Ecke der Abbildung 29 ist ein Dendrit erkennbar, von dem viele kleinere Dendrite zweiter Ordnung weggehen. Jeder zweite bis dritte Dendrite zweiter Ordnung ist länger als sein Nachbardendrit.

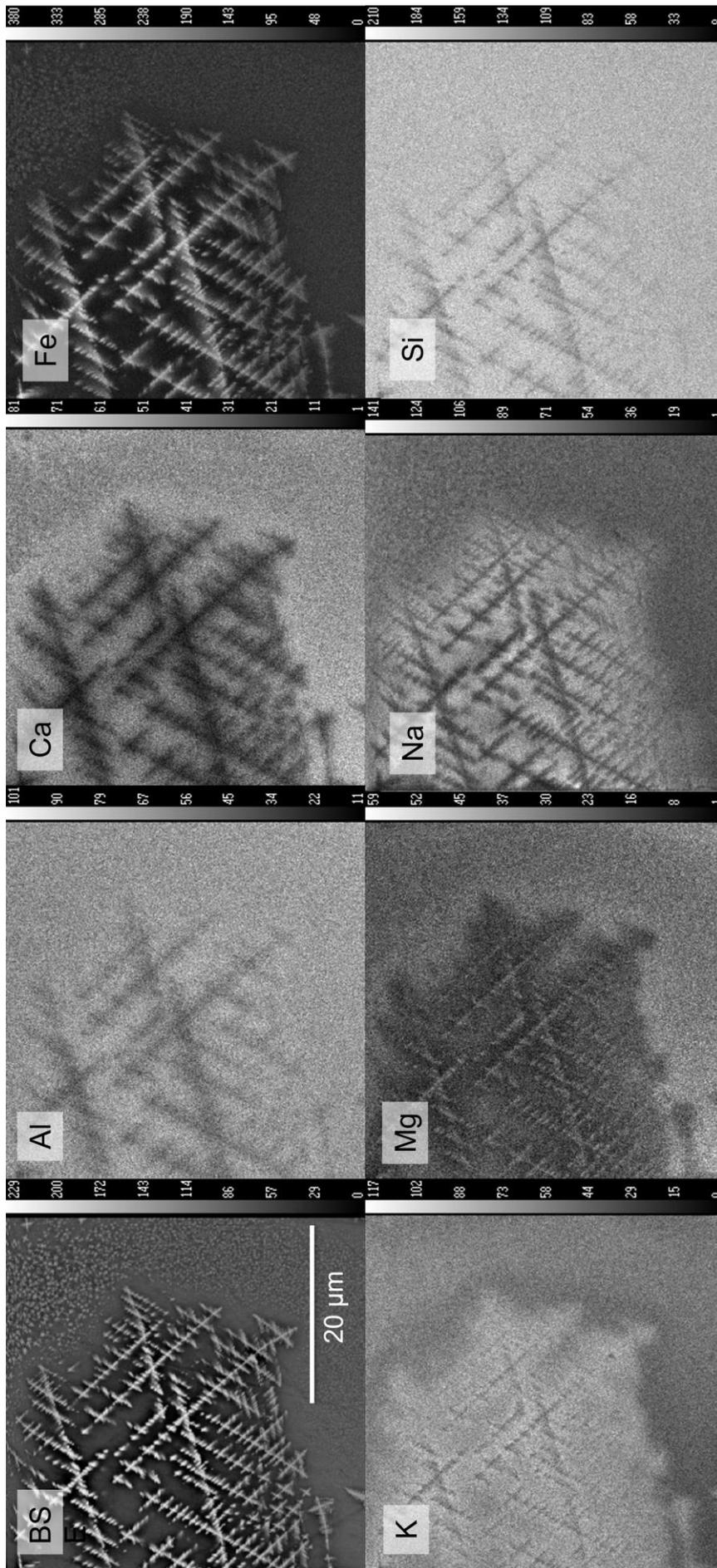


Abbildung 28: Elementverteilungskarte der Spinelldeute im Fulguritstück F2

Tabelle 3: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Spinell-Endgliedanteile von den Spinellendriten in der Fulguritprobe F1a.

Ma%	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3	F1a MP 4	F1a MP 5	F1a MP 6	F1a MP 7	F1a MP 8	F1a MP 9
SiO2	0,1129	0,1101	0,0940	1,7814	0,5707	0,3423	0,1198	0,1882	0,8102
TiO2	2,6805	2,0234	1,6846	2,9989	3,3733	3,2744	1,6181	4,9638	5,6869
Cr2O3	0,0217	0,0801	0,0585	0,0308	0,0191	0,0042	0,0450	0,0985	0,0856
Al2O3	3,1718	3,5543	3,5008	3,0459	2,9408	3,3835	5,0652	4,9050	3,5381
FeO	85,7068	85,8926	86,2741	83,9408	83,5057	83,7491	84,5454	80,3510	80,3811
MnO	0,3975	0,3426	0,3658	0,4562	0,5323	0,5327	0,3345	0,5194	0,5786
NiO	0,0149	0,0285	0,0168	0,0000	0,0021	0,0197	0,0061	0,0121	0,0192
MgO	0,4571	0,3913	0,4643	0,5752	0,8118	1,1120	0,3887	1,3114	1,1110
CaO	0,0665	0,0784	0,0454	0,1313	0,1091	0,0340	0,0915	0,0520	0,0630
Total	92,6297	92,5013	92,5043	92,9605	91,8649	92,4519	92,2143	92,4014	92,2737
norm Kat	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3	F1a MP 4	F1a MP 5	F1a MP 6	F1a MP 7	F1a MP 8	F1a MP 9
Si	0,0043	0,0042	0,0036	0,0675	0,0219	0,0130	0,0045	0,0071	0,0309
Ti	0,0769	0,0580	0,0483	0,0854	0,0973	0,0935	0,0462	0,1410	0,1629
Cr	0,0007	0,0024	0,0018	0,0009	0,0006	0,0001	0,0014	0,0029	0,0026
Al	0,1426	0,1597	0,1572	0,1360	0,1330	0,1515	0,2267	0,2184	0,1588
Fe3+	1,6944	1,7134	1,7373	1,5574	1,6280	1,6354	1,6704	1,4825	1,4511
Fe2+	1,0392	1,0248	1,0113	1,1004	1,0509	1,0244	1,0141	1,0552	1,1088
Mn	0,0128	0,0111	0,0118	0,0146	0,0173	0,0171	0,0108	0,0166	0,0187
Ni	0,0005	0,0009	0,0005	0,0000	0,0001	0,0006	0,0002	0,0004	0,0006
Mg	0,0260	0,0222	0,0264	0,0325	0,0464	0,0629	0,0220	0,0738	0,0631
Ca	0,0027	0,0032	0,0019	0,0053	0,0045	0,0014	0,0037	0,0021	0,0026
Total	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000	3,0000
Endmembers	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3	F1a MP 4	F1a MP 5	F1a MP 6	F1a MP 7	F1a MP 8	F1a MP 9
Ca/Fe,Al,Cr)2O4	0,003	0,003	0,002	0,005	0,004	0,001	0,004	0,002	0,003
Fe2TiO4	0,074	0,056	0,046	0,082	0,092	0,087	0,045	0,130	0,152
Mn2TiO4	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003
Mg2TiO4	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,005	0,001	0,009	0,009
FeCr2O4 (Chromit)	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
MgCr2O4	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnCr2O4	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeAl2O4 (Hercynite)	0,069	0,077	0,076	0,065	0,062	0,070	0,109	0,100	0,074
MgAl2O4 (Spinel)	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,002	0,007	0,004
MnAl2O4 (Gahnite)	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
FeFe2O4 (Magnetite)	0,814	0,826	0,835	0,742	0,764	0,757	0,806	0,681	0,673
MgFe2O4 (Mg-Ferrite)	0,021	0,019	0,022	0,022	0,034	0,047	0,018	0,048	0,039
MnFe2O4 (Jacobsite)	0,010	0,009	0,010	0,010	0,013	0,013	0,009	0,011	0,011
Total Endmembers	0,996	0,996	0,996	0,933	0,978	0,987	0,995	0,993	0,969

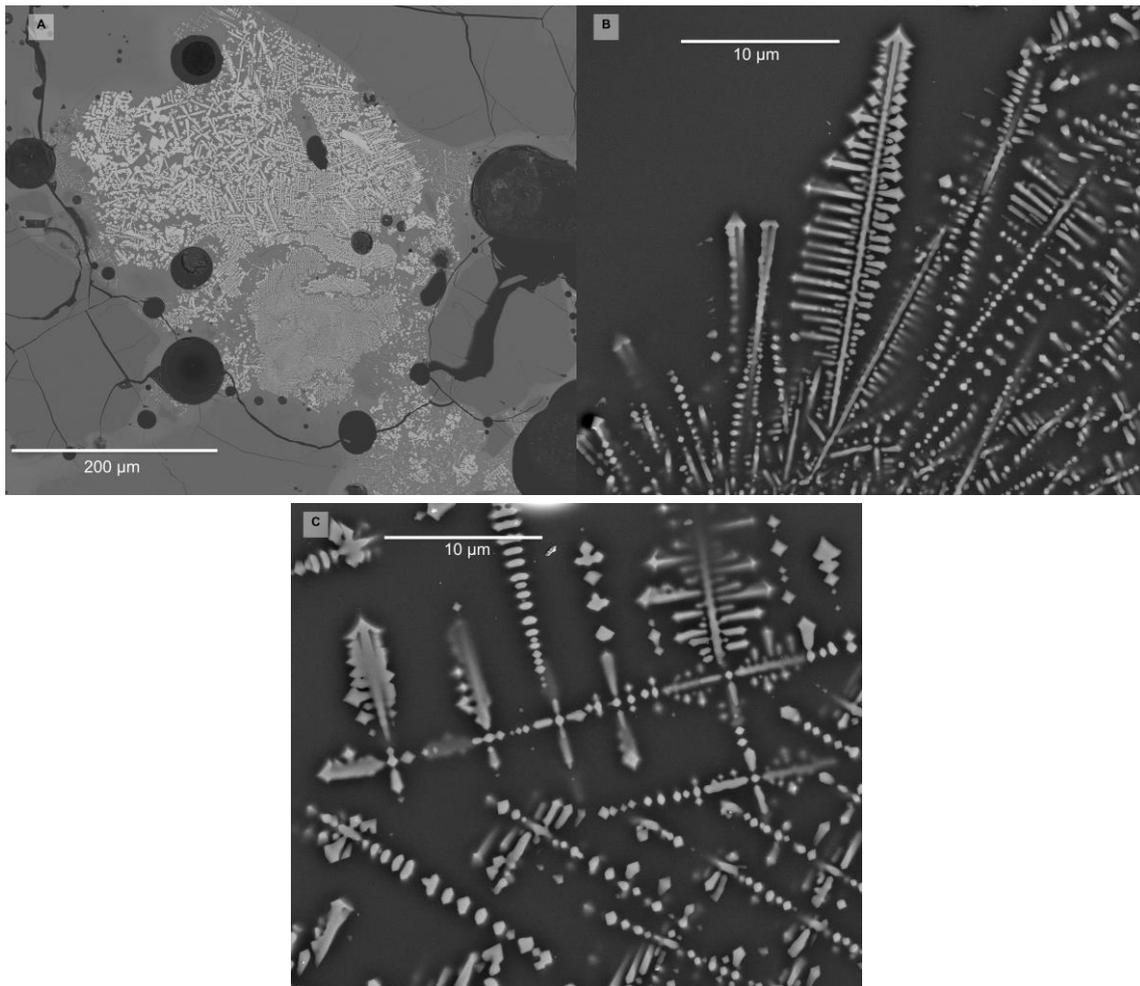


Abbildung 29: (A) BSE-Übersichtsbild einer Dendritstruktur im Fulguritbruchstück F1a. (B+C) Detailbilder dieser Dendritstruktur

3.1.5 Dendritisches Olivin-Wachstum

Eine weitere dendritische Struktur befindet sich im Bruchstück F1a an der rot markierten Stelle im Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 13A). Es sind vier verschiedene Mikrostrukturen in dem Bild (Abbildung 30A) erkennbar. Große, isometrische, eckige Körner, stark elongierte, skelettförmige Dendrite und federartige Dendrite, die alle drei im BSE-Bild die gleiche hellgraue Farbe besitzen. Daher werden diese Strukturen als eine Phase mit unterschiedlicher Morphologie gedeutet. Teilweise gehen die einzelnen Morphologien ineinander über. In der Abbildung 30B wird der Übergang von der skelettalen in die dendritische Form gezeigt.

Als vierte Struktur kommen vereinzelt im BSE-Bild helle, etwa 5 µm große idiomorphe Kristallkörner einer anderen Phase in der Glasmatrix vor. Diese kleinen Körner wurden mittels EDX analysiert. Durch die Größe der Körner wurde auch die Glasmatrix teilweise mitgemessen. Trotzdem kann anhand des EDX-Spektrums die Phase als aluminiumhaltiges Eisenoxid, vermutlich Spinell gedeutet werden.

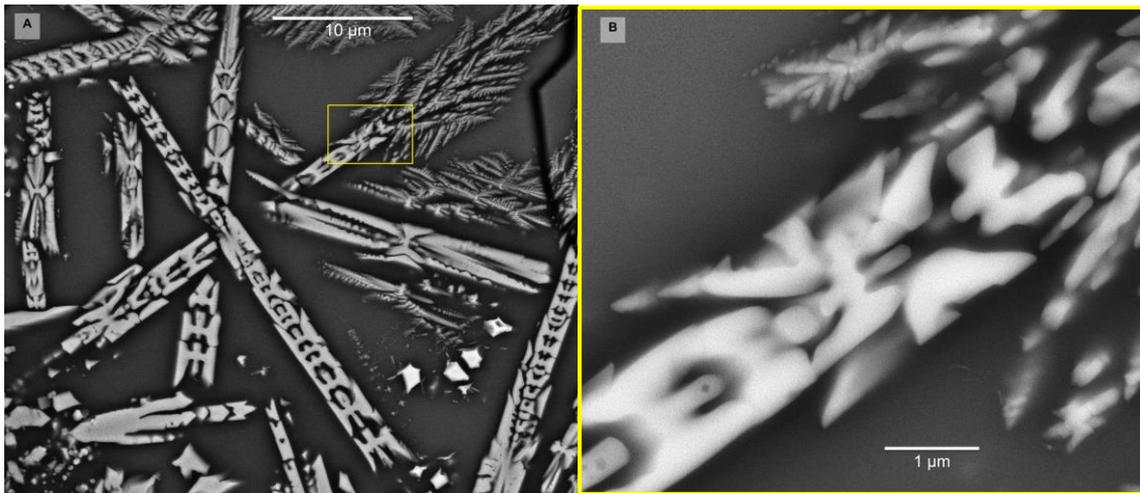


Abbildung 30: BSE-Übersichtsbild (A) und BSE-Detailbild (B) der Olivindendriten in der Fulguritprobe F1a.

Die chemische Zusammensetzung von den drei größten isometrischen Körnern der unterschiedlich ausgeprägten Phase konnte mit der Mikrosonde quantifiziert werden. Bei der Phase handelt es sich um fayalitreiche Olivine mit der idealisierten Mineralformel $(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{0,2})_2\text{SiO}_4$. Die Mikrosondendaten und die Mineralnormierung befinden sich in der Tabelle 4.

Die Olivindendrite befinden sich in einer Glasmatrix. Die Glasmatrix direkt um die Dendrite hat einen dunklen, fast schon schwarzen BSE-Kontrast und wird heller, bis zu hellgrau, je weiter diese von den Dendriten entfernt liegt. Weiters ist am BSE-Bild erkennbar, dass die Glasmatrix nicht homogen aufgebaut ist.

Tabelle 4: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Olivin-Endgliedanteile von den Olivindendriten in der Fulguritprobe F1a.

Ma%	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3	norm Kat	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3
SiO ₂	30,8060	31,0381	31,1214	Si	0,999	1,000	1,000
TiO ₂	0,0717	0,0928	0,1031	Ti	0,002	0,002	0,002
Cr ₂ O ₃	0,0153	0,0012	0,0135	Cr	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,1879	0,1509	0,2308	Al	0,007	0,006	0,009
FeO	59,7060	58,5440	59,0896	Fe ²⁺	1,619	1,577	1,588
MnO	0,1345	0,1351	0,1899	Mn	0,004	0,004	0,005
NiO	0,0246	0,0617	0,0068	Ni	0,001	0,002	0,000
MgO	7,4907	8,4329	8,1568	Mg	0,362	0,405	0,391
CaO	0,1606	0,1409	0,1411	Ca	0,006	0,005	0,005
Total	98,5973	98,5976	99,0530	Total	3,000	3,000	3,000

Endmembers	F1a MP 1	F1a MP 2	F1a MP 3
CaMgSiO ₄ (Mo)	0,001	0,001	0,001
CaFeSiO ₄ (Kirsch)	0,005	0,004	0,004
CaMnSiO ₄ (Glauko)	0,000	0,000	0,000
Mg ₂ SiO ₄ (Fo)	0,181	0,203	0,196
Fe ₂ SiO ₄	0,811	0,790	0,796
Mn ₂ SiO ₄ (Teph)	0,002	0,002	0,003
Ni ₂ SiO ₄ (Gernierite)	0,000	0,001	0,000
Total Endmembers	1,000	1,000	1,000

Von den Olivin-Dendriten wurden die Kristallorientierung und die Orientierung der Korngrenzen mittels EBSD bestimmt. Einige Dendritstrukturen zeigen dieselbe Orientierung und wurden daher zu einer Struktur zusammengefasst. Drei Strukturen wurden repräsentativ für das dendritische Olivinwachstum in dieser Zone ausgewählt.

Dendrit A ist von anderen Dendriten unterbrochen und setzt sich aus drei Teilen zusammen. Dieser Dendrit hat eine skelettale Form und liegt in etwa N-S Richtung in der Abbildung 31A. Der kleinste Teil liegt am südlichsten und hat eine pfeilartige Struktur mit einer Größe von etwa $3 \times 3 \mu\text{m}$. Der zweite Teil zeigt eine skelettale Form mit einer Länge von etwa $9 \mu\text{m}$ und einer Breite von etwa $3 \mu\text{m}$. Der letzte, etwa $13 \mu\text{m}$ lange und $2 \mu\text{m}$ dicke Teil liegt am nördlichsten und zeigt ebenfalls eine skelettale Struktur. Zusammen hat der Dendrit A eine Länge von etwa $33 \mu\text{m}$. Die Abbildung 31 zeigt den Dendrit A und die Missorientierung im Kristall, die im Falle des Dendrits A eine Abweichung von bis zu 2° beträgt. In der Polfigur (Abbildung 31C) sind die Orientierungen der Flächen und die Flächennormalen dargestellt. Die Flächenorientierungen (100) , (010) , (001) , (021) und $(0\bar{2}1)$ sind farbig hervorgehoben.

In der Abbildung 31B wurden die Flächen den Phasengrenzen zugeordnet. Für diesen Dendrit sind die Phasengrenzen parallel der Längserstreckung Flächenspuren von der Fläche (010) . Weiters können die Flächenspuren (021) beziehungsweise $(0\bar{2}1)$ zugeordnet werden. Zusätzliche Phasengrenzen sind sichtbar, können aber nicht eindeutig indiziert werden.

Dendrit A ist von anderen Dendriten unterbrochen und setzt sich aus drei Teilen zusammen. Dieser Dendrit hat eine skelettale Form und liegt in etwa N-S Richtung in der Abbildung 31A. Der kleinste Teil liegt am südlichsten und hat eine pfeilartige Struktur mit einer Größe von etwa $3 \times 3 \mu\text{m}$. Der zweite Teil zeigt eine skelettale Form mit einer Länge von etwa $9 \mu\text{m}$ und einer Breite von etwa $3 \mu\text{m}$. Der letzte, etwa $13 \mu\text{m}$ lange und $2 \mu\text{m}$ dicke Teil liegt am nördlichsten und zeigt ebenfalls eine skelettale Struktur. Zusammen hat der Dendrit A eine Länge von etwa $33 \mu\text{m}$. Die Abbildung 31 zeigt den Dendrit A und die Missorientierung im Kristall, die im Falle des Dendrits A eine Abweichung von bis zu 2° beträgt. In der Polfigur (Abbildung 31C) sind die Orientierungen der Flächen und die Flächennormalen dargestellt. Die Flächenorientierungen (100) , (010) , (001) , (021) und $(0\bar{2}1)$ sind farbig hervorgehoben.

In der Abbildung 31B wurden die Flächen den Phasengrenzen zugeordnet. Für diesen Dendrit sind die Phasengrenzen parallel der Längserstreckung Flächenspuren von der Fläche (010) . Weiters können die Flächenspuren (021) beziehungsweise $(0\bar{2}1)$ zugeordnet werden. Zusätzliche Phasengrenzen sind sichtbar, können aber nicht eindeutig indiziert werden.

In der Abbildung 32 ist die dendritische Struktur B mit der Missorientierung abgebildet. Der Dendrit B ist wie der Dendrit A von anderen Dendriten unterbrochen und setzt sich aus zwei Teilen zusammen. Wie in der Abbildung 32A ersichtlich, liegt der Dendrit in SW-NO Richtung. Der südwestliche Teil hat eine skelettale Form, mit einer Länge von $13 \mu\text{m}$ und einer Dicke

von $4\ \mu\text{m}$. Parallel zu der Längserstreckung zeigen die Phasengrenzen eine Flächenspur von (010) , kann aber auch (021) beziehungsweise $(0\bar{2}1)$ aufgrund der geometrischen Lage des Dendriten sein (Abbildung 32B). Die Phasengrenzen normal zu der Längenerstreckung haben eine Flächenspur von (100) . Eine Flächenspur von (001) oder (111) besitzen einige diagonale Korngrenzen. Der zweite Teil dieser Dendritstruktur liegt im Nordosten des Bildes. Von einer skelettalen Form im Südwesten geht dieser Teil in eine federartige Form über. Wie beim ersten Teil können die Flächenspuren (100) , (010) , (001) , (021) und $(0\bar{2}1)$ zugeordnet werden. Die Polfigur für diese Dendritstruktur befindet sich in der Abbildung 32C.

Die letzte dendritische Struktur, Dendrit C, ist nicht durch andere Dendrite unterbrochen und tritt daher als vollständiges Exemplar auf (Abbildung 33A). Die Polfigur für diese Dendritstruktur befindet sich in der Abbildung 33C. Der Dendrit C hat eine Länge von $34\ \mu\text{m}$ und eine Dicke von $3,5\ \mu\text{m}$. Der ganze Dendrit hat eine skelettförmige Struktur. Die Flächenspur (010) liegt bei den Phasengrenzen parallel zur Längenerstreckung und normal zur Längenerstreckung sind die Phasengrenzen mit der Flächenspur (001) (Abbildung 33B). Die diagonalen Korngrenzen zeigen eine Flächenspur von (021) und $(0\bar{2}1)$.

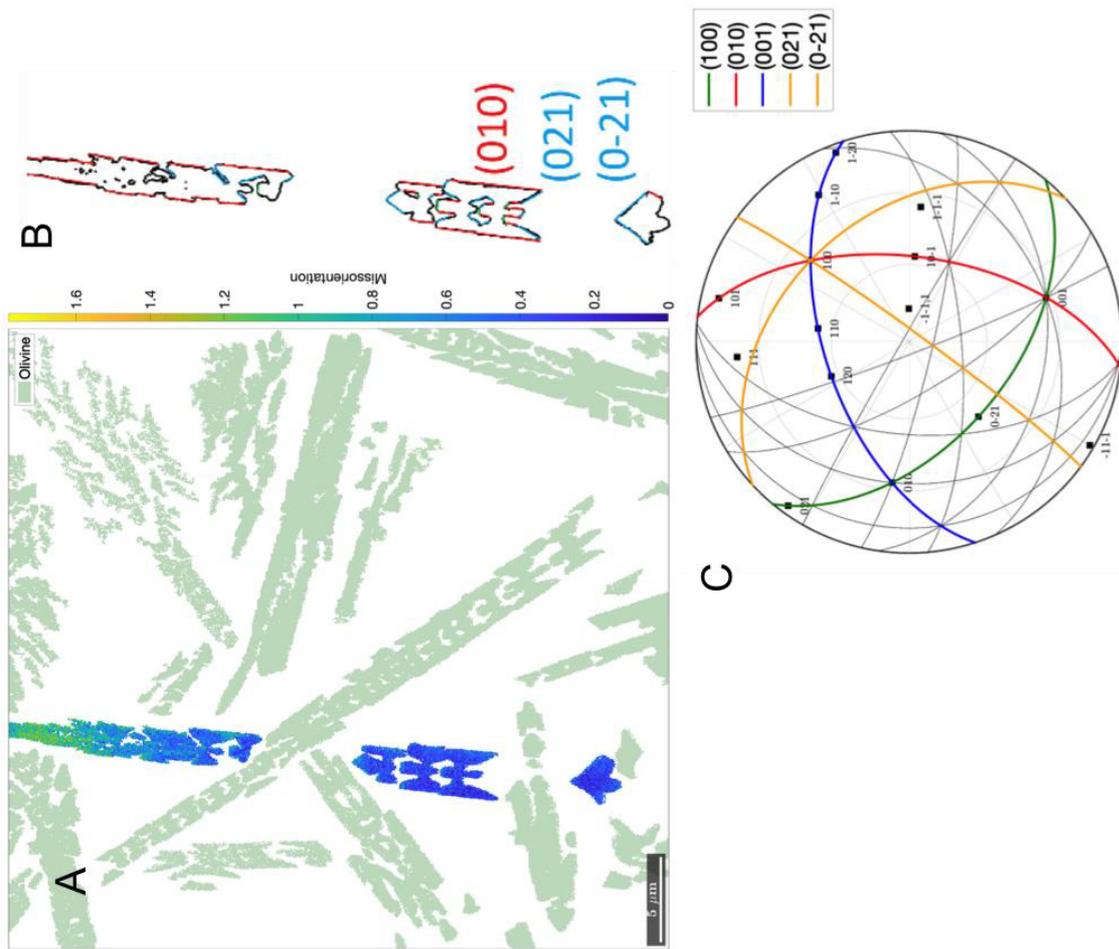


Abbildung 31: Dendritstruktur I (A) Ausgewählte Struktur bestehend aus drei Körnern. Farbindexierung anhand der Misorientierung der Messpunkte. (B) Zuordnung von Flächen an Phasengrenzen. (C) Orientierungen häufiger Flächen und Flächennormalen in Olivin in Bezug auf die Orientierung der Dendritstruktur I

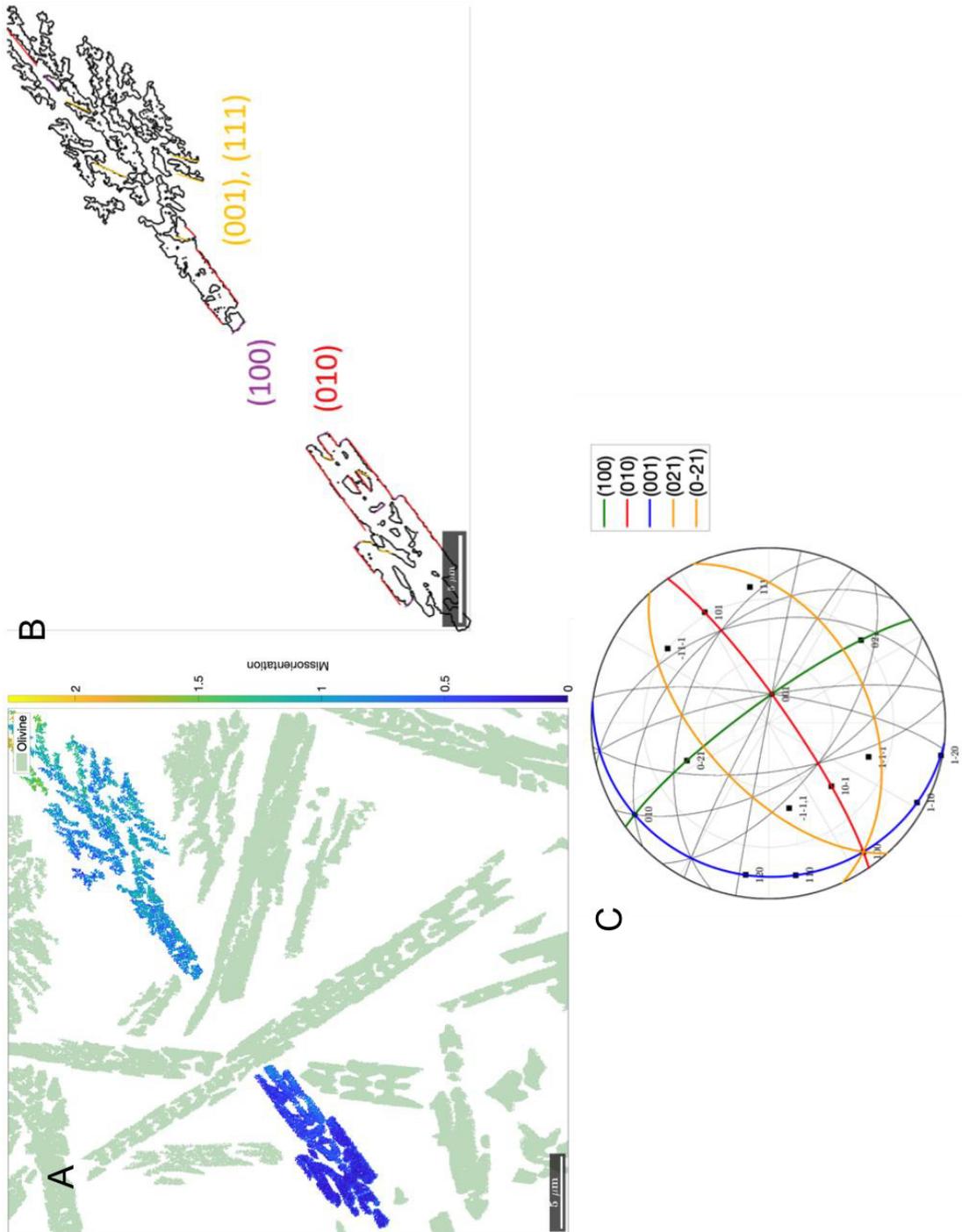


Abbildung 32: Dendritstruktur 2 (A) Ausgewählte Struktur bestehend aus drei Körnern. Farbindexierung anhand der Missorientierung der Messpunkte. (B) Zuordnung von Flächen an Phasengrenzen. (C) Orientierungen häufiger Flächen und Flächennormalen in Olivin in Bezug auf die Orientierung der Dendritstruktur 2

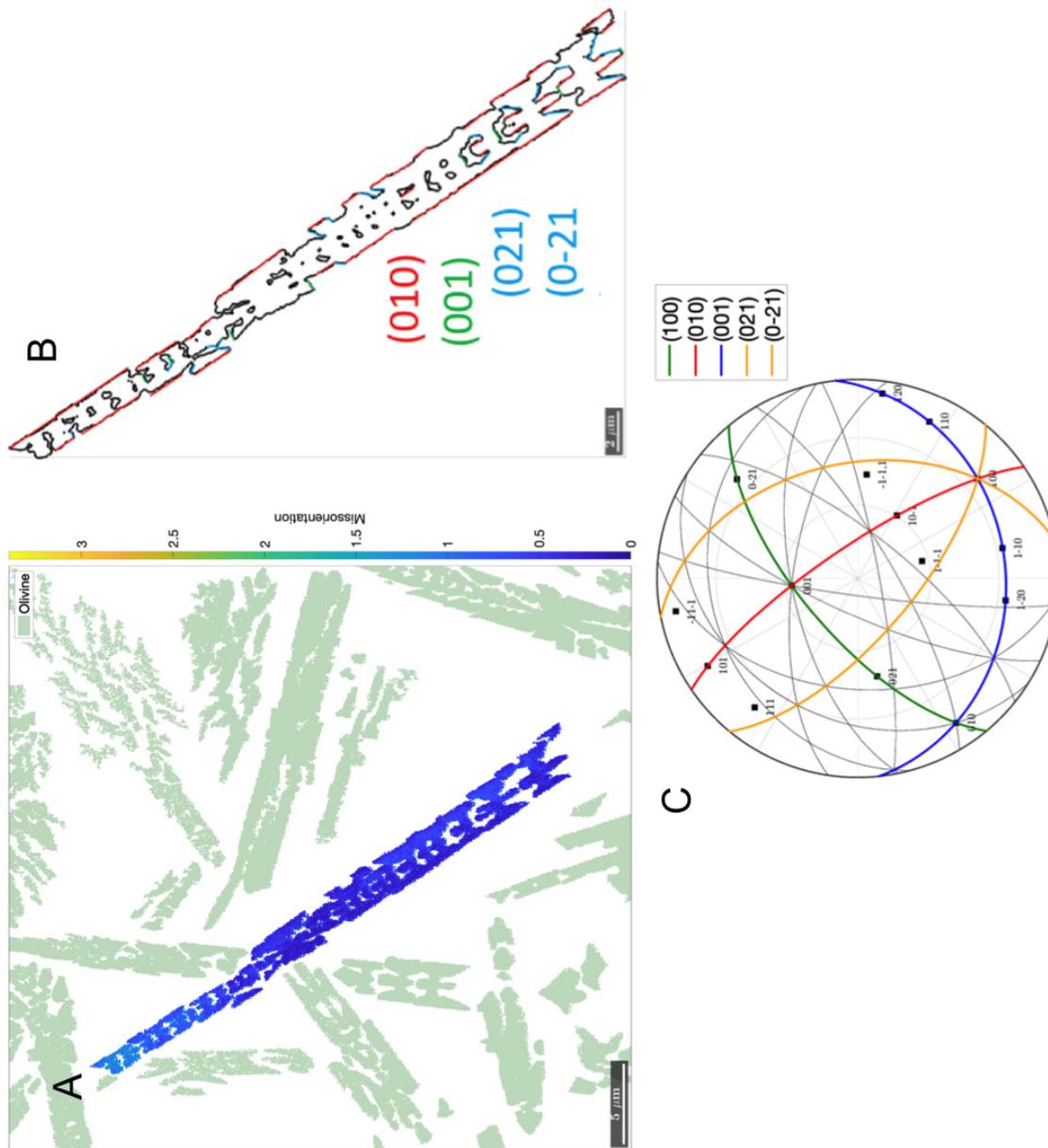


Abbildung 33: Dendritstruktur 3 (A) Ausgewählte Struktur bestehend aus drei Körnern. Farbindizierung anhand der Misorientierung der Messpunkte. (B) Zuordnung von Flächen an Phasengrenzen. (C) Orientierungen häufiger Flächen und Flächennormalen in Olivin in Bezug auf die Orientierung der Dendritstruktur 3

3.1.6 Dendritisches Pyroxen-Wachstum

Eine weitere silikatische, dendritische Phase ist in der Abbildung 34A ersichtlich. Diese dendritische Struktur befindet sich im Bruchstück F1b (Abbildung 13B, rotes Kästchen) und liegt zwischen zwei Quarzkörnern und einem Hohlraum in der Glasmatrix. Bei näherer Betrachtung (Abbildung 34B) der feinen Dendriten und der umgebenden Glasmatrix erkennt man, dass die Dendriten kleiner werden, je näher diese zur Glasmatrix kommen. Die Dendrite werden so klein, dass diese nicht mehr voneinander unterscheidbar sind. Trotzdem ist die Grenze zu der Glasmatrix am SE-Bild durch den dunklen Halo um die Dendrite in der Glasmatrix gut erkennbar. Die Glasmatrix ist in diesem Bereich nicht homogen aufgebaut.

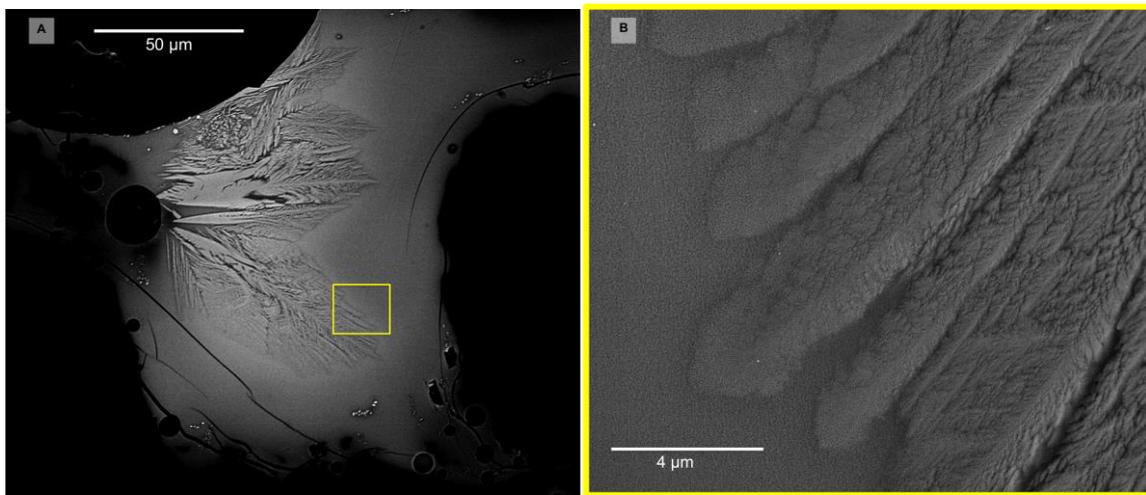


Abbildung 34: BSE-Übersichtsbild (A) und BSE-Detailbild (B) der Olivindendriten in der Fulguritprobe F1b.

Die dendritische Phase baut sich aus einem größeren Kernbereich auf einer Seite auf, von dem aus in eine andere Richtung dendritische Äste weggehen. Im BSE-Bild erkennt man, dass die Glasmatrix bei den Kernbereichen einen dunkleren Grauton besitzt als die Glasmatrix bei den feinen Dendriten auf der anderen Seite. Zusätzlich bildet die Glasmatrix einen hellgrauen Saum um die feinen Dendrite, was auf eine Anreicherung von Elementen mit höheren Ordnungszahlen hindeutet. Die Dendriten selbst sind Eisen-Magnesium Pyroxene mit einem hohen Massenanteil an Aluminium. Die Kernbereiche der Pyroxendendriten besitzen eine idealisierte Zusammensetzung von $(Mg_{0,3}Fe_{0,65}Al_{0,05})_2(Al_{0,1}Si_{0,9})_2O_6$ (siehe Tabelle 5).

Die Abbildung 35 zeigt die Elementverteilungskarten von dieser dendritischen Phase. Wie die EPMA-Messungen zeigen auch die Elementverteilungskarten, dass die dendritische Phase hauptsächlich aus Magnesium und Eisen besteht. Vor allem im Kernbereich und im Hauptast ist die Magnesium- sowie Eisenkonzentration sehr hoch und nimmt in den kleineren Nebenästen nach außen hin ab.

Tabelle 5: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Pyroxen-Endgliedanteile von den Pyroxendendriten im der Fulguritprobe F1b.

Ma%	F1b Px MP_1	F1b Px MP_2	norm Kat	F1b Px MP_1	F1b Px MP_2
SiO2	44,430	43,656	Si	1,800	1,778
TiO2	0,571	0,739	Ti	0,017	0,023
Cr2O3	0,123	0,099	Cr	0,004	0,003
Al2O3	6,451	7,144	Al	0,308	0,343
FeO	35,705	36,485	Fe3+	0,054	0,053
			Fe2+	1,156	1,190
MnO	0,209	0,210	Mn	0,007	0,007
NiO	0,037	0,043	Ni	0,001	0,001
MgO	10,376	9,415	Mg	0,626	0,571
CaO	0,616	0,701	Ca	0,027	0,031
Total	98,520	98,492	Total	4,000	4,000

Endmembers	F1b Px MP_1	F1b Px MP_2
CaTiAl2O6	0,017	0,023
CaCrAlSiO6	0,004	0,003
CaFeAlSiO6	0,054	0,053
CaAl2SiO6 (CaTs)	0,108	0,121
Ca0.5AlSi2O6 (esc)	-0,078	-0,084
Mg2Si2O6 (enst)	0,314	0,286
Fe2Si2O6	0,578	0,595
Mn2Si2O6	0,004	0,004
Total Endmembers	1,000	1,000

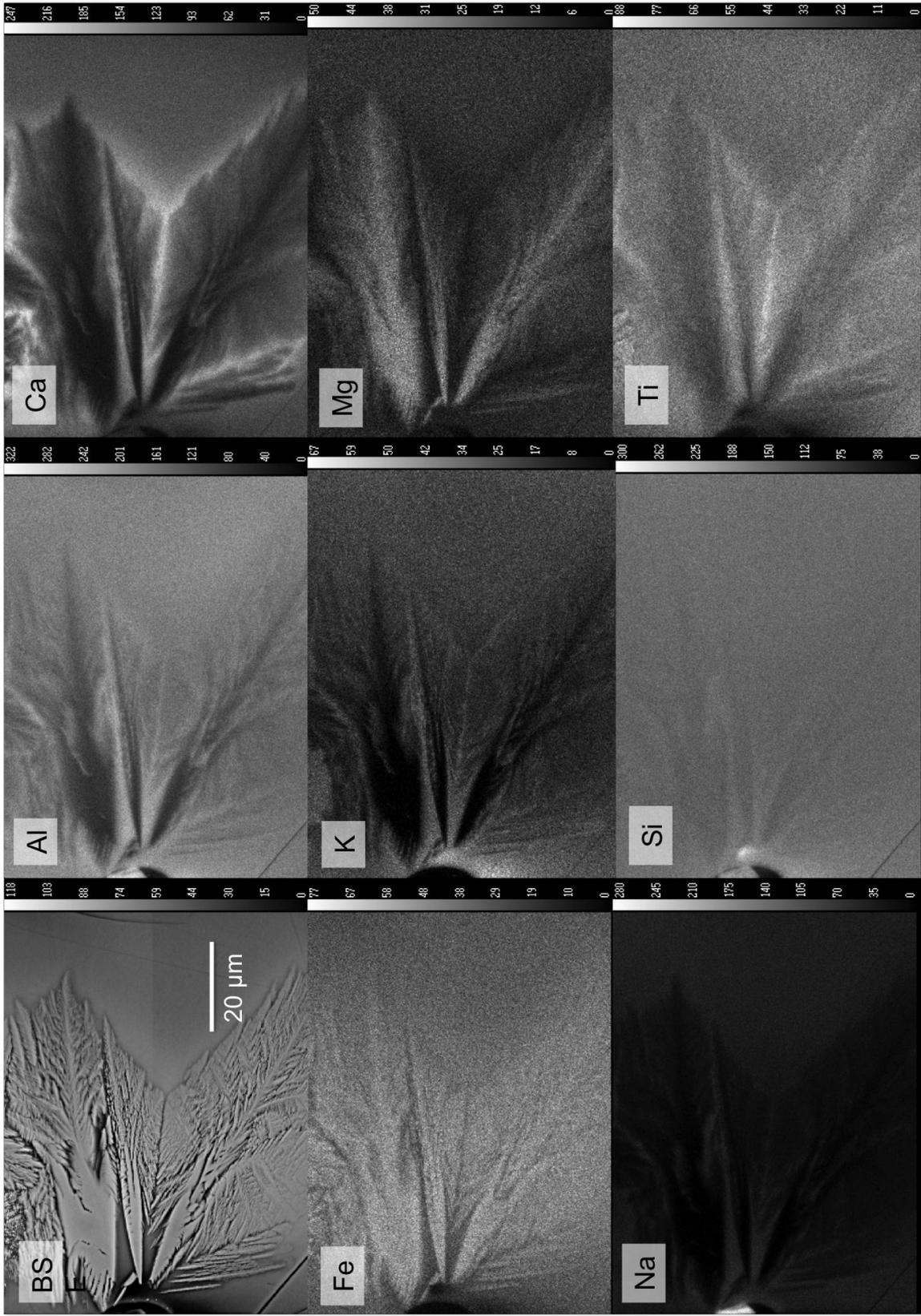


Abbildung 35: Elementverteilungskarte der Pyroxendendriten im Fulguritstück Flb.

Um die Dendriten ist Magnesium stark abgereichert und bildet vor allem um die feinen Dendrite einen an Magnesium abgereicherten Bereich gegenüber der Glasmatrix. Das Eisen ist in der Glasmatrix um die Kernbereiche stark abgereichert. Einen an Eisen abgereicherten Bereich um die feinen Dendrite, wie beim Magnesium, kann nicht festgestellt werden. Stattdessen ist ein kontinuierlicher Übergang in der Eisenverteilung von den eisenreicheren, feinen Dendriten zu der eisenärmeren Glasmatrix erkennbar. Die Glasmatrix hat einen homogenen Aluminiumanteil, der sich kaum, in Richtung der feinen Dendriten, verändert. Eine Anreicherung von Aluminium findet hauptsächlich in der Glasmatrix um die Kernbereiche und den Hauptästen statt. Weiters ist in den größeren Stellen der Dendriten kein bis sehr wenig Kalzium, Kalium und Titan vorhanden. Diese drei Elemente sind hingegen um die Dendriten stark angereichert und bilden wie das Magnesium einen Saum um die Dendriten. Natrium ist in der dendritischen Phase nicht vorhanden und in der gesamten Glasmatrix, ohne einer Anbeziehungsweise Abreicherung um den dendritischen Pyroxenen, homogen verteilt.

3.1.7 Silikatische Mineralverwachsung

Die Abbildung 36 zeigt das BSE-Bild einer Stelle in der äußersten Zone des Bruchstückes F1a (gelbes Kästchen in Abbildung 13A) In diesem BSE-Bild ist eine Verwachsung verschiedener Mineralkörner abgebildet. Am markantesten sind die idiomorphen, sechseckigen Mineralkörner die, am BSE-Bild ersichtlich, eine Zonierung von hellgrau im Kern bis weißgrau außen aufweisen. Diese Struktur kann quantitativ mittels Mikrosonde als Olivin, mit einer idealen Mineralformel $(Mg_{0,53}Fe_{0,47})_2SiO_4$ (siehe Tabelle 6) im hellgrauen Kern, identifiziert werden.

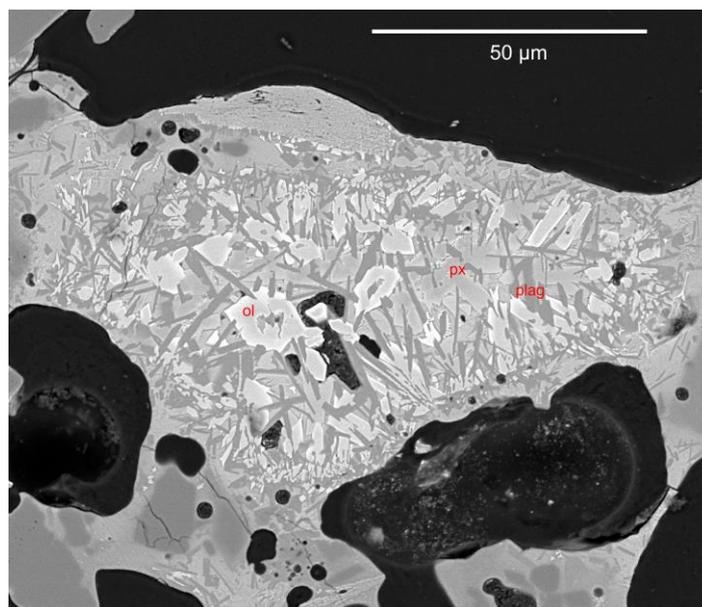


Abbildung 36: BSE-Übersichtsbild einer silikatischen Mineralverwachsung mit Olivin (helle Farbe, idiomorphe sechseckige Morphologie), Pyroxen (mittelgraue Farbe, hypidiomorphe bis xenomorphe rechteckige Morphologie) und Plagioklas (dunkelgraue Farbe, leistenförmige Morphologie) in der Fulguritprobe F1a.

Neben den Olivinen sind mittelgraue, hypidiomorphe bis xenomorphe, rechteckige Pyroxene in der Ansammlung vorhanden. Die Pyroxene zeigen ebenfalls eine Zonierung von innen nach außen von mittelgrau bis hellmittelgrau im BSE-Bild. Mit der Mikrosonde konnten zwei Pyroxene quantifiziert werden. Deren ideale Zusammensetzung entspricht etwa $(\text{Mg}_{0,27}\text{Ca}_{0,37}\text{Fe}_{0,34})_2(\text{Al}_{0,1}\text{Si}_{0,9})_2\text{O}_6$. Zusätzlich enthalten die Pyroxene Spuren von Titan und Mangan (siehe Tabelle 6)

Als dunkelgraue, hypidiomorphe, elongierte Leisten treten Plagioklase in dieser Verwachsung auf. Die Feldspäte sind stellenweise in die anderen Phasen Olivin und Pyroxen hineingewachsen. Die Plagioklase konnten nicht mit der Mikrosonde quantifiziert werden. Zwischen den einzelnen Phasen ist eine heterogene, dunkelgraue Phase und stellenweise treten sehr helle, feine Mineralkörner auf, die aufgrund ihrer Größe im Submikrometerbereich nicht mit der Mikrosonde analysiert werden konnten.

In den Elementverteilungskarten (Abbildung 37) ist die Zonierung durch Eisen und Magnesium im Olivin sehr gut erkennbar. Die Kernbereiche der Olivine enthalten weniger Eisen als die Ränder der Olivine. Beim Magnesium verhält es sich gegengleich. Dort sind die Kerne magnesiumreicher als die Randzonen. Dieses Verhalten zeigen auch die Pyroxene, die neben Eisen und Magnesium hohe Konzentrationen an Kalzium enthalten. Anhand der Elementverteilungskarten sieht man, dass die Kalziumkonzentration in den Pyroxenen höher ist als in den Plagioklasen. Neben der Eisen- und Magnesiumzonierung ist auch Aluminium in den Pyroxenen zониert. Dabei verhält sich das Aluminium wie das Eisen und ist an den Rändern der Pyroxene höher konzentriert als in den Kernbereichen. Zusätzlich zeigen die Ränder einen leicht erhöhten Anteil an Titan, der in den Kernbereichen nicht vorhanden ist. Natrium und Aluminium befinden sich hauptsächlich in den Feldspäten. Eine Zonierung der Feldspäte ist nicht feststellbar.

In der Phase zwischen den Kristallen ist Kalium stark angereichert, das in den anderen Phasen nicht vorkommt. Außerdem befinden sich große Anteile von Kalzium und Titan in dieser Phase. Bis auf die niedrigen Anteile in den Olivinen zeigt Silizium eine homogene Verteilung in den anderen Phasen.

Tabelle 6: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Olivin-/Pyroxen-Endgliedanteile von drei Olivine und zwei Pyroxene im der Fulguritprobe F1a.

Ma%	F1a OI MP_1	F1a OI MP_2	F1a OI MP_3	F1a Px MP_1	F1a Px MP_2	norm Kat	F1a OI MP_1	F1a OI MP_2	F1a OI MP_3	F1a Px MP_1	F1a Px MP_2
SiO2	34,575	34,720	34,615	46,093	47,594	Si	1,004	1,002	0,990	1,814	1,877
TiO2	0,101	0,085	0,077	1,039	0,782	Ti	0,002	0,002	0,002	0,031	0,023
Cr2O3	0,000	0,028	0,002	0,090	0,075	Cr	0,000	0,001	0,000	0,003	0,002
Al2O3	0,126	0,094	0,137	5,184	3,316	Al	0,004	0,003	0,005	0,240	0,154
FeO	38,864	38,344	37,321	16,945	19,472	Fe3+				0,068	0,043
						Fe2+	0,944	0,925	0,892	0,490	0,599
MnO	0,634	0,588	0,561	0,334	0,446	Mn	0,016	0,014	0,014	0,011	0,015
NiO	0,034	0,023	0,041	0,003	0,000	Ni	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
MgO	23,077	23,837	25,148	9,091	9,923	Mg	0,999	1,025	1,072	0,533	0,583
CaO	0,945	0,881	0,815	19,224	16,637	Ca	0,029	0,027	0,025	0,810	0,703
Total	98,356	98,599	98,716	98,002	98,244	Total	3,000	3,000	3,000	4,000	4,000

Endmembers	F1a OI MP_1	F1a OI MP_2	F1a OI MP_3	F1a Px MP_1	F1a Px MP_2
CaMgSiO4 (Mo)	0,015	0,014	0,014	0,031	0,023
CaFeSiO4 (Kirsch)	0,014	0,013	0,011	0,003	0,002
CaMnSiO4 (Glauko)	0,000	0,000	0,000	0,068	0,043
Mg2SiO4 (Fo)	0,495	0,507	0,528	0,054	0,031
Fe2SiO4	0,468	0,458	0,440	0,267	0,292
Mn2SiO4 (Teph)	0,008	0,007	0,007	0,245	0,300
Ni2SiO4 (Gernierite)	0,000	0,000	0,000	0,006	0,007
Total Endmembers	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Endmembers	F1a OI MP_1	F1a OI MP_2	F1a OI MP_3	F1a Px MP_1	F1a Px MP_2
CaTiAl2O6				0,031	0,023
CaCrAlSiO6				0,003	0,002
CaFeAlSiO6				0,068	0,043
CaAl2SiO6 (CaTs)				0,054	0,031
Mg2Si2O6 (enst)				0,267	0,292
Fe2Si2O6				0,245	0,300
Mn2Si2O6				0,006	0,007
Ca2Si2O6				0,327	0,302
Total Endmembers				1,000	1,000

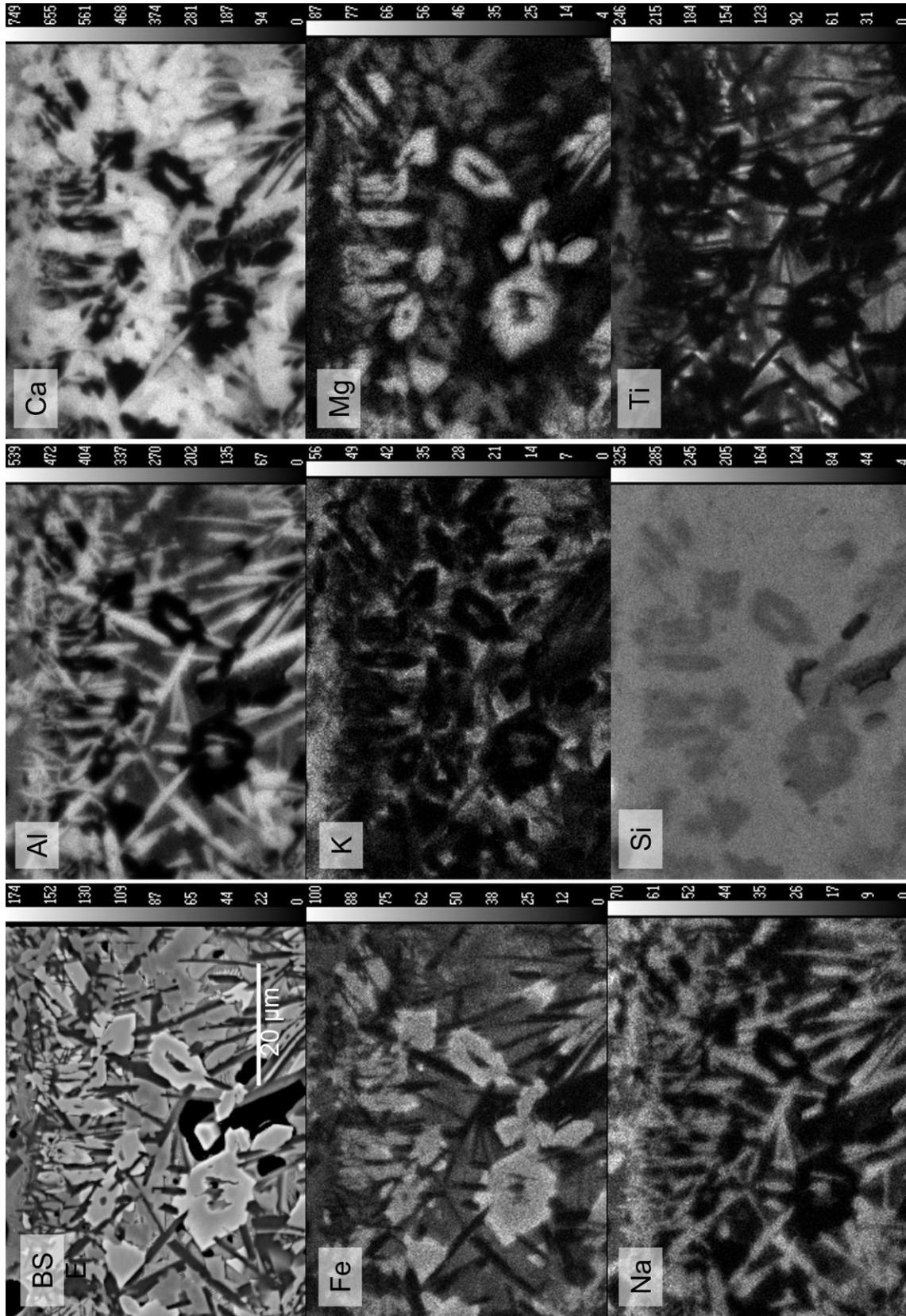


Abbildung 37: Elementverteilungskarten der silikatischen Mineralverwachsung im Fulguritstück F1a

3.1.8 Zerfall von Zirkon zu Baddeleyit

Als akzessorische Mineralphase tritt Zirkon in allen Bruchstücken auf. In den innersten drei Zonen aller drei Bruchstücke ist der Zirkon zerfallen. Die Abbildung 38A zeigt einen reliktierten Zirkonkristall in der Mitte der von feinkristallisiertem Zirkoniumoxid umgeben ist. Mittels Raman-Spektroskopie (Abbildung 39) konnte die feinkristallisierte Phase als Baddeleyit, also ein monoklines Zirkoniumoxid, bestimmt werden.

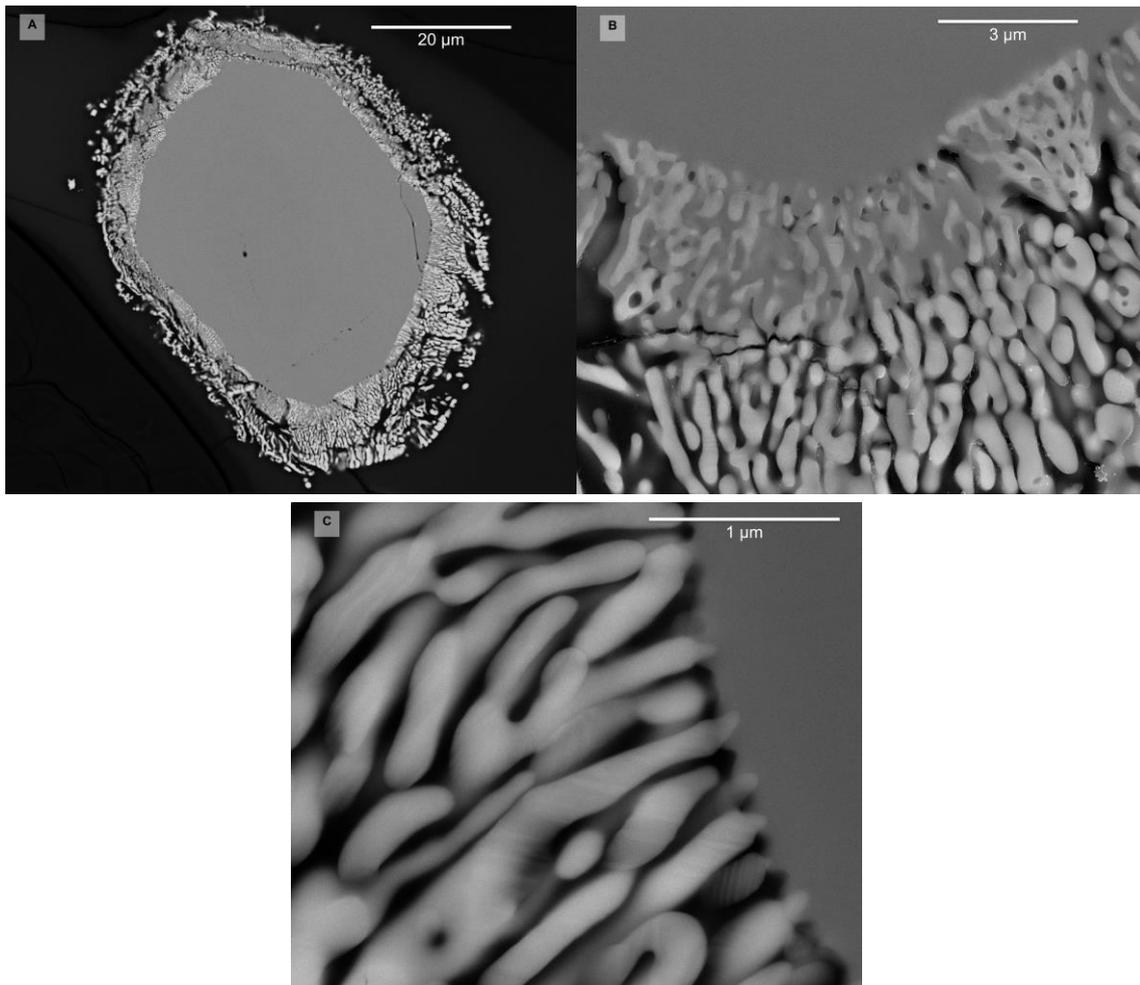


Abbildung 38: BSE-Übersichtsbild (A) und BSE-Detailbild (B+C) eines Zirkonkristalls in der Fulguritprobe Fl1, der von feinkristallinen Zirkonoxid umgeben ist.

Die Abbildung 38B+C zeigen zwei Detailbilder von der Kontaktzone zwischen Zirkon und Baddeleyit bei zwei verschiedenen Zirkonkristallen. Beide Bilder sind SE-Bilder. Der Zirkon ist in beiden SE-Bildern dunkelgrau und der Baddeleyit hat eine hellgraue Farbe. Zwischen den einzelnen Baddeleyitkristallen tritt eine schwarze Glasmatrix auf. Die Baddeleyitkristalle haben eine wurmförmige Struktur, die als Symplektit bezeichnet wird. Die einzelnen Symplektitlamellen haben eine Dicke von etwa 100 bis 200 nm.

In der Abbildung 38B ist eine etwa 3 µm dicke Zone zu erkennen, in der Baddeleyit und Zirkon noch miteinander verbunden sind. In dieser Zone umschließt der Zirkon noch einzelne

Symplektite. Die Grenze zwischen der Zone und dem reinen Zirkon ist deutlich ersichtlich. Im zweiten Detailbild (Abbildung 38C) sieht man keine Mischzone zwischen Zirkon und Baddeleyit. Bei dieser Stelle stehen die Baddeleyitkristalle direkt am Zirkon an, beziehungsweise bilden kleine Abstände von etwa 50 nm zum Zirkon aus. Zwischen den Baddeleyit-Zirkon-Kontaktstellen besitzt der Zirkon kleine, etwa 50 bis 100 nm tiefe Vertiefungen. Bei näherer Betrachtung der Baddeleyitstrukturen ist eine subtile hell-dunkel Streifung, die sich in gleicher Orientierung über mehrere Baddeleyitindividuen zieht, erkennbar. Diese Streifungen bilden einen Winkel von etwa 40 bis 50° in Bezug auf die Längserstreckung aus.

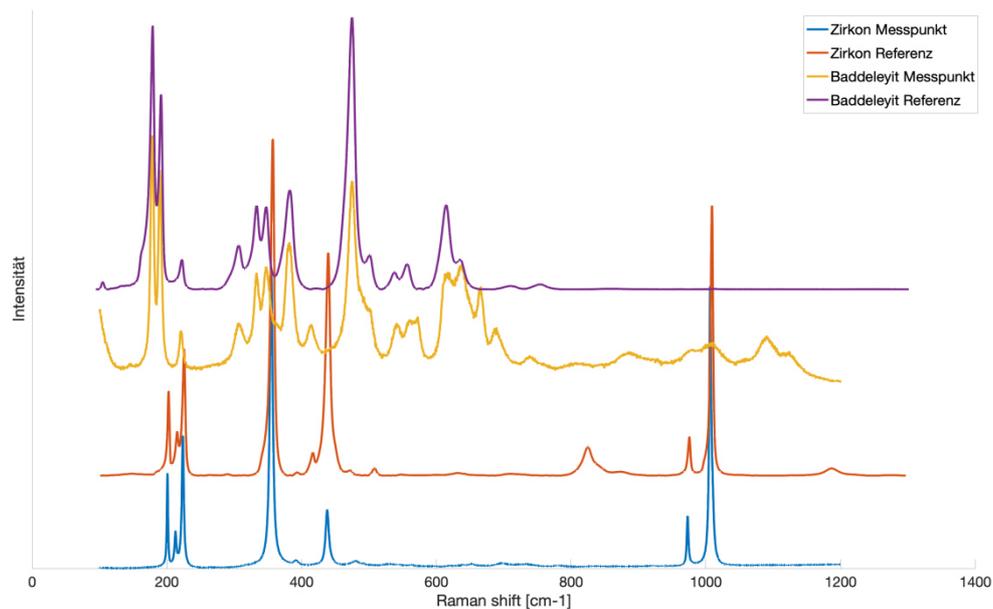


Abbildung 39: Raman-Spektren von dem Zirkonkern und der Zirkoniumoxid umgebenden Phase im Fulguritexemplar F1a.

Ein weiterer Zirkon mit Baddeleyit ist in den Elementverteilungskarten (Abbildung 40) zu sehen. Im BSE-Bild ist im Zentrum der Zirkonkristall zu sehen. Den Zirkon umgibt eine Zone mit wenigen Baddeleyitkristallen und um die erste, innerste Zone ist eine zweite, äußere Zone, in der viel mehr Baddeleyitkristalle vorkommen. In den Elementverteilungskarten ist zu sehen, dass Zirkonium nur in den Mineralphasen Zirkon und Baddeleyit vorhanden ist. Als weiterer Bestandteil kommt Hafnium in den beiden Mineralphasen vor. Das Hafnium verhält sich wie Zirkonium und hat eine höhere Konzentration in den beiden Mineralphasen, wo auch das Zirkonium eine höhere Konzentration aufweist, ausgenommen einer kleinen Stelle im Zirkon, in der Hafnium angereichert ist. Die Elemente Uran, Thorium und Blei konnten, wie die Elemente Kalzium, Magnesium und Eisen nicht im Zirkon nachgewiesen werden. Die Glasmatrix um die Struktur besitzt keinen Hauptanteil an Zirkonium, Hafnium oder Uran. Stattdessen wird um die Struktur Kalzium und Eisen sehr leicht angereichert. Das Natrium wird um diese Struktur sehr stark angereichert. Vor allem in der innersten Zone findet eine starke Anreicherung von Natrium statt.

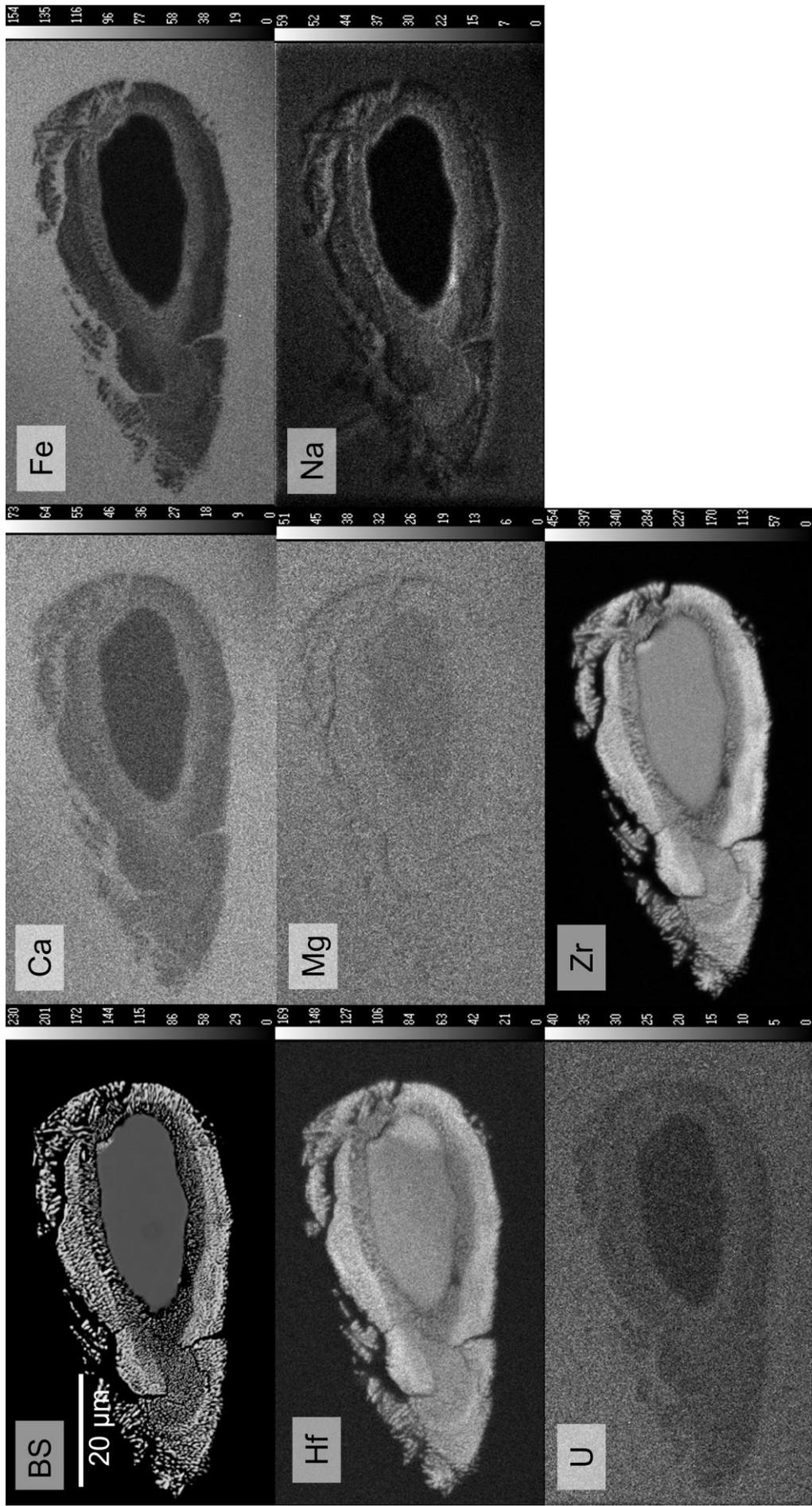


Abbildung 40: Elementverteilungskarten von dem Zirkonkern und der Zirkoniumoxid umgebenden Phase im Fulguritexemplar F2.

3.1.9 Mineralreaktion/-wachstum um TiO₂

Die Abbildung 41 zeigt ein BSE-Übersichtsbild und zwei SE-Detailbilder einer reliktschen Rutilkristallansammlung, bei denen die Rutilkörner am Rand mit der Schmelze reagiert haben und teilweise als neue Phase kristallisiert sind. Diese Struktur befindet sich in der äußersten Zone des Fulguritbruchstücks F1a. Die Position dieser Struktur ist im Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 13A) mit den blauen Kästchen markiert. Die gesamte Rutilkornansammlung besteht aus vielen kleineren, etwa 3x10 µm großen, rechteckigen Körnern. Die Reaktionsprodukte um die reliktschen Rutilite bilden etwa 2,5 µm dicke und 5 µm lange, rechteckige Kristalle, die teilweise im Inneren Glasphasen besitzen. Mit der Mikrosonde konnte an drei Stellen die Zusammensetzung gemessen und eine idealisierte Formel von $(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{0,2}\text{Al}_{0,1})\text{Ti}_2\text{O}_5$ quantifiziert werden (siehe Tabelle 7). Anhand dieser Formel kann auf den orthorhombischen Mischkristall Armalcolit mit den Endgliedern Karrooit MgTi_2O_5 und Ferropseudobrookit FeTi_2O_5 geschlossen werden.

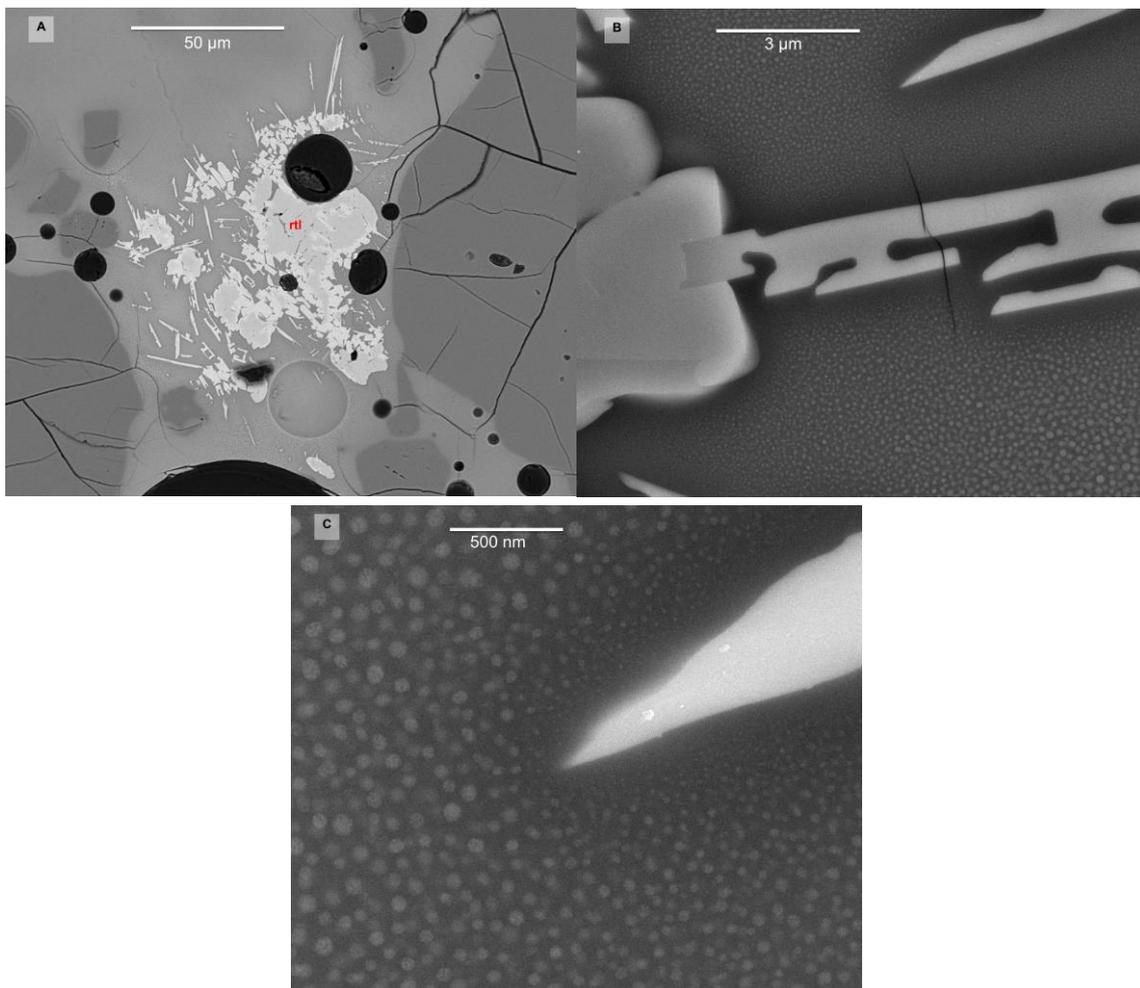


Abbildung 41: BSE-Übersichtsbild (A) und zwei SE-Detailbilder (B+C) einer Rutilansammlung im Fulguritexemplar F1a, bei denen am Rand die Rutilkörner mit der Schmelze reagiert haben und teilweise neue Phasen kristallisiert sind.

In den Detailbildern ist die inhomogene Glasmatrix gut erkennbar. Die Glasmatrix besteht aus einer im SE-Bild mittelgrauen Matrix und hellgrauen, etwa 60 bis 80 nm große, runden Strukturen. Die mittelgrauen Rutilkörner zeigen im Detailbild abgerundete Ecken und Kanten, während die leicht helleren, mittelgrauen Reaktionsphasen gut ausgebildete Kanten und schöne Ecken besitzen. Die Reaktionsphase zeigt im Detailbild eine schachtelförmige Struktur, bei der die Reaktionsphase Hohlräume mit der Glasmatrix umschließt.

Die kleinen runden Strukturen in der Glasmatrix werden in Richtung Rutil und Reaktionsphase kleiner, bis nur mehr ein dunkelgrauer Saum aus der Glasmatrix die beiden Phasen umgibt. In den Hohlräumen ist die Glasmatrix noch dunkler.

Tabelle 7: Ergebnisse der EMPA-Analysen und Mineralnormierung von der Rutilansammlung mit den nadelförmigen Reaktionsprodukten in der Fulguritprobe F1a.

Ma%	Kern	Nadeln MP 1	Nadeln MP 2	Nadeln MP 3	Nadeln MP 4
MgO	0,014	3,046	3,423	3,071	3,406
Al ₂ O ₃	0,133	2,810	2,672	2,690	2,798
FeO	0,170	22,138	22,495	20,181	21,307
TiO ₂	100,179	69,813	67,698	70,048	69,830
Total	100,495	97,807	96,287	95,989	97,340
norm Kat.	Kern	Nadeln MP 1	Nadeln MP 2	Nadeln MP 3	Nadeln MP 4
Mg	0,000	0,161	0,183	0,165	0,180
Al	0,002	0,117	0,113	0,114	0,117
Fe	0,002	0,655	0,675	0,609	0,632
Ti	0,996	2,066	2,030	2,112	2,071
Summe	1,000	3,000	3,000	3,000	3,000

3.1.10 Mineralreaktion/-wachstum Feldspat

Neben den verschiedenen neugewachsenen Mineralphasen, vor allem in der äußersten Zone der Fulgurite, treten viele alte, reliktsche Mineralkörner auf, die durch den Blitzeinschlag teilweise aufgeschmolzen wurden oder die mit der Schmelze reagiert haben. Den größten Anteil von reliktschen Mineralkörnern in allen Bruchstücken machen die unterschiedlichen Feldspäte aus.

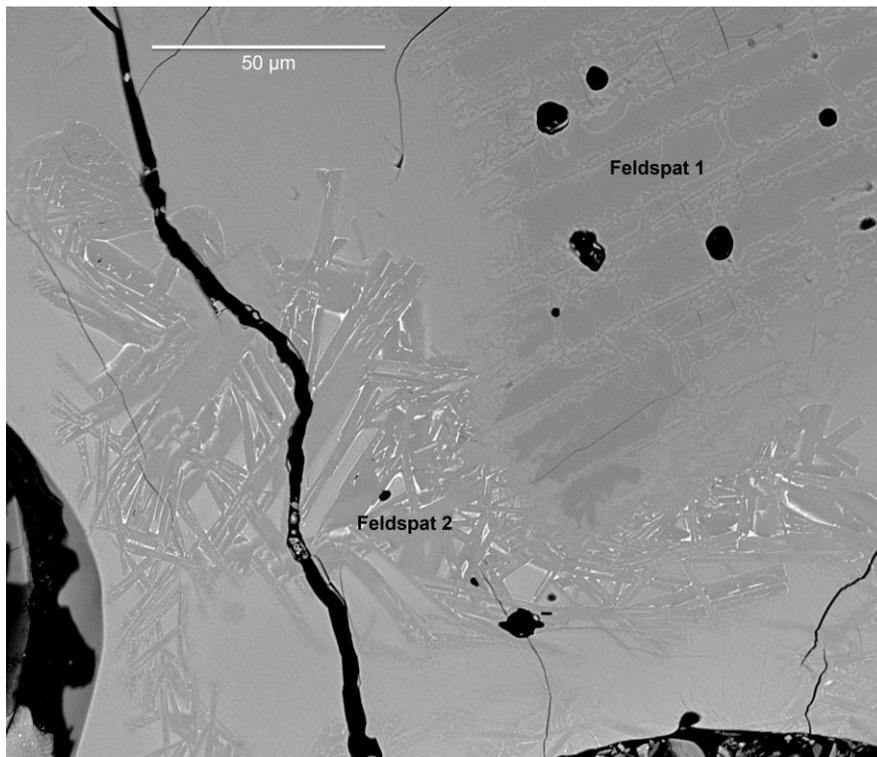


Abbildung 42: BSE-Übersichtsbild eines Feldspatreliktes und neugewachsenen Feldspatleisten in der äußersten Zone des Fulguritemplarens F2

Die Abbildung 42 zeigt ein BSE-Bild von zwei verschiedenen Feldspäten, die sich in der äußersten Zone des großen Fulguritbruchstücks F2 befinden. Im Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 12) ist die Stelle mit diesen Strukturen mit einem orangen Kästchen markiert. Der mitteldunkelgraue Feldspat mit der Nummer 1 auf der rechten Seite ist ein albitreicher Plagioklas mit der idealisierten Formel $\text{Na}_{0,70}\text{Ca}_{0,28}\text{K}_{0,1}\text{Al}_{1,28}\text{Si}_{2,72}\text{O}_8$ (Tabelle 8). Die gesamte Glasmatrix hat eine mittelhellgraue Farbe am BSE-Bild. In der Glasmatrix befinden sich neukristallisierte, im BSE-Bild, mittelgraue leistenförmige Feldspäte, mit der Nummer 2, mit der idealisierten Formel $\text{Na}_{0,35-0,44}\text{Ca}_{0,55-0,64}\text{K}_{0,1}\text{Al}_{1,28}\text{Si}_{2,72}\text{O}_8$ (Tabelle 8). Im Kernbereich der Leisten des reliktschen Plagioklas Nr. 1 ist an der äußeren Korngrenze aufgeschmolzen und zeigt abgerundete Kanten sowie Ecken. Teilweise sind auf dem Plagioklasrelikt neue, bis zu 5 µm große Feldspäte gewachsen. Diese haben eine hellere Farbe als das Relikt, die leistenförmigen Plagioklase und die Glasmatrix. An bevorzugten, parallelen Richtungen, vermutlich an Spaltflächen, zeigt das reliktsche Feldspatkorn eine hellere Farbe als der Kernbereich.

Wie der große reliktsche Feldspat gehören die kleineren Feldspatleisten ebenfalls zur Mischkristallreihe der Plagioklase. Während der große Plagioklas eine homogene Natrium- und Kalzium-Verteilung besitzt, variiert der Natrium- und Kalziumgehalt in den leistenförmigen Plagioklaskristallen. Auf den Elementverteilungskarten (Abbildung 44) ist ein höherer Kalzium- und geringerer Natriumgehalt in den größeren länglichen Plagioklaskristallen erkennbar. Der große Plagioklas und die kleineren, länglichen Plagioklaskristalle besitzen einen größeren Natrium- sowie einen niedrigeren Kalziumgehalt. Die angeschmolzenen Bereiche im großen Plagioklas enthalten weniger Natrium aber dafür mehr Kalzium.

Tabelle 8: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Feldspat-Endgliedanteile von den Feldspatleisten und Feldspatrelikt im der Fulguritprobe F2.

Ma%	F2_Fsp-Leiste MP1	F2_Fsp-Leiste MP2	F2_Fsp-Relikt Kern
SiO ₂	55,024	52,206	62,219
TiO ₂	0,128	0,117	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	28,527	30,036	24,031
FeO	0,374	0,337	0,073
MgO	0,107	0,066	0,004
CaO	10,941	12,765	5,748
Na ₂ O	4,795	3,953	7,802
K ₂ O	0,162	0,183	0,243
Total	100,058	99,663	100,120
norm Kat	F2_Fsp-Leiste MP1	F2_Fsp-Leiste MP2	F2_Fsp-Relikt Kern
Si	2,491	2,381	2,773
Ti	0,004	0,004	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000
Al	1,522	1,614	1,262
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,014	0,013	0,003
Mg	0,007	0,004	0,000
Ca	0,531	0,624	0,274
Na	0,421	0,349	0,674
K	0,009	0,011	0,014
Total	5,000	5,000	5,000
Endmembers	F2_Fsp-Leiste MP1	F2_Fsp-Leiste MP2	F2_Fsp-Relikt Kern
CaAl ₂ Si ₂ O ₈ (An)	0,552	0,634	0,285
NaAlSi ₃ O ₈ (Alb)	0,438	0,355	0,700
KAlSi ₃ O ₈	0,010	0,011	0,014
Total Endmemembers	1,000	1,000	1,000

Wie der große reliktsche Feldspat gehören die kleineren Feldspatleisten ebenfalls zur Mischkristallreihe der Plagioklase. Während der große Plagioklas eine homogene Natrium- und Kalzium-Verteilung besitzt, variiert der Natrium- und Kalziumgehalt in den leistenförmigen Plagioklaskristallen. Auf den Elementverteilungskarten (Abbildung 44) ist ein höherer Kalzium- und geringerer Natriumgehalt in den größeren länglichen Plagioklaskristallen erkennbar. Der große Plagioklas und die kleineren, länglichen Plagioklaskristalle besitzen einen größeren Natrium- sowie einen niedrigeren Kalziumgehalt. Die angeschmolzenen Bereiche im großen Plagioklas enthalten weniger Natrium aber dafür mehr Kalzium.

Die länglichen Plagioklaskristalle werden von einem an Eisen und Magnesium angereichertem und an Kalzium abgereichertem Saum umgeben. Die restliche Glasmatrix enthält viel Kalium und wenig bis kein Natrium. Zusätzlich befindet sich Magnesium und Eisen in der Glasmatrix.

In den Spalten des relikthischen Plagioklases hat die Schmelze Kalium, Eisen und Magnesium hineingebracht. Während Magnesium und Eisen nach innen abgereichert werden, verteilt sich Kalium gleichmäßig in den Spalten nach innen. Die Siliziumkonzentration wird um den relikthischen Feldspatkristall erhöht, während die Aluminiumkonzentration hier niedriger wird.

Dieses leistenförmige Plagioklaswachstum kann in allen Bruchstücken des granitischen Bodenfulgurits festgestellt werden. In der (Abbildung 43) ist der Rand eines Plagioklases, das Ende eines Olivindendrites und die Matrix zwischen den beiden Phasen dargestellt. Diese Stelle ist dieselbe wie im Kapitel 3.1.5 beschrieben. Im SE-Bild ist der Plagioklas als dunkle Phase und der Olivin als sehr helle Dendriten erkennbar. Von dem dunkelgrauen Plagioklas gehen leistenförmige, ebenfalls dunkelgraue Phasen weg. Anhand der Farbe und des Habitus werden diese Phasen als Feldspäte identifiziert. Die kleinen, bis zu 1,5 μm langen Feldspäte sind von einer hellen Phase umgeben, die eine rechteckige, etwa 100x50 nm große Form mit abgerundeten Ecken besitzt. Die Glasmatrix zwischen den Feldspäten und den Olivindendriten hat eine heterogene Zusammensetzung. Das Glas bei den Feldspäten besteht aus bis zu 50 nm großen, hellen Domänen in einer mittelgrauen Matrix. Mit der Distanz weg von den Feldspäten nehmen die hellen Domänen in der Größe ab, bis diese am SE-Bild mit der mittelgrauen Matrix verschmelzen und nicht mehr voneinander unterschieden werden können. Um die Olivindendrite hat sich eine bis zu 100 nm dicke Zone ausgebildet, in der die Glasphase eine am SE-Bild dunkelgraue Farbe besitzt.

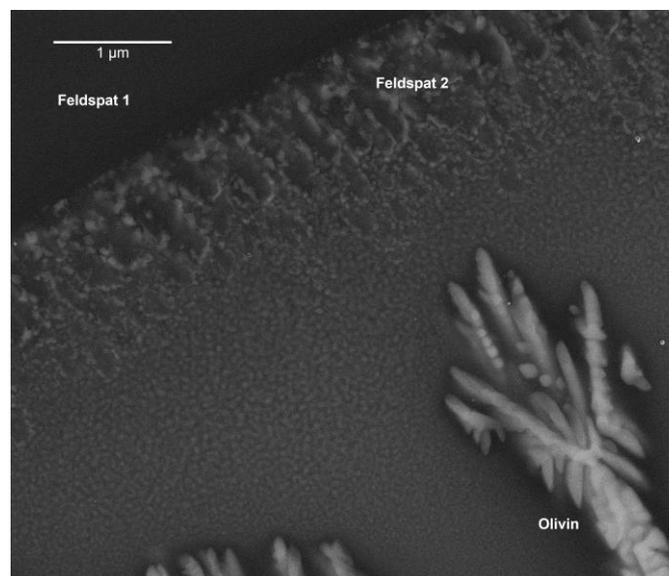


Abbildung 43: Kontaktbereich Feldspat - Glasmatrix - Olivindendrite im Fulguritexemplar F1a

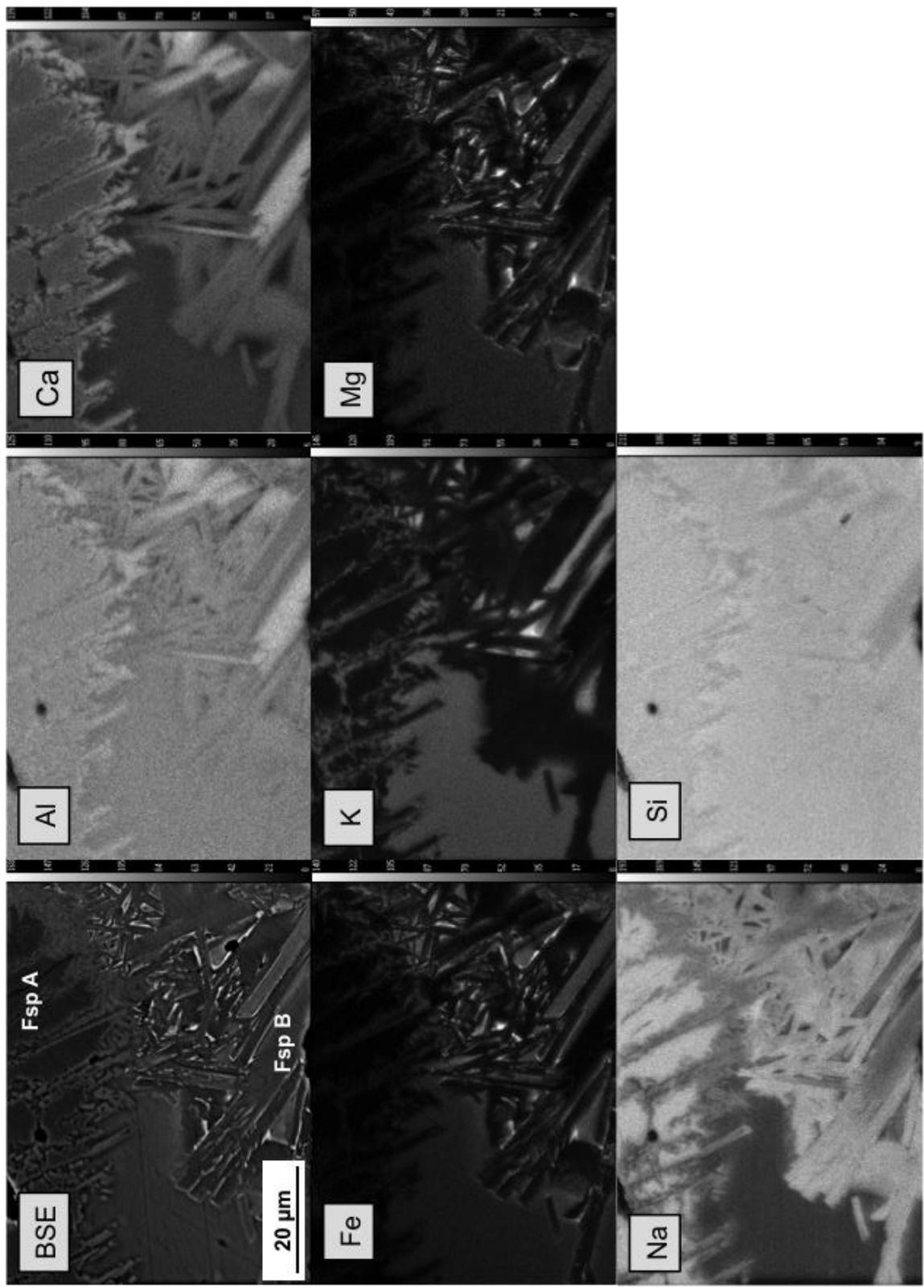


Abbildung 44: Elementverteilungskarten von Feldspatrelikt und neugewachsenen Feldspatleisten im Fulguritstück F2.

Tabelle 9: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Feldspat-Endliedanteile von der Feldspatansammlung in der Fulguritprobe F1a.

Ma%	F1a Fsp_A MP1	F1a Fsp_A MP2	F1a Fsp_A MP3	F1a Fsp_B MP1	F1a Fsp_B MP2	F1a Fsp_B MP3	F1a Fsp_C MP1	F1a Fsp_C MP2	F1a Fsp_C MP3	F1a Fsp_C MP4
SiO2	60,31	60,52	63,80	62,75	58,43	59,82	54,68	44,35	44,20	45,78
Al2O3	18,97	20,09	21,29	18,88	18,91	19,59	22,69	38,43	37,66	38,60
Na2O	0,00	0,00	0,00	13,72	13,74	13,22	2,53	2,87	4,31	3,92
K2O	15,43	14,93	16,60	0,00	0,00	0,00	9,56	9,01	8,38	8,83
Total	94,71	95,53	101,69	95,35	91,08	92,64	89,47	94,66	94,55	97,14
Atom%	F1a Fsp_A MP1	F1a Fsp_A MP2	F1a Fsp_A MP3	F1a Fsp_B MP1	F1a Fsp_B MP2	F1a Fsp_B MP3	F1a Fsp_C MP1	F1a Fsp_C MP2	F1a Fsp_C MP3	F1a Fsp_C MP4
Si	2,95	2,93	2,90	2,81	2,72	2,76	2,77	2,08	2,05	2,08
Al	1,09	1,15	1,14	1,00	1,04	1,06	1,36	2,12	2,06	2,07
Na	0,00	0,00	0,00	1,19	1,24	1,18	0,25	0,26	0,39	0,35
K	0,96	0,92	0,96	0,00	0,00	0,00	0,62	0,54	0,50	0,51
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Endmembers	F1a Fsp_A MP1	F1a Fsp_A MP2	F1a Fsp_A MP3	F1a Fsp_B MP1	F1a Fsp_B MP2	F1a Fsp_B MP3	F1a Fsp_C MP1	F1a Fsp_C MP2	F1a Fsp_C MP3	F1a Fsp_C MP4
CaAl2Si2O8 (An)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi3O8 (Alb)	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	1,00	0,29	0,33	0,44	0,40
KAlSi3O8	1,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,67	0,56	0,60
Total Endmeme	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Neben den Plagioklasen sind auch Alkalifeldspäte in den Bruchstücken. Die Endglieder Albit und Kalifeldspat treten stellenweise als Mineralansammlung auf. In der Abbildung 45 ist ein BSE-Bild einer solchen Mineralansammlung von Alkalifeldspäten im Bruchstück F1a zu sehen. Die beiden Feldspäte sind teilweise durch Brüche an den Korngrenzen voneinander getrennt und können durch ihren Grauton im BSE-Bild voneinander unterschieden werden. Die helleren Körner sind Kalifeldspäte und die dunkleren sind Natriumfeldspäte. Nur in den Natriumfeldspäten befinden sich leistenförmige, mittelgraue Alkalifeldspäte mit einer intermediären Zusammensetzung von etwa $K_{0,6-0,7}Na_{0,3-0,4}AlSi_3O_8$ (Tabelle 9)

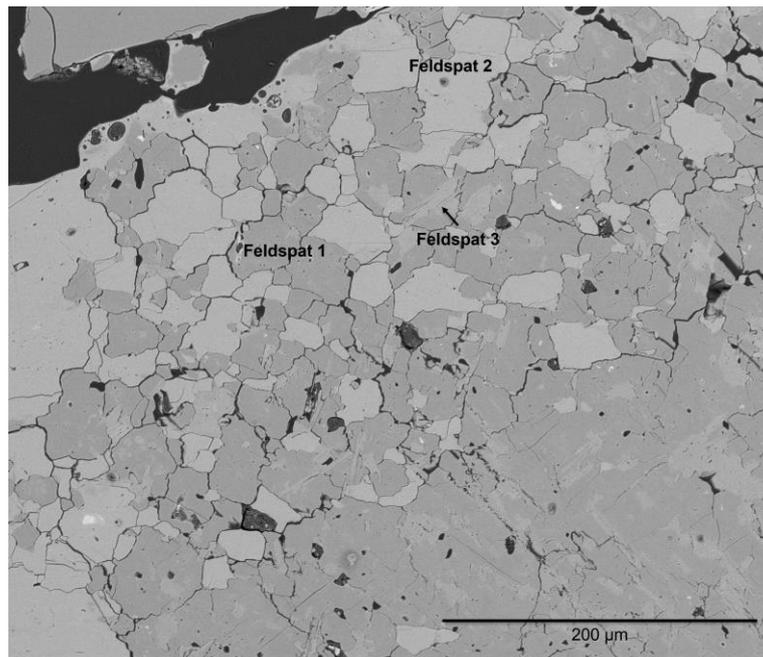


Abbildung 45: Feldspatansammlung im Fulguritexemplar F1a. Hellgrau: Kalifeldspat – Nummer 2, dunkelgrau: Natriumfeldspat - Nummer 1, mittelgraue Leisten im Natriumfeldspat: intermediäre Alkalifeldspäte – Nummer 3

3.1.11 Weitere Mikrostrukturen und Mineralphasen

In den Fulgurit-Bruchstücken kommen neben den schon erwähnten Mikrostrukturen und Mineralphasen noch Aggregate, beziehungsweise Mineralansammlungen von Eisenoxiden oder Phosphaten in der Glasmatrix an unterschiedlichen Stellen in den Fulguriten vor.

In der Abbildung 46A ist eine schwammförmige Ansammlung mikrometergroßer eisenoxid- und titanoxidhaltiger Mineralphasen abgebildet, die sich in der letzten Zone des Bodenfulgurits befindet (siehe Übersichtsbild Abbildung 12, violette Kästchen MS1). Die Korngröße der einzelnen Körner in der Mineralansammlung ist zu klein, um diese zu quantifizieren. Vor allem der Rand hat eine dichte Schicht von dieser Eisen-Titanoxid-Mischung, die nach Innen zunehmend von einer Glasphase ersetzt wird. Zusätzlich haben die inneren Mineralkörner eine größere Korngröße als die äußeren.

Die Abbildung 46B zeigt eine weitere Mikrostruktur neben einem Hämatit-Kristall in der äußersten Zone (siehe Übersichtsbild Abbildung 12, violette Kästchen MS1). Hier sind viele, rund 1µm große, idiomorphe (La, Ce, Nd)-Monazit-Kristalle angehäuft. Weiters kommen in der äußersten Zone Magnetit und Hämatitkörner, sowie Apatitkristalle vor, die anhand der Kristallform als Relikte aus der Zeit vor dem Blitzeinschlag eingestuft werden.

Zusätzlich zu den metallischen Phasen im großen Bruchstück des granitischen Bodenfulgurits befinden sich weitere eisenoxidhaltige Mikrostrukturen am inneren Rand zum Zentralkanal. Diese sind entweder sehr fein kristallisiert (Abbildung 46C) oder haben eine schwammförmige Struktur (Abbildung 46D). Diese Strukturen haben zum Zentralkanal hin einen sehr hellen Saum, der aus einer Mischung von Eisenoxiden besteht.

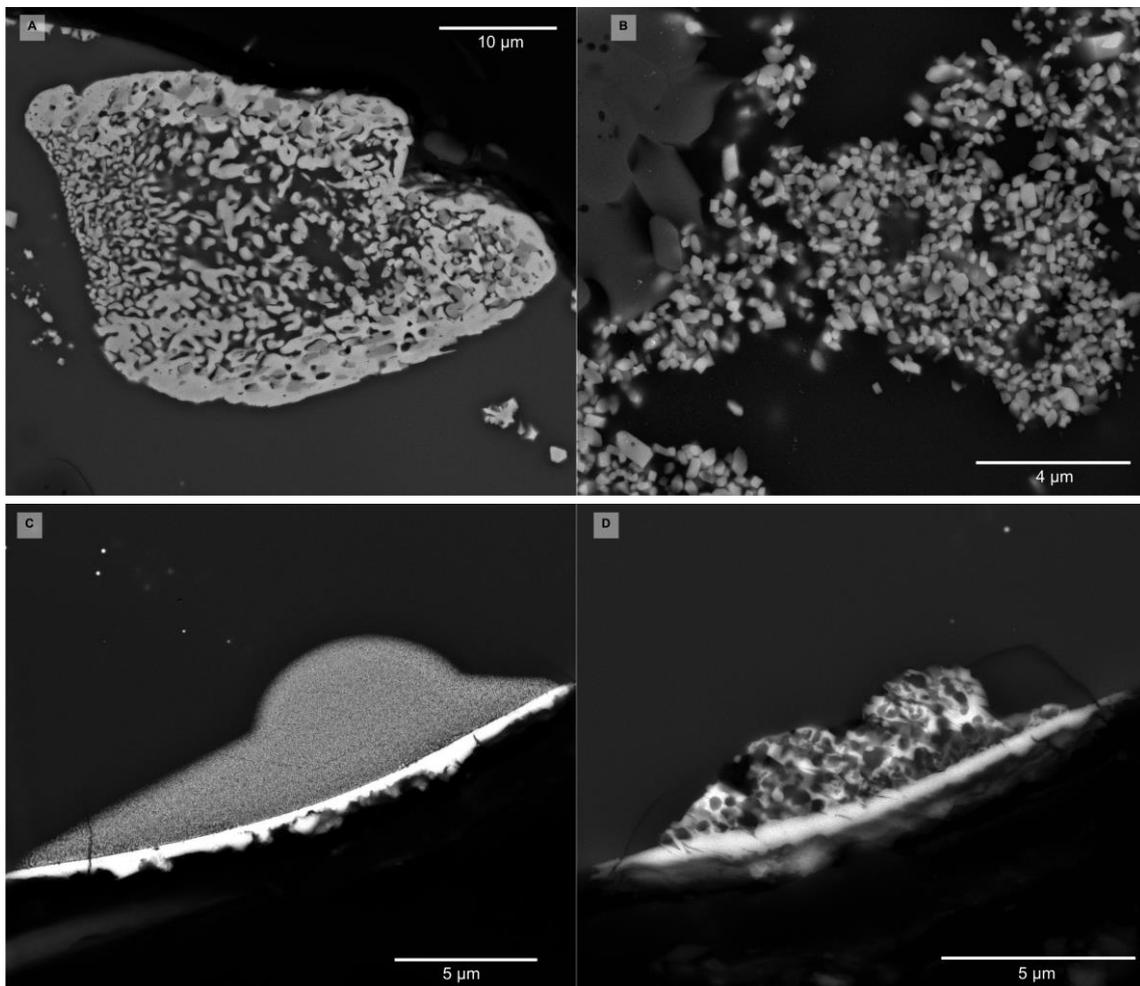


Abbildung 46: Weiter Mikrostrukturen im Fulguritexemplar F2. (A) Ansammlung eisenoxid- und titanoxidhaltiger Mineralphasen in der äußersten Zone. (B) Ansammlung idiomorpher Monazitkristalle in der äußersten Zone. (C) Feinkristalline Eisenoxid-Struktur in der innersten Zone. (D) Schwammförmige Eisenoxidstruktur in der innersten Zone.

3.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit

3.2.1 Überblick und Glasmatrix

Diese Fulguritprobe wurde in einem Basaltgestein gebildet und hat keinen zentralen Kanal. Auf dem Dünnschliff (Abbildung 48) ist an einem Ende der Probe ein dunkler, fast undurchsichtiger Rand wie eine Kruste zu erkennen. Die Blasen Hohlräume in der braunen Glasmatrix nehmen mit der Größe und Häufigkeit zu, je weiter sie von dem schwarzen Rand entfernt sind. Die Glasmatrix hat im gesamten Dünnschliff eine homogene Zusammensetzung. Die Hauptbestandteile des Glases sind Eisen, Kalzium, Aluminium und Silizium (Tabelle 10), sowie geringe Mengen von Magnesium, Natrium, Titan und Kalium. Anhand des TAS-Diagramm (Abbildung 47) wird die Probe als Basalt klassifiziert.

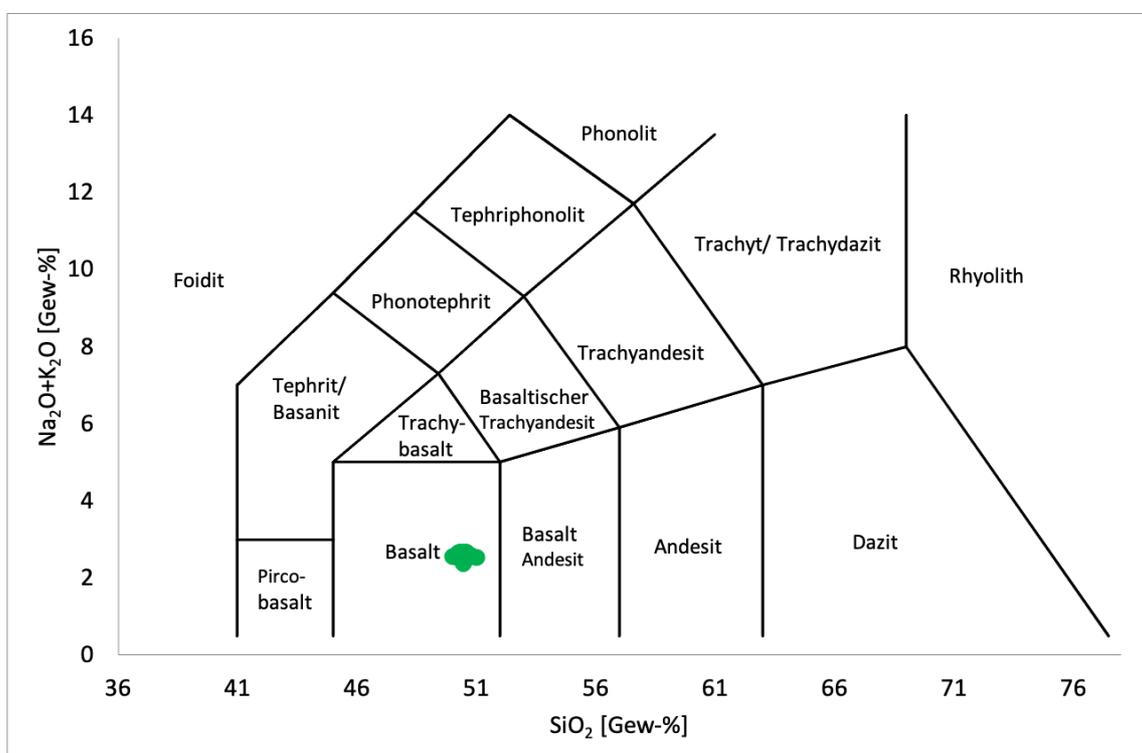


Abbildung 47: TAS-Diagramm der Glasmatrix im Fulguritexemplar KR

In der Glasmatrix befinden sich fünf große Feldspatkörner, PL_1 bis PL_5 (Abbildung 48), sowie einige große Quarz- und Cristobalitikristalle. Weiters sind auch einige große und kleine, dunkelbraune Kristallaggregate in der Glasmatrix. Die Feldspatkörner sind von einer feinkristallinen, dunkelbraunen Phase umgeben, die wiederum von einer mikrokristallinen, hellbraunen Phase umgeben ist.

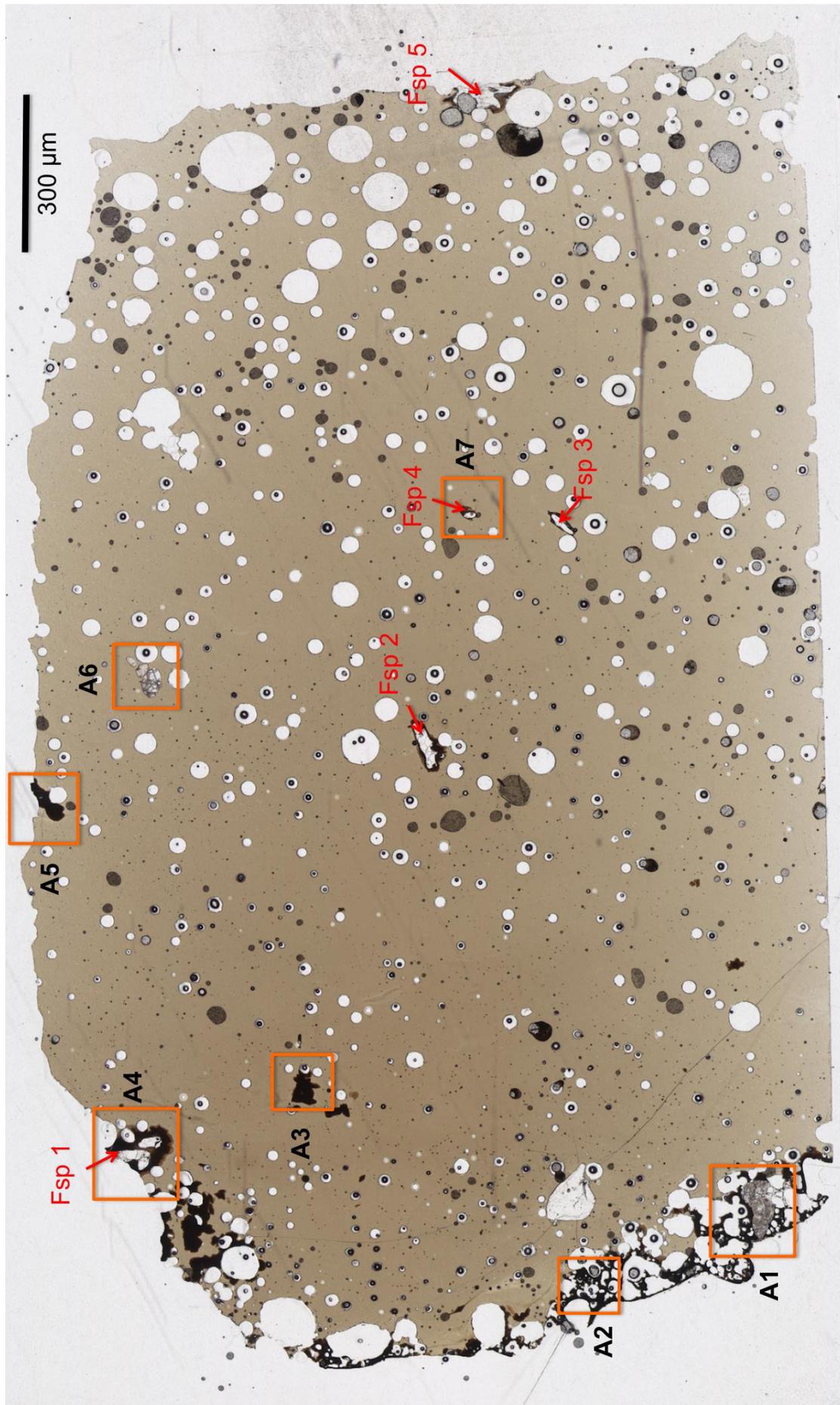


Abbildung 48: Übersicht der Phänomene im Dünnschliff: Die Feldspäte 1-5 (siehe Tabelle 10), in den Bereichen A1 bis A7 wurden die diversen Phänomene gefunden.

3.2.2 Dendritisches Pyroxen-Wachstum in der Schmelze

In der Glasmatrix kommen vereinzelt große, dunkelbraune, feinkristallisierte Dendrite vor. Stellenweise sehen diese Strukturen aus, als hätten sie die Form eines früheren Kristalls eingenommen, also einer Pseudomorphose nach einem früheren Mineralkorn. Einige dieser Gebilde setzen sich aus mehreren kleineren Domänen zusammen, wie die Struktur in der linken Abbildung 49 zeigt. Diese Struktur befindet sich im Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 48) an der Stelle A3. Die einzelnen Domänen haben eine Größe von bis zu 200 μm und die gesamte Ansammlung hat eine Größe von etwa 400x700 μm . Im Zentrum der einzelnen Domänen sind dickere, im BSE-Bild hellere Dendrite, die nach außen hin dünner werden. Die Matrix zwischen den Dendriten ist dunkler als die Bulk-Glasmatrix. Zwischen den Domänen sowie zwischen den Domänen und der Bulk-Glasmatrix ist im BSE-Bild sehr heller Saum.

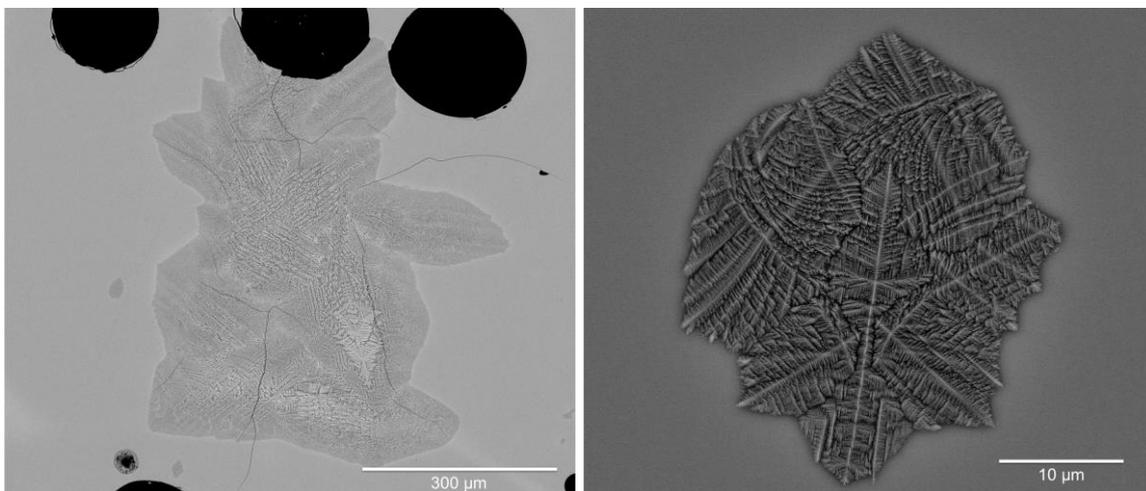


Abbildung 49: links: Übersicht dendritische Strukturen in der Glasmatrix. rechts: Dendritische Mikrostruktur in der Glasphase

In der Abbildung 50 sind die Elementverteilungskarten der feinen, dendritisch gewachsenen Kristalle in der Glasmatrix dargestellt. Diese sind hauptsächlich Kalzium-, eisen- und magnesiumreiche Silikate und enthalten kein Aluminium, Natrium und Kalium. Anhand der chemischen Zusammensetzung könnten die Dendrite Klinopyroxene sein.

Der Siliziumgehalt sowie Aluminiumgehalt ist in der dendritumgebenden Phase höher als in den Kristallen und der Glasmatrix. Vor allem ist das in der Mitte bei den großen Kristallen gut sichtbar. Nach außen hin wird durch die feinen Strukturen eine Unterscheidung schwieriger und der Silizium- sowie Aluminiumgehalt im feinkristallisierten Bereich ist dem in der Glasmatrix ähnlich. Weiter sind Kalium und Natrium stark in der Glasphase um Dendrite angereichert. Zusätzlich kommen eisenreiche, kleinere Kristalle in der Phase zwischen den Dendriten vor. Der ganze feinkristallisierte Bereich ist von einem Saum umgeben, der mit Natrium und Eisen angereichert und mit Kalzium, Kalium und Magnesium abgereichert ist.

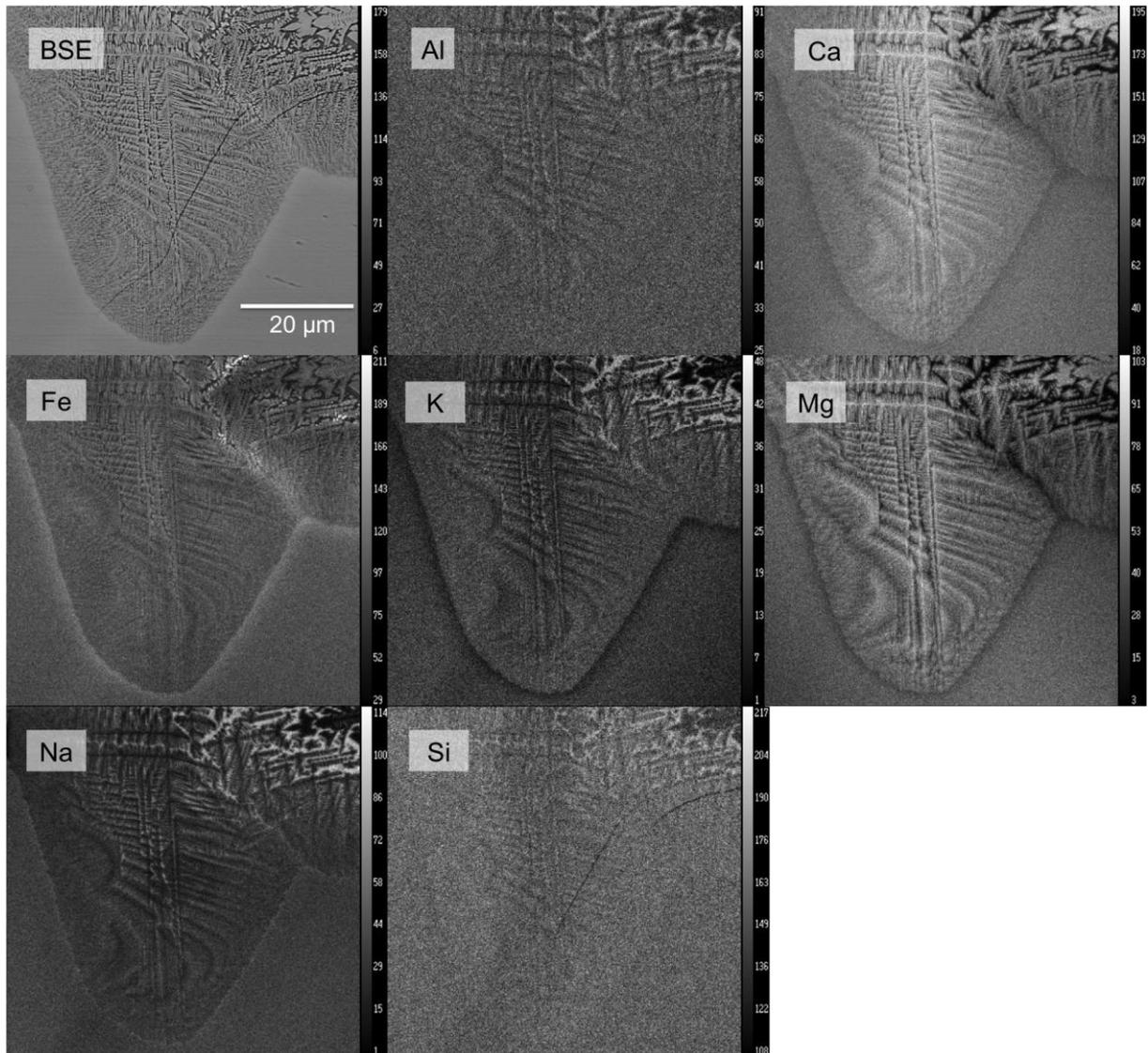


Abbildung 50: Elementverteilungskarte der Pyroxendendriten im Fulguritstück KR.

In der Glasmatrix kommen neben den großen, feinkristallisierten Bereichen sehr viele sternchenförmige, bis zu 50 µm große Kristalle vor, wie in der rechten Abbildung 49 zu sehen ist. Diese zeigen, wie die großen Bereiche, ein dendritisches Wachstum. Ebenso ist die Verteilung der Elemente in der dendritischen Phase, der Phase um die Dendrite und dem umgebenden Saum gleich. Daher wird angenommen, dass es sich bei diesen Kristallen, wie die größeren Strukturen, um Klinopyroxene handelt.

Die Klinopyroxendendrite in den großen Strukturen besitzen in dieser Probe zwei verschiedene Formen. Einerseits kommen gerade gewachsene und andererseits gebogene Dendrite vor. Die gerade gewachsenen Dendrite, wie die Abbildung 51A (Stelle A5 im Übersichtsbild Abbildung 48) zeigt, bestehen aus einem Hauptast der ersten Hierarchieebene. Von diesem Hauptast gehen schräg die Dendrite zweiter Hierarchieebene weg. Die Dendrite der dritten Ebene gehen schräg nach außen und stehen etwa normal zum Hauptast. In der vierten Hierarchieebene sind die

Dendrite, die normal auf die Dendrite dritter Ebene stehen und parallel zum Hauptast wachsen. Wie bei den anderen dendritischen Strukturen werden die Dendrite nach außen hin dünner.

Die Abbildung 51b zeigt ein BSE-Bild einer Struktur mit gebogenen Dendriten. Diese Struktur befindet sich in der Kruste an der Stelle A2 im Übersichtsbild Abbildung 48. Von einem Zentrum gehen verschiedene Dendrite weg. Einige Dendrite zeigen eine skelettartige Form, während andere Dendrite eine federartige Form besitzen. Bei beiden Formen können drei Hierarchieebenen unterschieden werden. In dieser Struktur kommen auf den Spitzen der Dendrite feine, sehr helle Nadeln vor, die für eine elektronenoptische Röntgenanalyse zu klein sind.

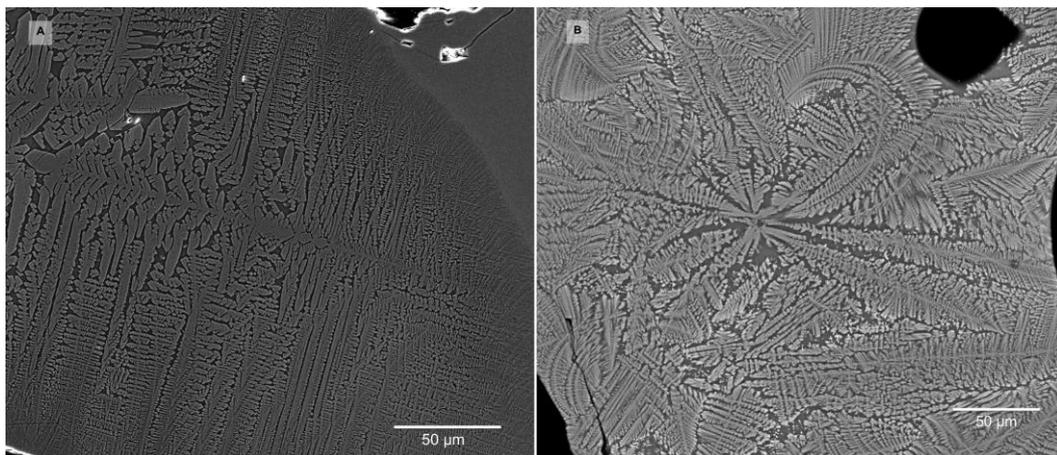


Abbildung 51: Dendritische Phase in der Glasmatrix (a) mit geraden, symmetrischen Ästen und (b) gebogene Ästen.

Von den gerade gewachsenen und gebogenen Dendriten wurde die kristallographische Orientierung mittels EBSD bestimmt. Für die Indizierung der Dendrite wurde als dendritische Phase das Klinopyroxen-Endglied Diopsid verwendet.

Von der Dendritstruktur in der Abbildung 51a mit den geraden, symmetrischen Ästen wurden zwei Stellen mit EBSD analysiert. In beiden Stellen kommt ein großer Dendrit vor. Beide Dendrite zeigen keine Missorientierung beziehungsweise keine Rotation des Kristallgitters im Kristall auf. Von den unterschiedlichen Hierarchieebenen der großen Dendriten wurden die Orientierungen der Phasengrenzen im Schliff ermittelt und mit den Flächenorientierungen des Kristalls verglichen sowie zugeordnet, siehe Abbildung 52 für die erste Dendritstruktur und Abbildung 53 für die zweite. Durch die so ermittelten Richtungen der Flächenspuren konnte bei einigen Phasengrenzen, anhand der möglichen Kristallflächen, eine Indizierung vorgenommen werden.

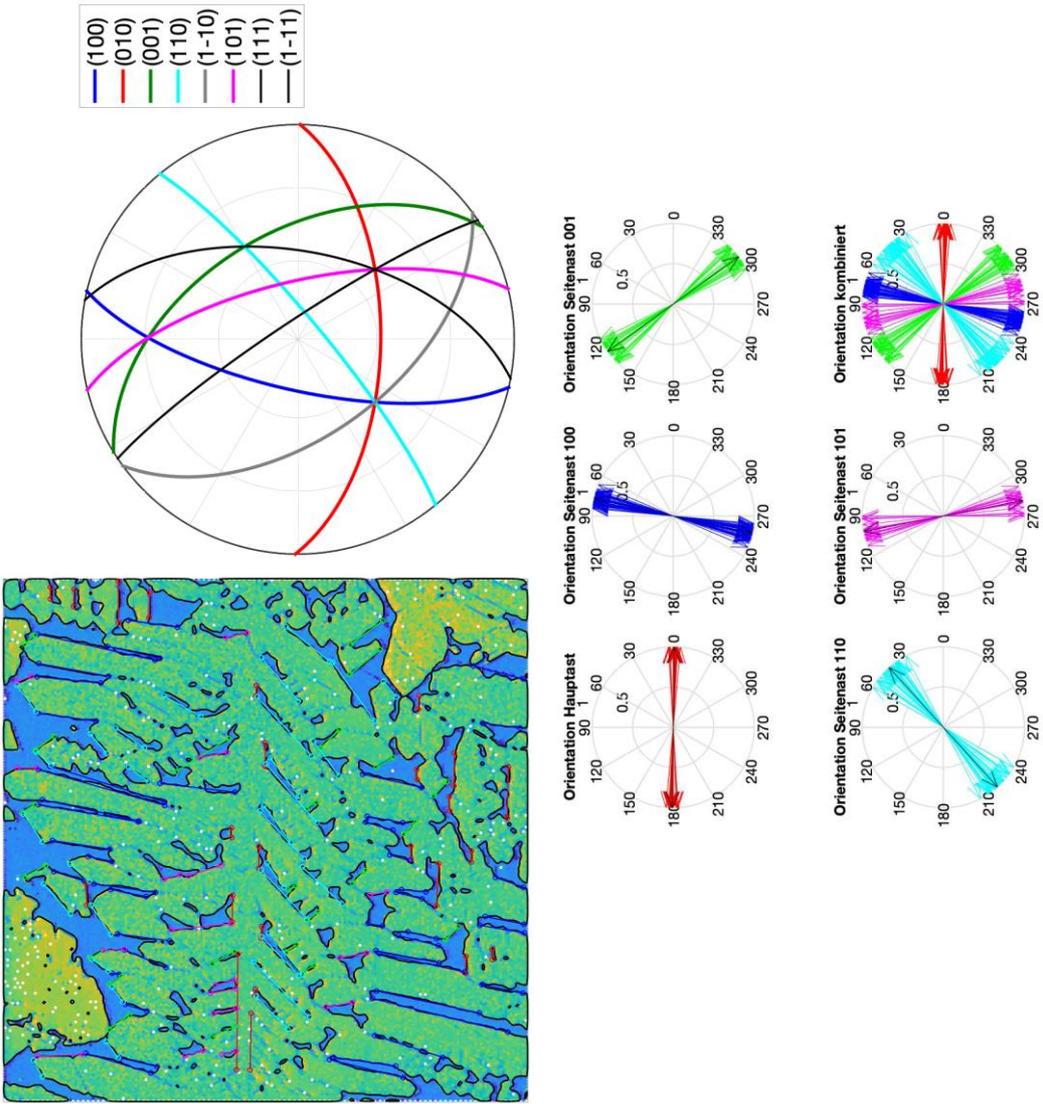


Abbildung 52: Orientierung der Phasengrenzen der Dendritstruktur 1 im Schlift. Polfigur der Flächen des Dendriten. Zuordnung der Orientierungen der Phasengrenzen zu bestimmten Flächen.

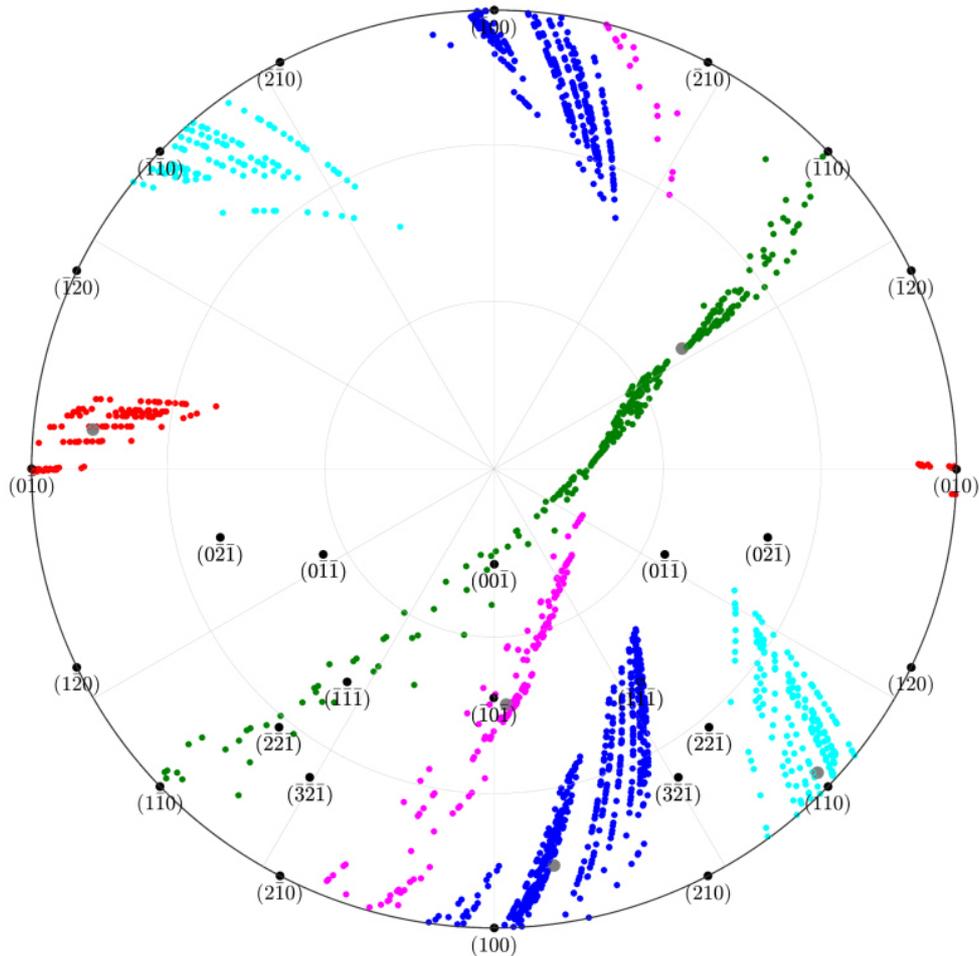


Abbildung 54: Polfigur der Kreuzprodukte von den zugeordneten Flächenspuren aus den Dendritstrukturen 1 und 2.

Anschließend wurden von beiden Dendritstrukturen die indizierten Flächenspuren kombiniert. Dafür wurde das Kreuzprodukt der Flächenspuren einer zugeordneten Fläche, zB. der (001) von der Dendritstruktur 1 und 2 bestimmt und in die Polfigur (Abbildung 54) eingetragen. Das wurde auch für die anderen Flächenspuren vorgenommen. Zusätzlich wurden die Mittelwerte der Flächenspuren einer Flächenorientierung miteinander kombiniert. Dadurch können die Flächen den einzelnen Phasengrenzen zugeordnet werden.

In Fall der beiden geraden Dendriten ergibt sich für den Hauptast eine Phasengrenze von (010) parallel zur Wachstumsrichtung. Die Dendrite der zweiten Hierarchieebene haben eine Begrenzung aus der Fläche (110) oder einer Fläche von $(\bar{1}10)$ beziehungsweise (001). Da die beiden Korngrenzen $(\bar{1}10)$ und (001) voneinander nicht unterschieden werden können, sind beide möglich. Für die Dendrite der dritten Hierarchieebene konnte die Fläche (100) bestimmt werden. Eine weitere Facette in der Struktur konnte der Fläche (101) zugeordnet werden.

Die gebogenen Dendrite aus der Abbildung 51B wurden ebenfalls mit EBSD analysiert. Bei den meisten Dendriten kann eine Missorientierung beziehungsweise eine Rotation des

Kristallgitters im Kristall festgestellt werden. Vier Dendritstrukturen werden exemplarisch beschrieben.

Die Dendritstruktur A (Abbildung 55) liegt etwas unterhalb des Zentrums und wächst nach unten. Dabei macht der Dendrit im Bild eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn. Der exakte Startpunkt des Dendritwachstums kann am Bild nicht identifiziert werden und liegt vermutlich außerhalb der Bildebene. Dieser Dendrit hat eine Länge von $100\ \mu\text{m}$ und rotiert um etwa 180° mit einem Radius von etwa $20\ \mu\text{m}$. Am Anfang ist nur die erste Hierarchieebene ersichtlich und der Dendrit hat eine skelettartige Form. Im Verlauf des Dendritstrangs kommen die zweite und dritte Hierarchieebene hinzu. Die zweite Hierarchieebene wird im Verlauf des Stranges immer länger und dünner, bis diese in etwa $20\ \mu\text{m}$ erreicht. In der Abbildung 55 sind die Orientierungen der einzelnen Datenpunkte in der Dendritstruktur A abgebildet. Es ist erkennbar, dass nicht nur der Dendrit sich biegt sondern auch die Kristallorientierung rotiert. Die Rotation der Kristallorientierungen ist größer als 180° . Deutlich ist diese Rotation in den Polfiguren (Abbildung 55) ersichtlich. In der Richtung $[010]$ ist keine Änderung der Orientierung feststellbar, die in den Richtungen $[100]$ und $[001]$ recht deutlich ersichtlich ist. Somit ist die Richtung $[010]$ die Drehachse. Die Drehachse liegt etwa senkrecht auf die Bildfläche.

Die zweite Dendritstruktur B (Abbildung 56) liegt direkt oberhalb des Zentrums und teilt sich in einen rechten und linken Hauptstrang auf. Beide Hauptstränge sind im Bild $30\ \mu\text{m}$ lang und wachsen über das Bild hinaus. Der erste Teil des Dendrits hat eine skelettartige Form und wird gegen außen hin federartig. Auf dem rechten Hauptstrang beginnt ab ca. $30\ \mu\text{m}$ Länge die zweite Hierarchieebene am Bild deutlich zu werden. In diesem Dendriten ist wieder eine Rotation der Morphologie, vor allem in der zweiten Hierarchieebene, erkennbar. Die Rotation beträgt in etwa 45° . Neben der Biegung dreht sich auch das Kristallgitter mit. In der Polfigur (Abbildung 56) ist wieder die Richtung $[010]$ als Rotationsachse erkennbar, die dieses Mal etwa 60° von der Bildoberfläche weg steht und das Kristallgitter dreht. Das Kristallgitter rotiert in dieser Dendritstruktur fast um 180° .

Neben dem Dendriten A, auf der linken Seite, befindet sich die dritte Dendritstruktur C (Abbildung 57). Dieser Dendrit hat hauptsächlich eine skelettartige Form und eine Länge von $50\ \mu\text{m}$, die über das Bild hinausgeht. Der Startpunkt des Wachstums liegt fast im Zentrum. Die Dicke des Dendrits ist am Anfang etwa $2\ \mu\text{m}$ und wird bis zum Bildrand etwa $10\ \mu\text{m}$ groß. Bei dieser Dendritstruktur ist keine morphologische Biegung erkennbar, jedoch zeigt die Abbildung 57 eine Rotation des Kristallgitters. Die Rotation des Kristallgitters ist in der Polfigur (Abbildung 57) gut sichtbar. Die Rotationsachse $[010]$ steht etwa 45° von der Bildoberfläche weg und rotiert den Dendriten um etwa 90° gegen den Uhrzeigersinn.

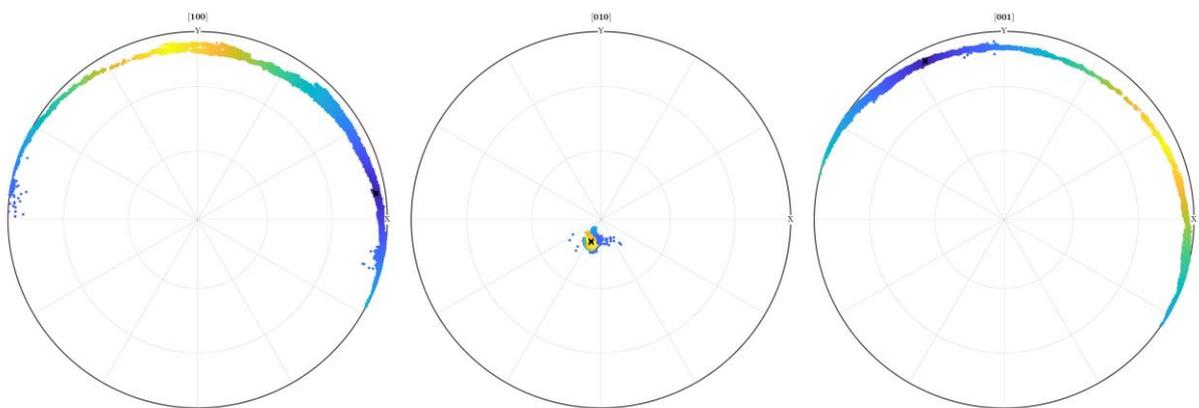
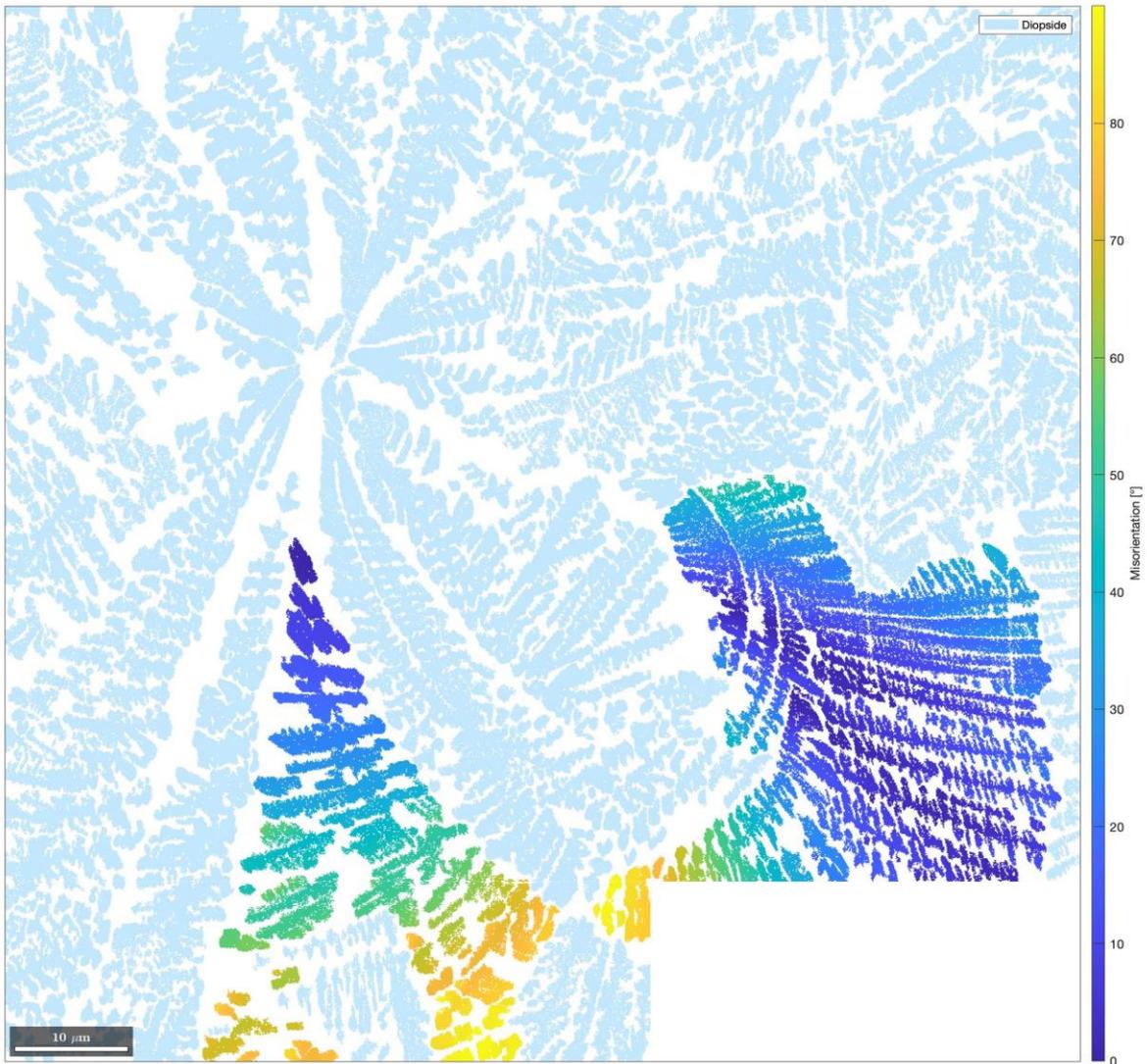


Abbildung 55: Dendritstruktur A mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen [100], [010] und [001]

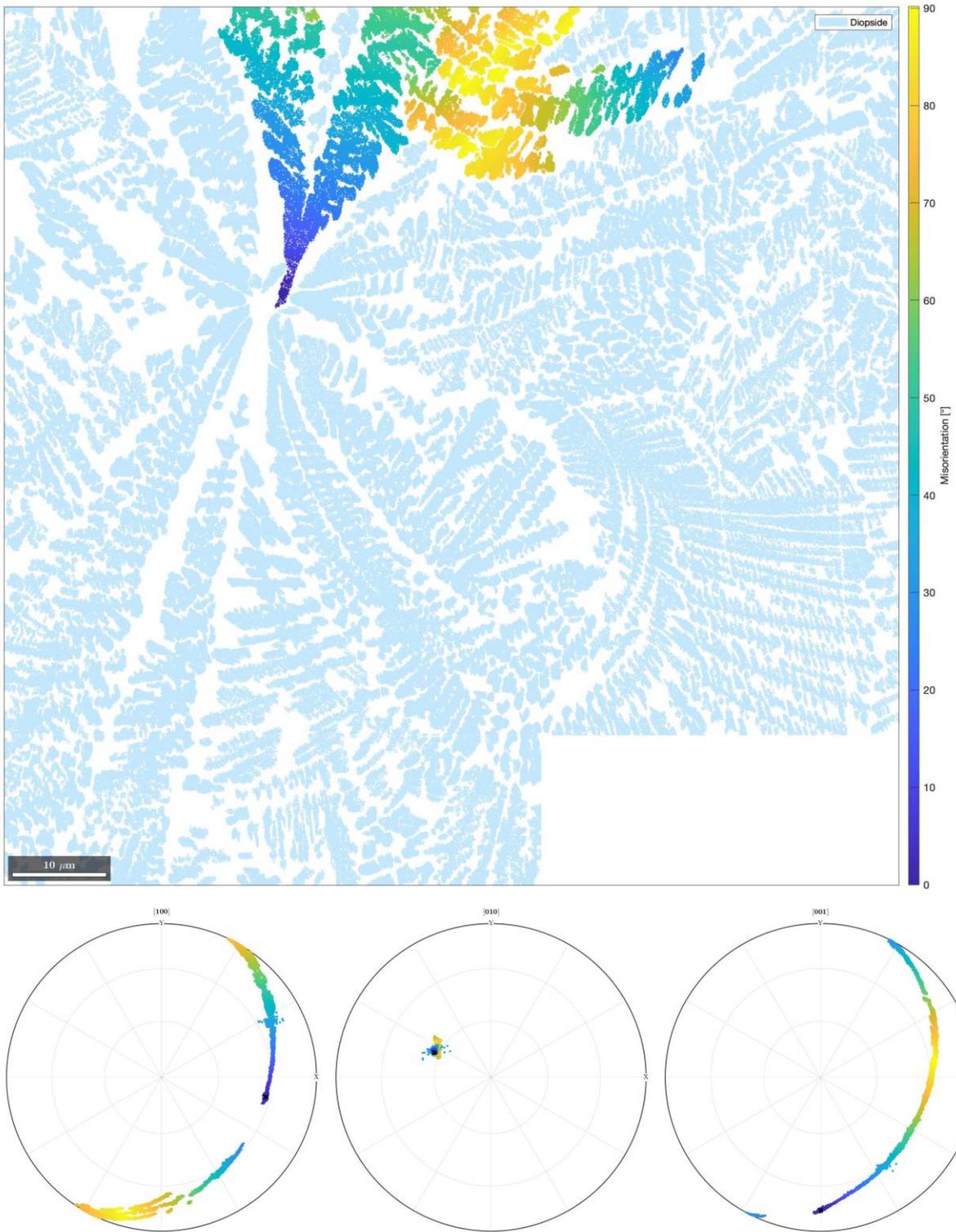


Abbildung 56: Dendritstruktur B mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen [100], [010] und [001]

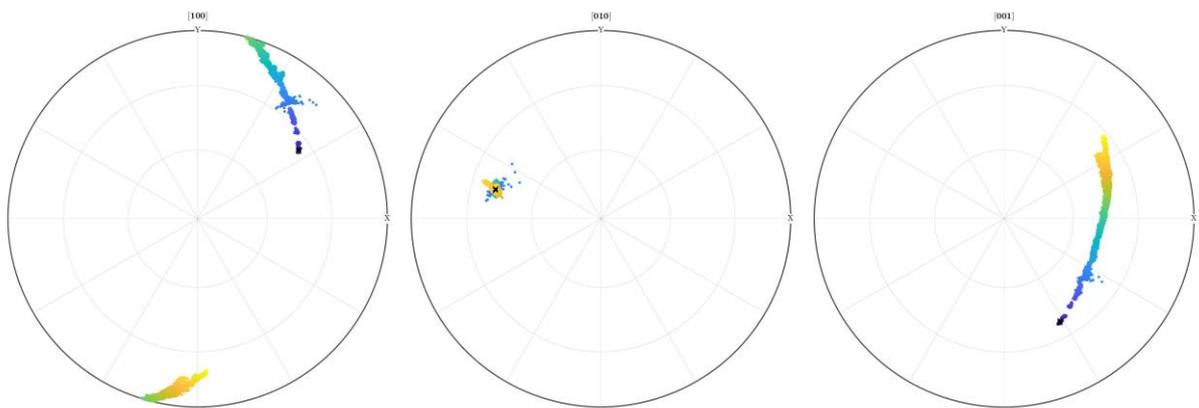
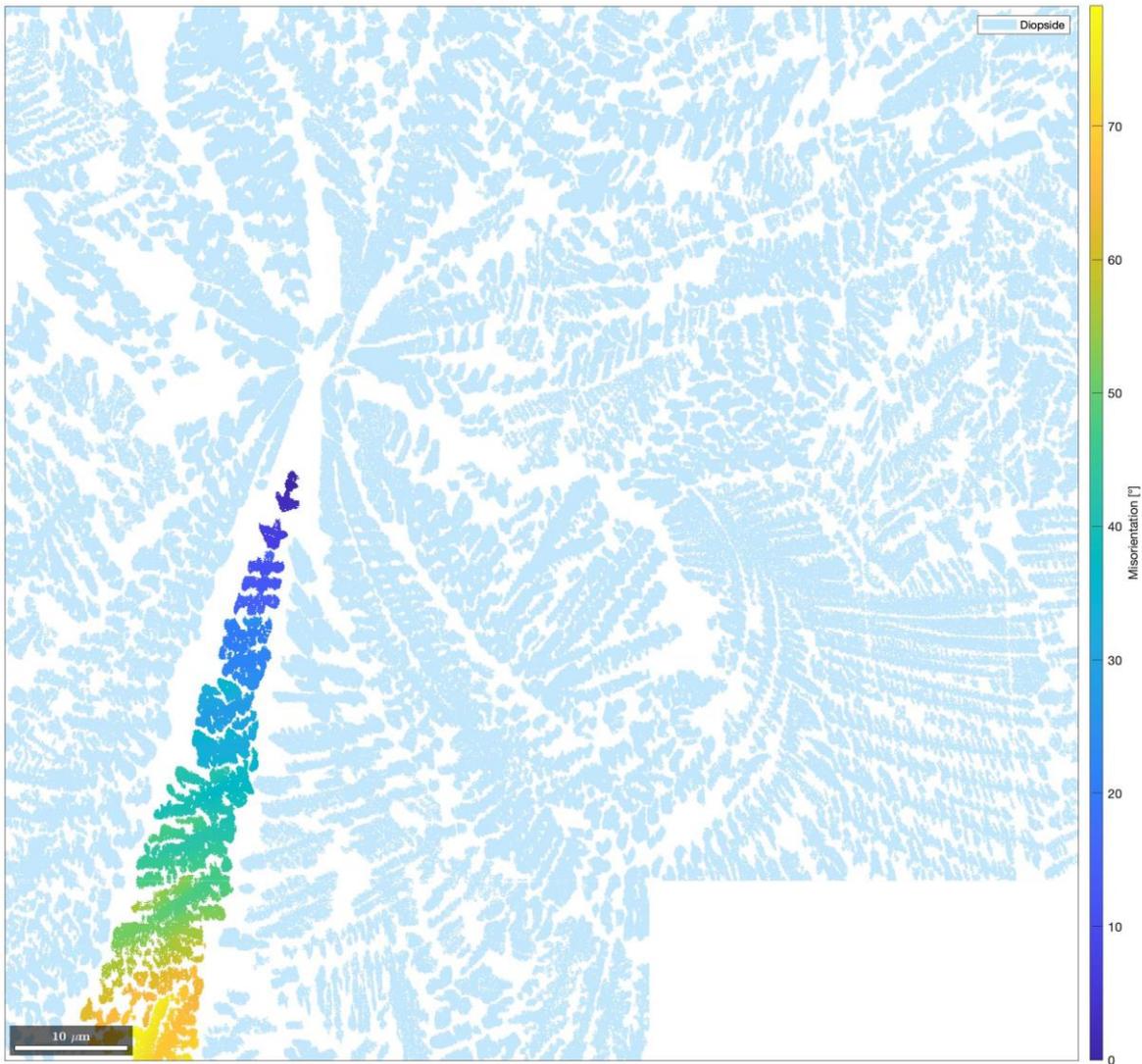


Abbildung 57: Dendritstruktur C mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen [100], [010] und [001]

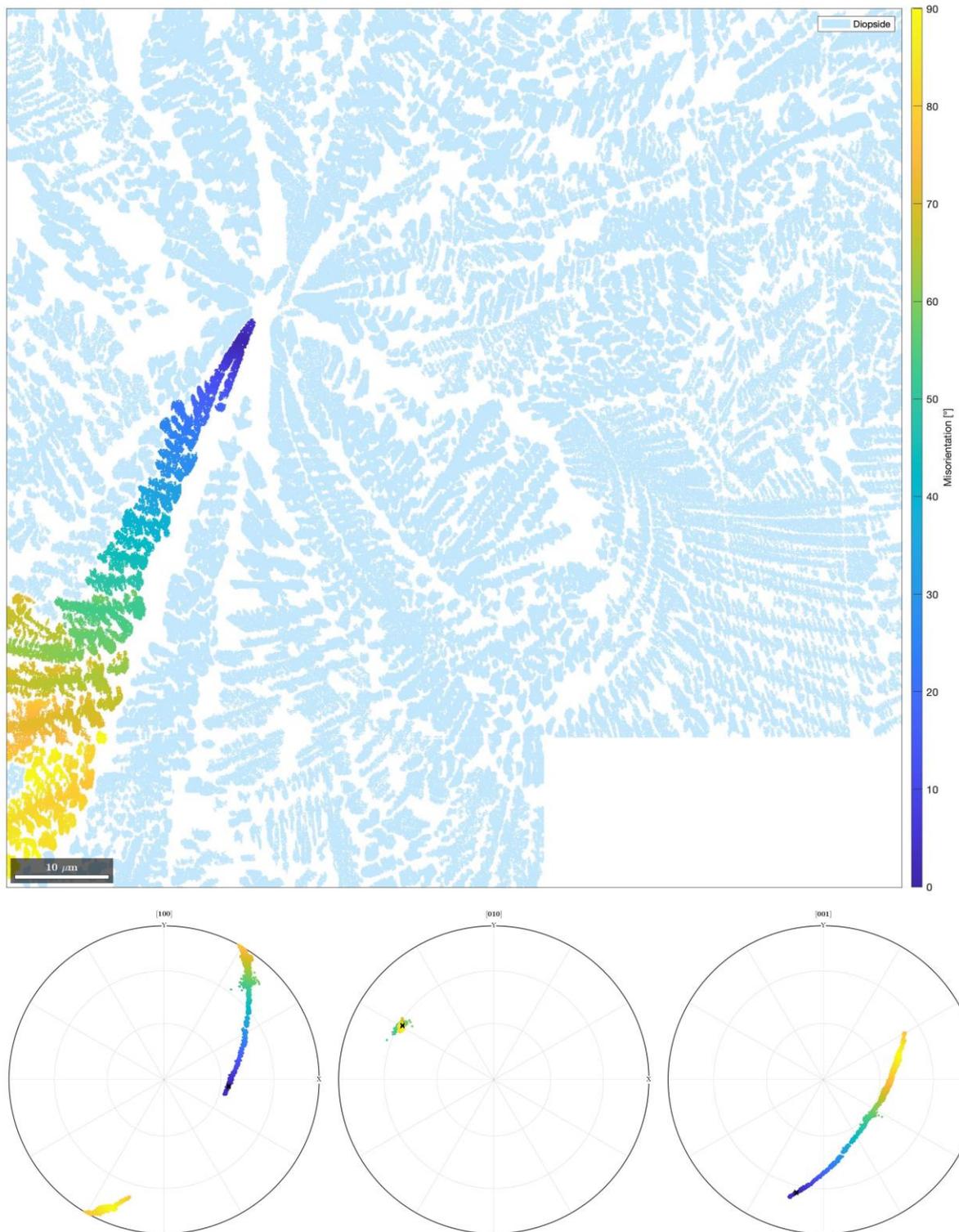


Abbildung 58: Dendritstruktur D mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen [100], [010] und [001]

Die letzte Dendritstruktur D ist auf der linken Seite der Abbildung 58 neben dem Dendriten C. Der Dendrit D startet im Zentrum und wächst in die linke, untere Bildecke. Die gesamte Länge des Dendrits im Bild beträgt etwa 55 μm . Am Anfang spaltet sich dieser in zwei Teilstränge, wobei sich der zweite Teilstrang nach etwa 10 μm nicht mehr im Bild befindet. Am Anfang hat der Hauptstrang eine skelettartige Form und wird zum Ende hin federartiger. Es ist keine deutliche Rotation der Morphologie sichtbar, aber wie bei den anderen drei Dendritstrukturen ist eine Rotation des Kristallgitters in der Abbildung 58 erkennbar. Die Polfigur zeigt wieder die Richtung $[010]$ als Rotationachse und das Kristallgitter dreht sich um etwa 90° .

Bei den vier Dendritstrukturen wurden an geeigneten Stellen die Korngrenzorientierung und die dazugehörige Kristallfläche bestimmt. Die erste und zweite Region (= Region 1 und Region 2) befinden sich auf dem Dendriten A. In der Region 1 (Abbildung 59) liegen wir in der Nähe des Anfangs vom Dendrit A. An dieser Stelle zeigt der Dendrit A eine skelettförmige Struktur. Vom Hauptstrang gehen vier Dendrite je Seite weg. Die Phasengrenzen parallel zu den weggehenden Dendriten haben eine Richtung die der Fläche (101) entspricht. Weiters sind für diese Phasengrenzen die Flächen (111) und $(1\bar{1}1)$ möglich. Die Phasengrenzen an den Enden der Dendriten, die parallel der Wachstumsrichtung des Hauptstranges liegen, können den Flächen (100) , (110) und $(1\bar{1}0)$ zugeordnet werden. Die Fläche (001) kommt bei einigen Phasengrenzen ebenfalls am Ende der Dendrite vor. Der Hauptstrang wächst parallel der Phasengrenzen (100) , (110) und $(1\bar{1}0)$. Die zweite Region (Abbildung 60) befindet sich am Ende der Dendritstruktur A auf dem Ende der zweiten Hierarchieebene. Die Phasengrenzen parallel zu der Wachstumsrichtung der Dendrite der zweiten Hierarchieebene, können den Kristallflächen (101) , (111) und $(1\bar{1}1)$ zugeordnet werden. Auf diese wachsen Dendrite der dritten Hierarchieebene parallel der Fläche (100) , (110) und $(1\bar{1}0)$. Die Spitzen dieser Dendrite haben eine Phasengrenze, die der Fläche (001) entspricht. Die Fläche (010) konnte keiner Phasengrenze in der Region 1 und 2 zugeordnet werden, nachdem diese Fläche fast parallel zur Bildeoberfläche liegt.

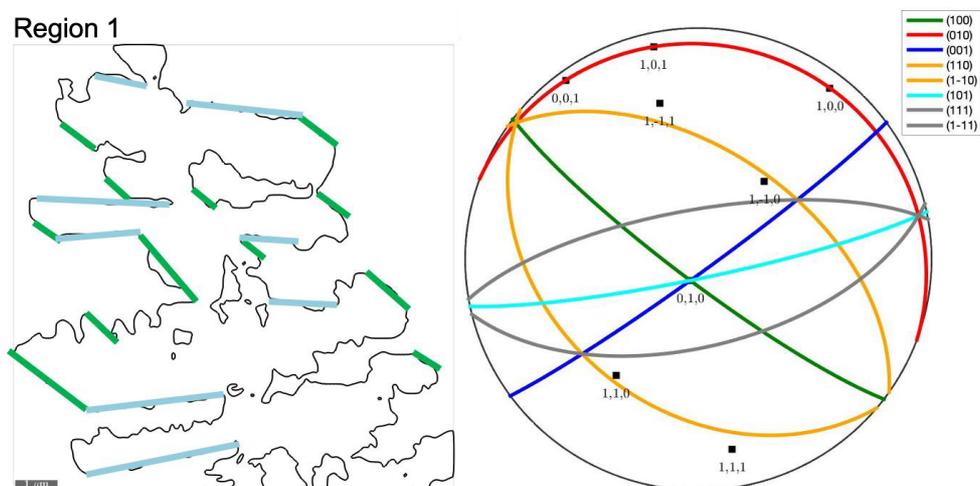


Abbildung 59: Region 1 am Dendrit A. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

Region 2

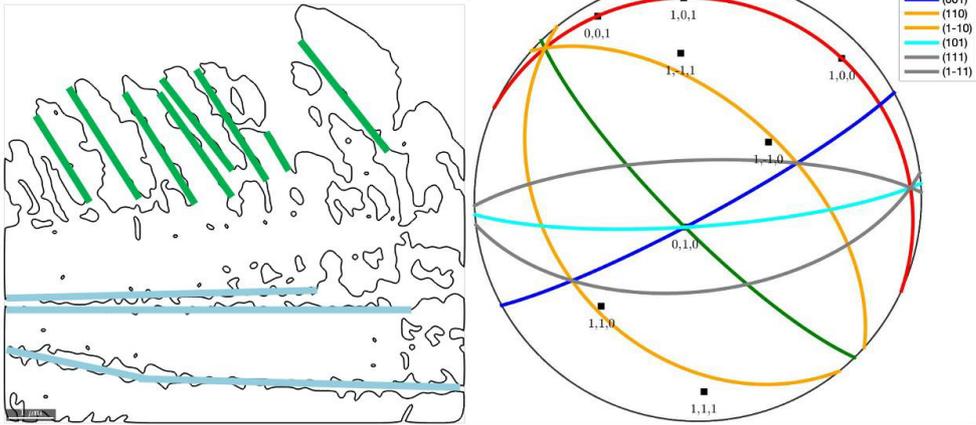


Abbildung 60: Region 2 am Dendrit A. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

Region 3

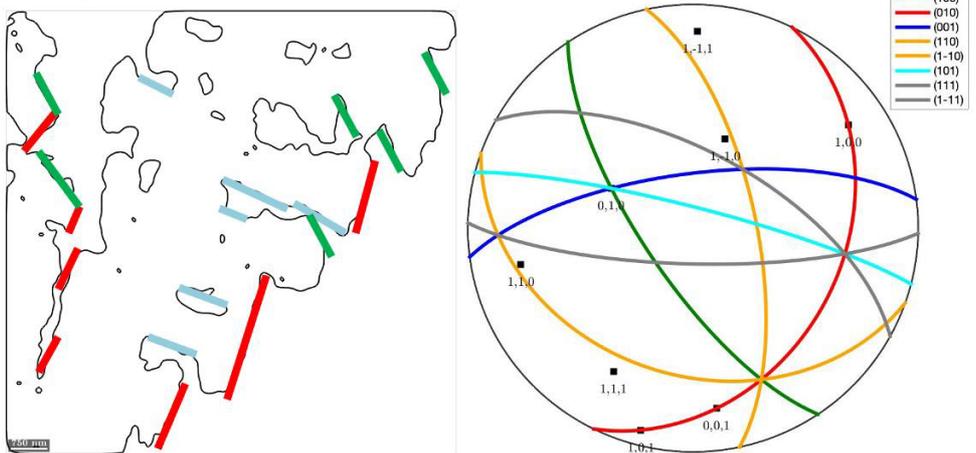


Abbildung 61 Region 3 am Dendrit B. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

Region 4

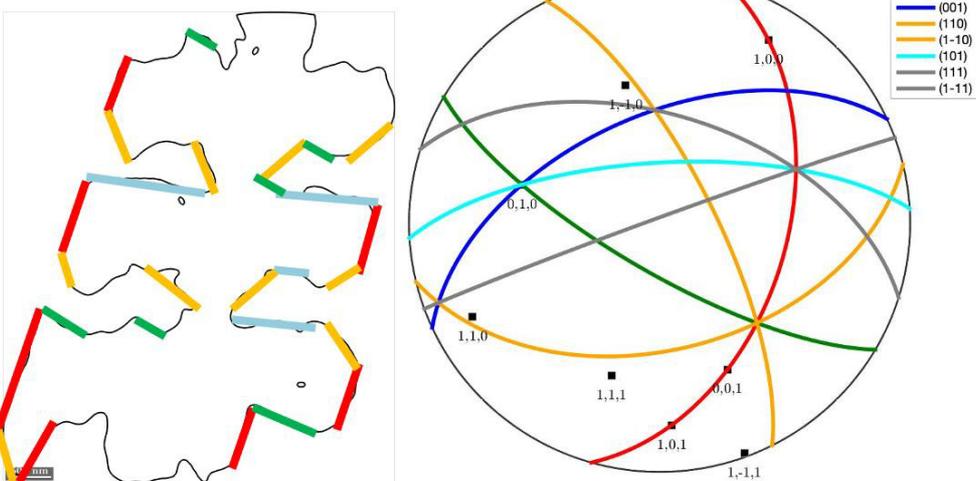


Abbildung 62: Region 4 am Dendrit C. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

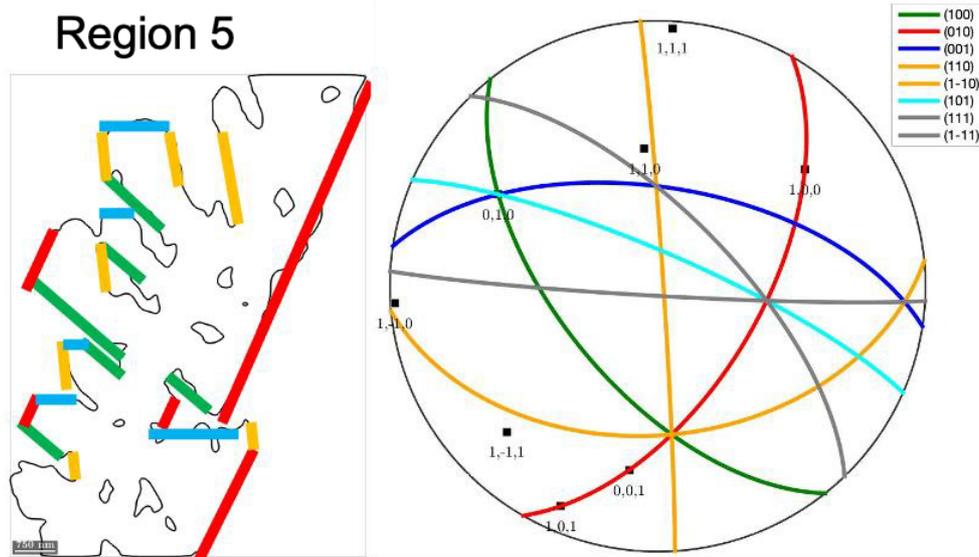


Abbildung 63: Region 5 am Dendrit D. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

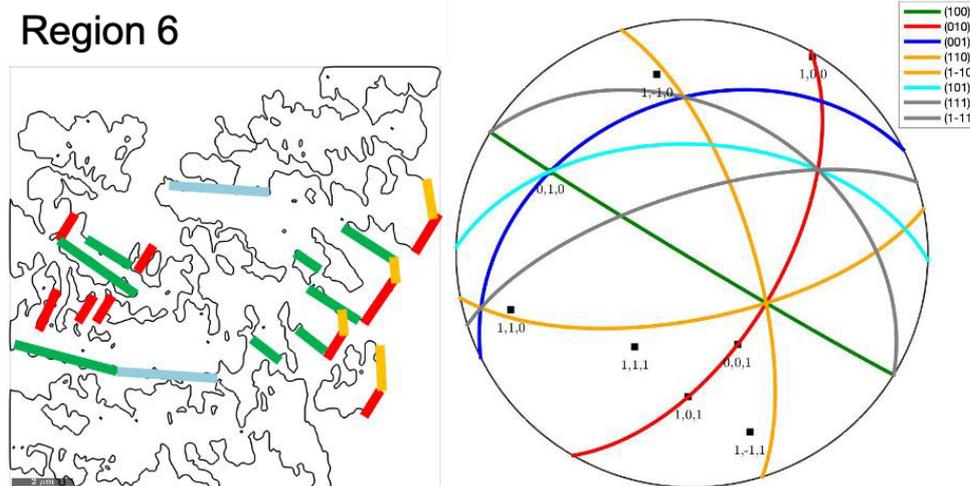


Abbildung 64: Region 6 am Dendrit D. Flächenspur der Phasengrenzen und Polfigur des Dendrits an der Stelle mit eingezeichneten Flächen

Auf der Dendritstruktur B befindet sich die Region 3 (Abbildung 61). Diese Region liegt am Anfang der Struktur und weist eine skelettartige Form auf. Nachdem hier die Kristallographie vom Dendriten anders im Raum liegt als die des Dendriten A, kann die Fläche (010) der Phasengrenze zugeordnet werden. Diese Phasengrenze liegt parallel zu der Wachstumsrichtung des Hauptstranges. Vom Hauptstrang gehen Dendrite mit einer Phasengrenze, die den Flächen (101), $(1\bar{1}0)$ und (111) entsprechen, weg. Einige Enden dieser Dendrite besitzen Phasengrenzen mit den Flächen (100) oder (110).

Die Region 4 (Abbildung 62) ist am Anfang der Dendritstruktur C und hat eine skelettartige Morphologie. Wie bei der Region 3 haben die Phasengrenzen parallel zum Hauptstrang die Fläche (010). Die Flächen (100), (101), und (111) liegen parallel der Wachstumsrichtung der

Dendrite zweiter Hierarchieebene. Einige Phasengrenzen können den Flächen (001), (110), ($1\bar{1}0$) oder ($1\bar{1}1$) zugeordnet werden.

Die letzten beiden Regionen (5+6) sind bei dem Dendriten D. Die Region 5 (Abbildung 63) ist am Anfang der Struktur und die Region 6 liegt am Ende. Eine skelettartige Form hat der Dendrit in der Region 5. Auf einer Seite schließt der Dendrit mit einer Phasengrenze parallel zu der Wachstumsrichtung des Hauptstranges ab. Diese Phasengrenze kommt von der Fläche (010). Auf der anderen Seite sind Dendrite der zweiten Hierarchieebene. Diese Dendrite werden von Phasengrenzen begrenzt, die parallel zu der Wachstumsrichtung verlaufen und den Flächen (100) oder (111) entsprechen. Bei manchen Dendriten können die Phasengrenzen auf den Enden den Flächen ($1\bar{1}0$) beziehungsweise (001), (110) oder ($1\bar{1}1$) zugeordnet werden. Die letzte Region 6 (Abbildung 64) befindet sich am Ende der dendritischen Struktur D und hat eine federförmige Morphologie. Wie bei der vorherigen Region liegt die Fläche (010) und die dazugehörige Korngrenzen parallel der Wachstumsrichtung des Hauptstranges. Die Dendrite der zweiten Hierarchieebene können unterteilt werden in Dendrite die parallel der Fläche (101) und Dendrite die parallel der Flächen (100) und (111) wachsen. Auf den Dendriten der zweiten Hierarchieebene wachsen Dendrite parallel der Fläche (010). Viele Phasengrenzen können der Fläche (110) zugeordnet werden. Einige Phasengrenzen entsprechen der Fläche (001).

3.2.3 Dendritisches Pyroxen-Wachstum auf den Feldspäten

In der Matrix befinden sich fünf Plagioklaskörner. Die Feldspäte bestehen aus einem reliktschem, natriumreichen Kern, der eine Kalziumreichere Randzone besitzt. Zusätzlich sind von den Feldspatkörnern nadelförmige Feldspäte, die an Natrium angereichert sind, weggewachsen. Drei Feldspäte (PL_1, PL_4 und PL_5) besitzen eine homogene Zusammensetzung des Kerns und die anderen beiden Feldspäte (PL_2 und PL_3) haben eine Zonierung. Alle Feldspatkerne haben eine chemische Zusammensetzung von $\text{Ca}_{0,60-0,69}\text{Na}_{0,3-0,39}\text{Al}_{1,60-1,69}\text{Si}_{2,31-2,40}\text{O}_8$, siehe Tabelle 10. Mit dieser Zusammensetzung entspricht der Plagioklas einen Labradorit (50-70 An%) in der Mischkristallreihe.

Die Abbildung 65 zeigt ein elektronenoptisches BSE-Übersichtsbild des Plagioklas-Reliktorns PL_1 mit aufgewachsenen, etwa 150 bis 200 μm langen Feldspatleisten. Der Feldspat ist von einer feinkristallinen Phase umgeben, die wiederum von einer mikrokristallinen Phase umgeben ist. Die beschriebene Struktur befindet sich an der Position A4 auf den Dünnschliff-Übersichtsbild (Abbildung 48).

Das Korn zeigt eine abgerundete Form und wird von einigen Rissen durchzogen. Die Risse sind mit Schmelze gefüllt. Das reliktsche Korn hat eine homogene Zusammensetzung von 69 % Anorthit und 31 % Albit (Tabelle 10) im Kern. Dieser Plagioklas hat eine etwa 10 μm dicke Wachstumszone, die anhand des helleren Grautons im BSE-Bild gut erkennbar ist. Der

Bereich um den Feldspat, in dem die feinkristalline, dendritisch-gewachsene Phase auftritt, wird als Domäne A bezeichnet, während in der Domäne B die mikrokristalline dendritische Phase vorkommt. Die Dendrite in der Domäne A bilden eine etwa 5 µm dicke Zone um die Feldspatleisten und die Domäne B hat eine Größe von etwa 40 µm.

Tabelle 10: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Feldspat-Endgliedanteile von der Glasmatrix und den fünf Feldspatrelikten in der Fulguritprobe KR.

Ma%	KR Glas n = 35	KR Fsp 1 n = 24	KR Fsp 2 n = 24	KR Fsp 3 n = 16	KR Fsp 4 n = 18	KR Fsp 5 n = 7
SiO ₂	50,49	50,62	50,52	51,86	53,33	50,68
TiO ₂	2,15	0,08	0,08	0,08	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	12,70	28,68	28,81	28,34	27,18	28,62
FeO	13,54	1,18	1,07	0,91	1,12	1,10
MnO		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	6,16	0,23	0,21	0,17	0,19	0,22
CaO	11,21	14,08	14,18	13,19	12,11	13,94
Na ₂ O	2,13	3,45	3,45	3,95	4,40	3,47
K ₂ O	0,47	0,12	0,10	0,14	0,19	0,12
Total	98,84	98,44	98,41	98,64	98,64	98,23

norm Kat	KR Fsp 1	KR Fsp 2	KR Fsp 3	KR Fsp 4	KR Fsp 5
Si	2,35	2,34	2,39	2,46	2,36
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,57	1,58	1,54	1,48	1,57
Fe ³⁺	0,04	0,04	0,03	0,00	0,03
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,70	0,70	0,65	0,60	0,69
Na	0,31	0,31	0,35	0,39	0,31
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00

Endmembers	KR Fsp 1	KR Fsp 2	KR Fsp 3	KR Fsp 4	KR Fsp 5
CaAl ₂ Si ₂ O ₈ (An)	0,69	0,69	0,64	0,60	0,68
NaAlSi ₃ O ₈ (Alb)	0,31	0,30	0,35	0,39	0,31
KAlSi ₃ O ₈	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total Endmembers	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

In der Domäne A können drei hierarchische Ebenen von Dendriten unterschieden werden, siehe Abbildung 66a. Die Hauptdendriten sind bis zu einige Mikrometer lang und erstrecken sich hauptsächlich senkrecht zur Oberfläche der Plagioklasleisten. Die Dendriten der zweiten Hierarchieebene zweigen in einem hohen Winkel, etwa 80-85°, von den Hauptdendriten ab. Schließlich kann eine dritte hierarchische Ebene von Dendriten mit einem typischen Abstand

zwischen benachbarten Dendriten in der Größenordnung von einigen zehner Nanometern unterschieden werden. Auf den BSE-Bildern erscheint die Matrix vergleichsweise dunkel, was auf eine niedrige Durchschnittsordnungszahl der Elemente hinweist.

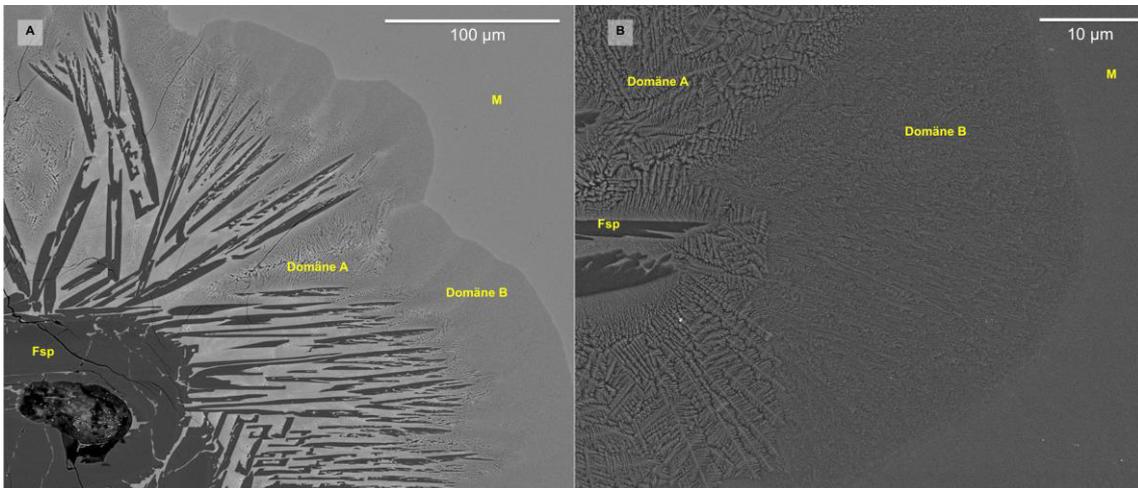


Abbildung 65: (a) BSE-Übersichtsbild und (b) SE-Detailbild der Dendritstruktur (im Übersichtsbild Abbildung 48 orangenes Rechteck A4) der im Fulgurit KR mit der dendritischen Domänen A und B um ein Feldspatkorn (dunkelgrau) und der Glasmatrix (hellgrau).

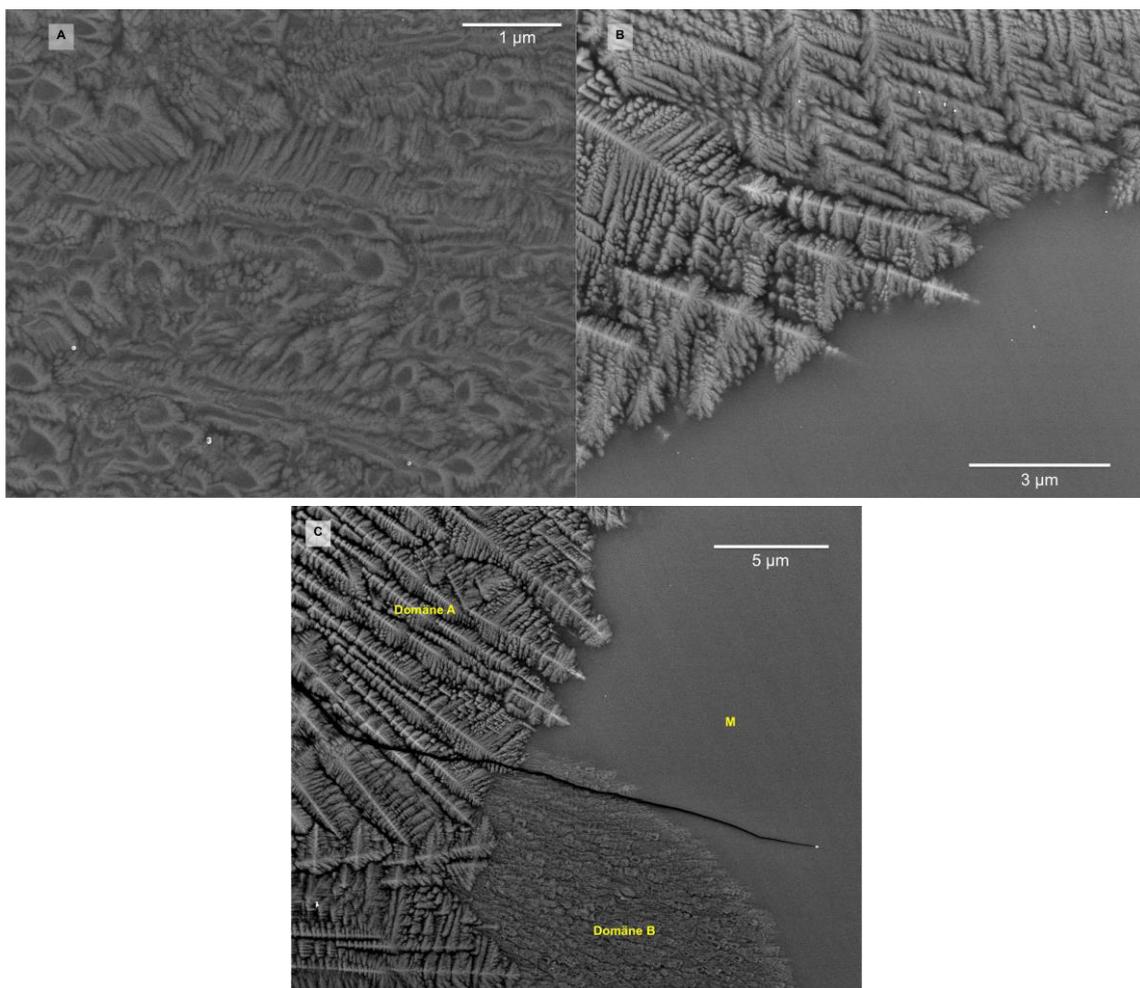


Abbildung 66: (a) Detailbild Domäne A. (b) Detailbild Domäne B. (c) Detailbild Kontaktbereich Domäne A und B.

Die Elementverteilungskarten (Abbildung 67) zeigen an, dass die dendritische Phase in der Domäne A reich an Kalzium, Eisen und Magnesium ist und arm an Kalium und Natrium. Die Matrix zwischen den Dendriten in der Domäne A ist an Kalzium, Eisen und Magnesium abgereichert und an Kalium angereichert. Natrium kommt in einer geringen Menge in der Matrix vor und sammelt sich vor allem an den Enden der Dendrite in der Matrix an. Um die Feldspatleisten reichert sich Eisen und Magnesium in den Dendriten an und nimmt mit der Distanz zu dem Plagioklas ab. Auf den Enden der Dendrite kommt es zu einer leichten Anreicherung von Eisen. Im Kontakt mit der Bulk-Glasmatrix bildet die Glasphase um die Domäne A einen Saum aus, in dem Kalzium und Magnesium abgereichert und Eisen angereichert wird. In diesem Kontaktbereich sind eine sehr starke Abreicherung von Kalium und eine sehr leichte Anreicherung von Natrium vorhanden. Zwischen der Domäne A und Domäne B bildet sich nur eine schwache Kontaktzone aus, in dem Eisen leicht erhöht und Magnesium sowie Kalzium gering erniedrigt ist.

Die Domäne B scheint in den Elementverteilungskarten homogen zu sein. Im Detailbild (Abbildung 66b) erkennt man, dass die Domäne B aus feinen Aggregaten aus lappenförmigen Strukturen, die eine Größe von mehreren 100 nm besitzen, besteht. Diese Lappen haben eine mittelgraue Farbe im BSE-Bild und werden von einer hellen Schicht umrandet, die aus bis zu 100nm langen und 10nm dicken Dendriten besteht. Anscheinend handelt es sich um zwei verschiedene Phasen, die aufgrund ihrer kleinen Größe nicht identifiziert werden können. Die auf den Elementverteilungskarten homogen aussehende Domäne B weist darauf hin, dass keine chemische Trennung in verschiedene Phasen stattgefunden hat. Wenn eine chemische Trennung in verschiedene Phasen stattgefunden hat, dann ist das auf einer Skala passiert, die kleiner ist, als dass sie mit der Mikrosonde aufgelöst werden kann. Insgesamt scheint die Domäne B im Vergleich zur Domäne A an Kalium angereichert und an Natrium abgereichert zu sein. Wie die Domäne A bildet die Domäne B einen Kontaktsaum zwischen den kristallisierten Bereichen und der Bulk-Matrix. Dieser Saum ist an Magnesium, Natrium und Kalium abgereichert und mit Eisen angereichert.

Die Bulkmatrix hat einen ähnlichen Anteil an Magnesium, Kalzium und Eisen wie die Domäne B. Ein leicht geringerer Anteil an Natrium, sowie ein leicht höherer Anteil an Kalium als in der Domäne B kann in der Glasmatrix festgestellt werden. Silizium und Aluminium haben in der Domäne A und B sowie in der Glasmatrix einen annähernd gleichen Anteil, was auf eine weniger ausgeprägte Separation dieser Elemente hindeutet.

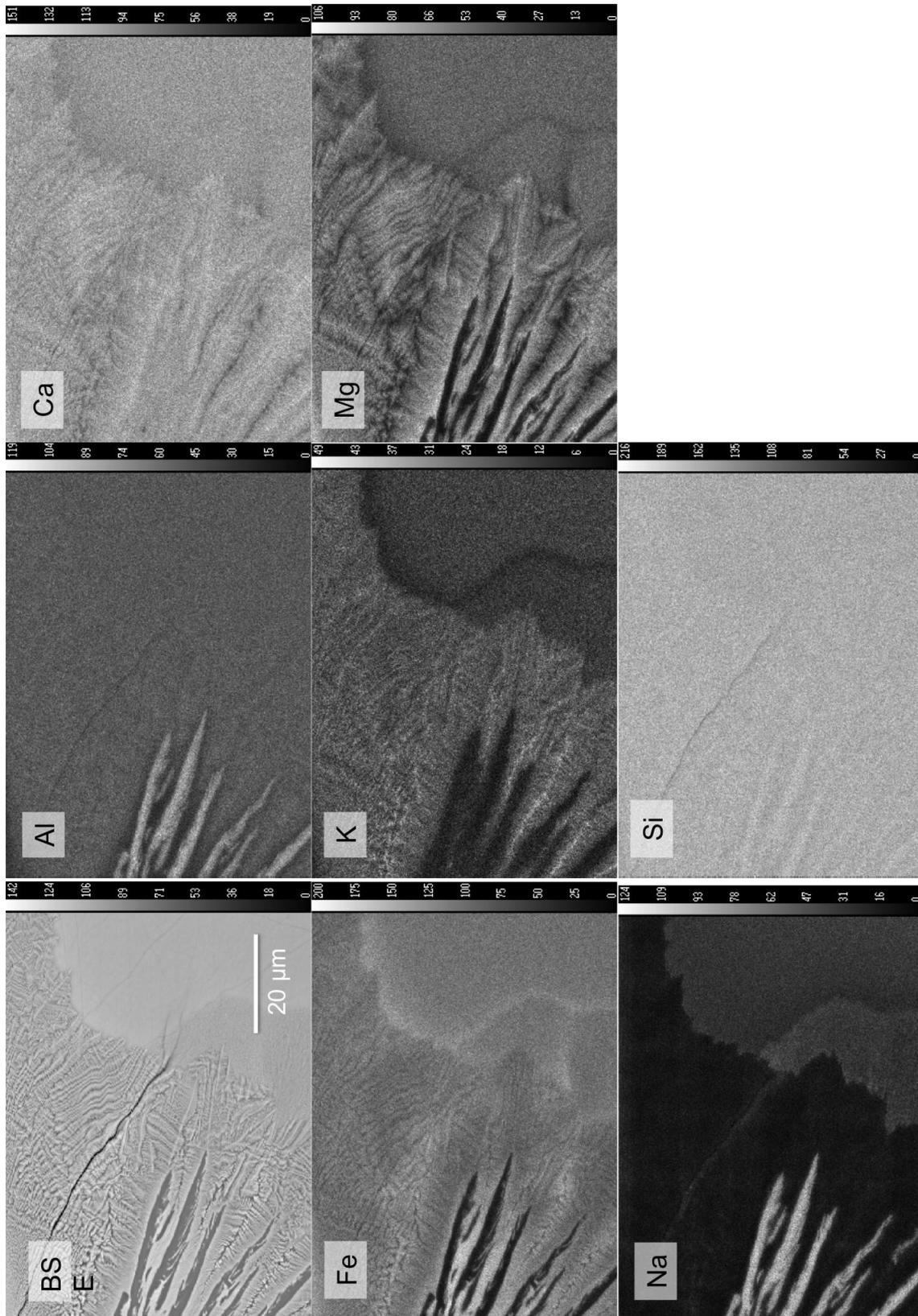


Abbildung 67: Elementverteilungskarten der Pyroxendendriten um den Feldspatkristall im Fulguritstück KR.

Die auf den Plagioklas aufwachsenden Pyroxen-Dendrite zeigen wie die in der Glasmatrix frei liegenden Pyroxen-Dendrite, ein gerades und gebogenes Wachstum. Der Plagioklas Fsp 4 (Abbildung 68) zeigt gerade Korngrenzen, die den Flächen (100), (010) und (001) zu geordnet werden können. Die Feldspatleisten wachsen von der Fläche (001) weg. Parallel zur Wachstumsrichtung liegen die Korngrenzen von der Fläche (010). Eine weitere Besonderheit an diesem Feldspatkorn PL_4 sind Risse, in die Schmelze eingedrungen ist. Dazu später mehr.

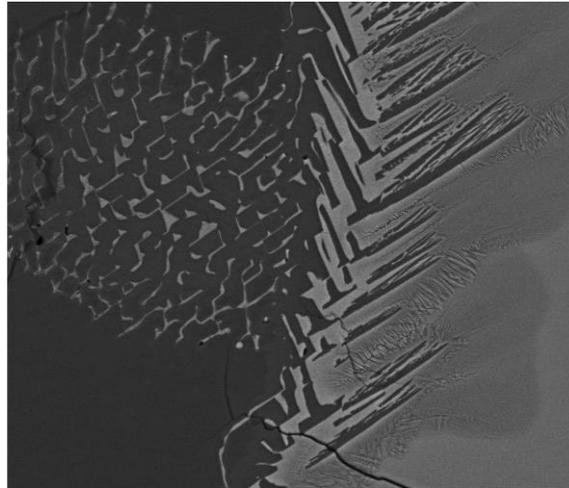


Abbildung 68: BSE-Übersichtsbild der Dendritstrukturen mit der Domäne A und Domäne B um ein Feldspatkorn (dunkelgrau) und der Glasmatrix (hellgrau).

In den Abbildung 69, Abbildung 70 und Abbildung 71 (Korn A-C) sind die Missorientierungen und Polfiguren von drei Klinopyroxen-Dendritstrukturen abgebildet, die auf den Feldspat aufwachsen. Die ersten beiden Dendritstrukturen liegen etwa 20 μm vom reliktschen Feldspatkorn entfernt und wachsen auf Feldspatleisten, senkrecht zur Feldspatfläche (010) auf. Im BSE-Bild (Abbildung 68) ist eine Biegung dieser Dendriten feststellbar. Die Gesamtlänge von den beiden Dendriten beträgt jeweils etwa 5 bis 10 μm . In den Polfiguren ist, wie bei den gebogenen Klinopyroxenen in der Matrix, erkennbar, dass die Richtung [010] sich im Kristallverlauf nicht ändert, hingegen die Richtungen [100] und [001] rotieren. Die Rotation des Kristallgitters erfolgt um etwa 30 bis 40° um die Drehachse [010]. Die dritte Dendritstruktur befindet sich direkt auf dem Feldspatkorn und wächst auf einer Länge von etwa 5 μm von der Fläche (001) weg. Diese Struktur besteht aus gerade gewachsenen, etwa 3 μm langen Dendriten, wie im BSE-Bild ersichtlich ist. Die Polfiguren zeigen keine Veränderung in den Richtungen [100], [010] und [001]. Somit rotiert das Kristallsystem in dieser Klinopyroxen-Dendritstruktur nicht.

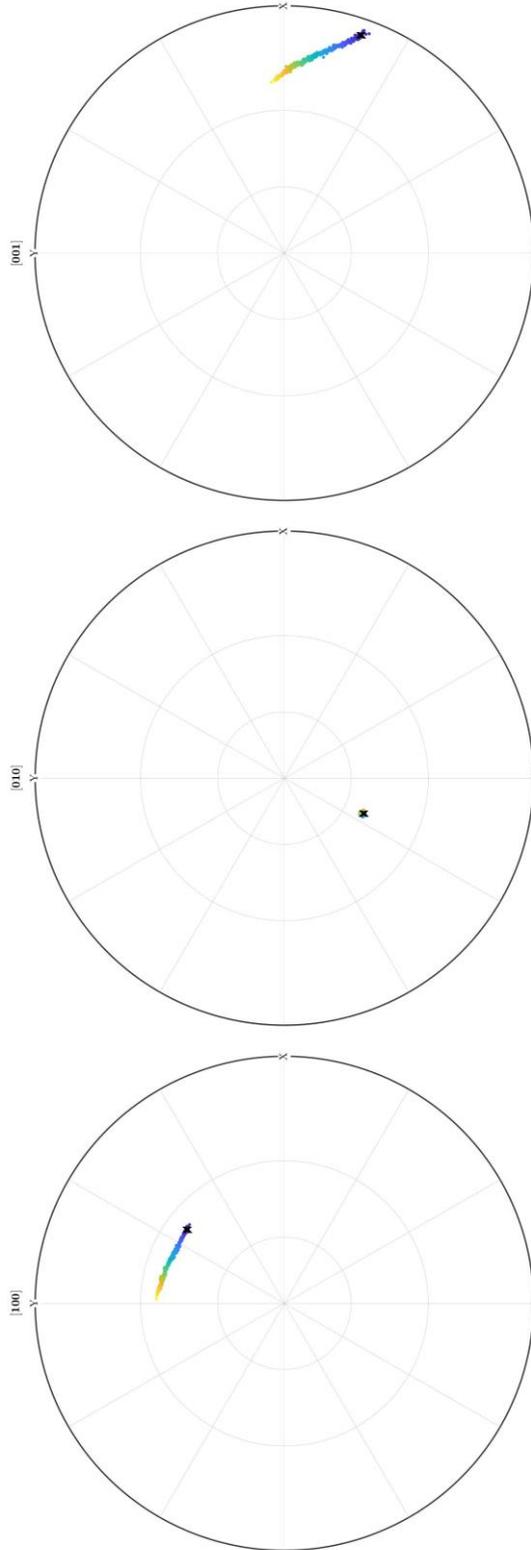
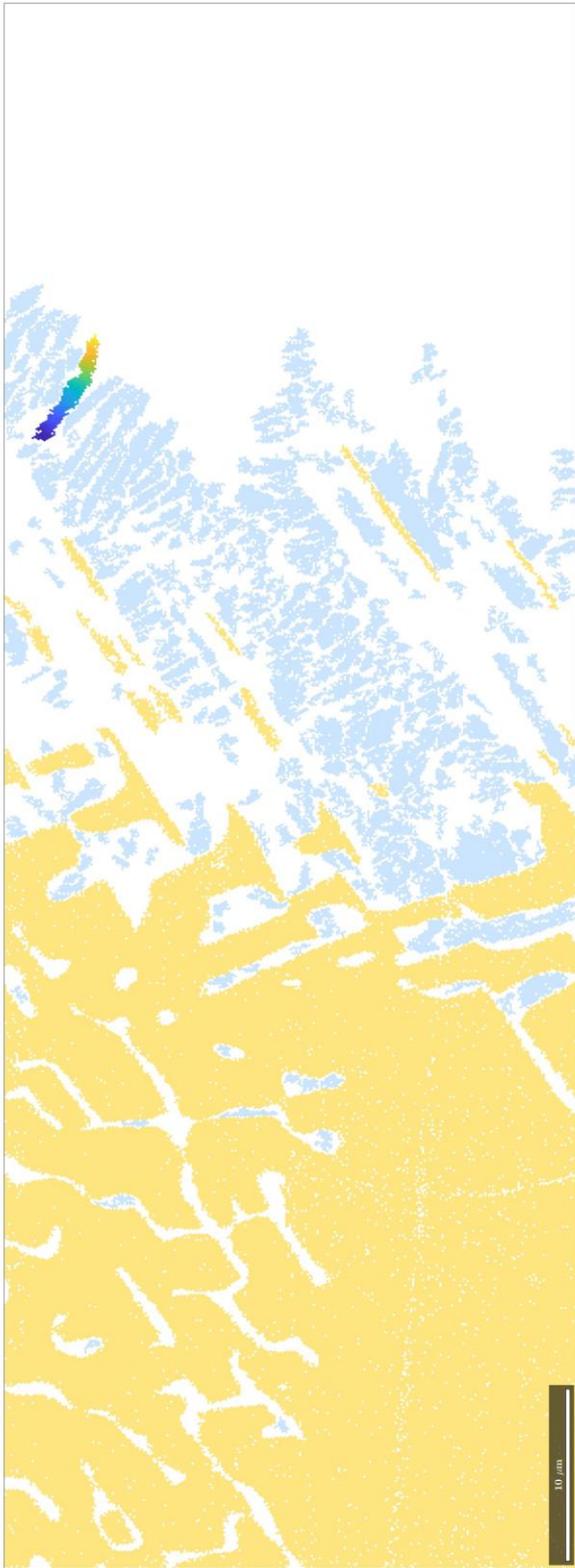


Abbildung 69: Dendritstruktur A mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen $[100]$, $[010]$ und $[001]$

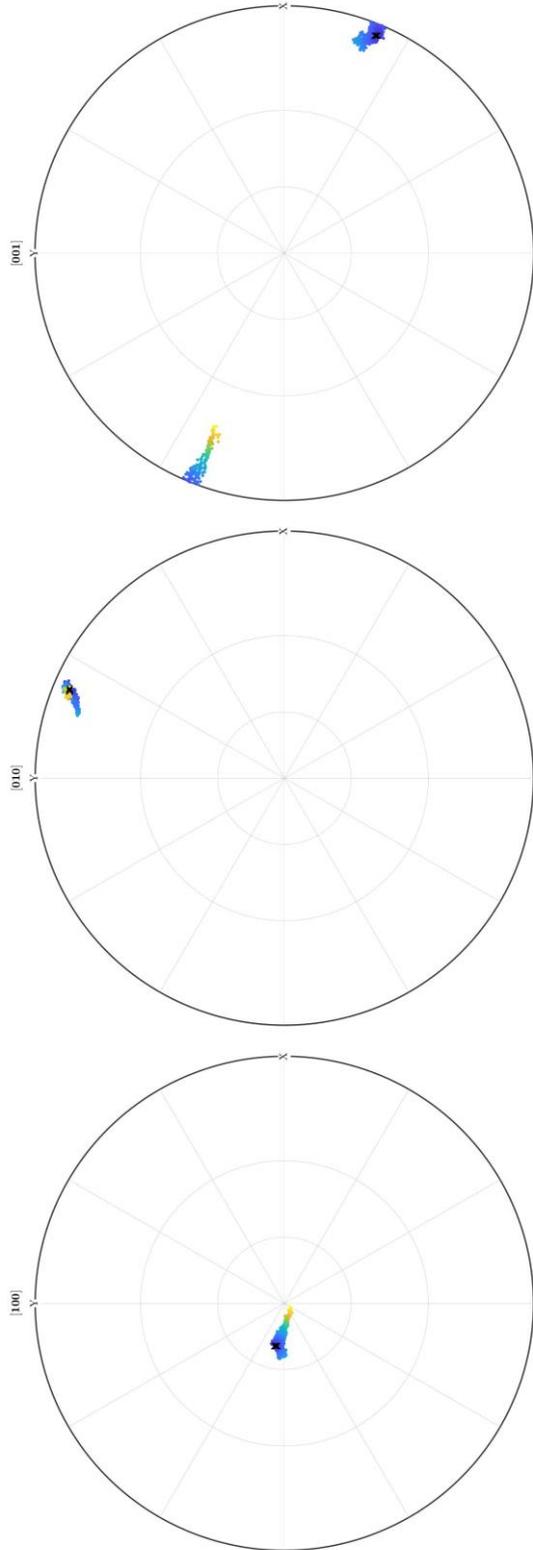
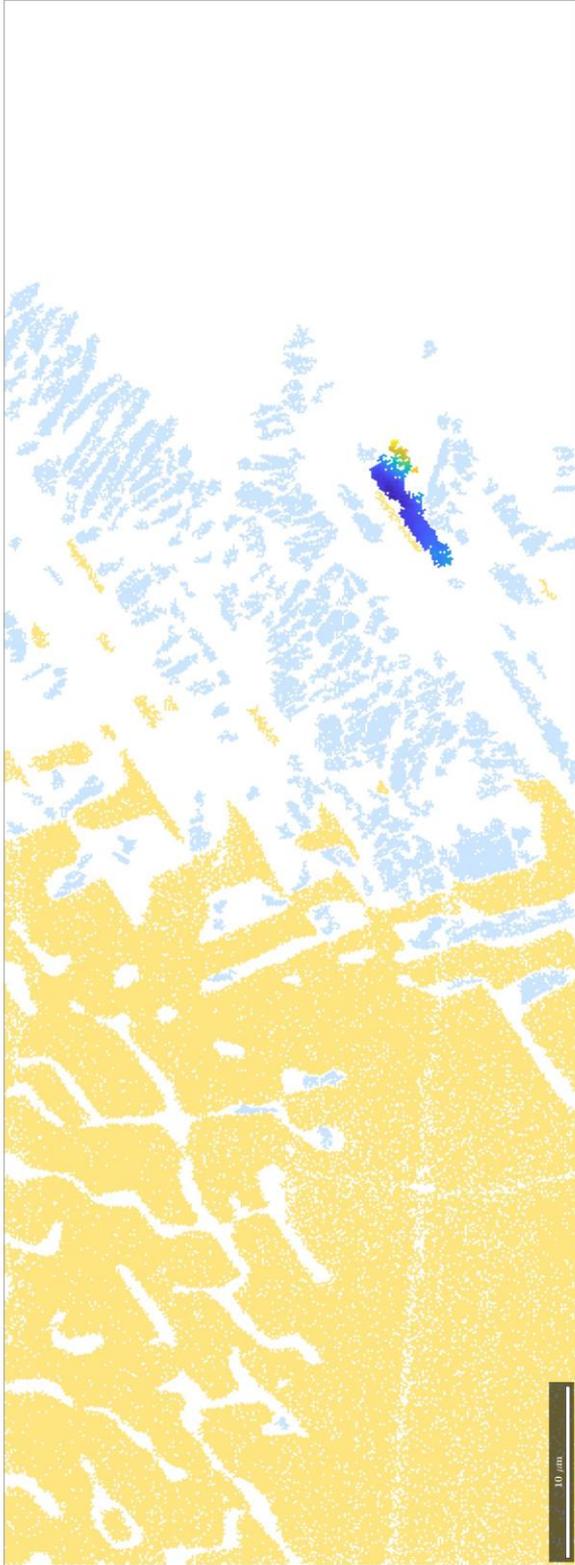


Abbildung 70: Dendritstruktur B mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen $[100]$, $[010]$ und $[001]$

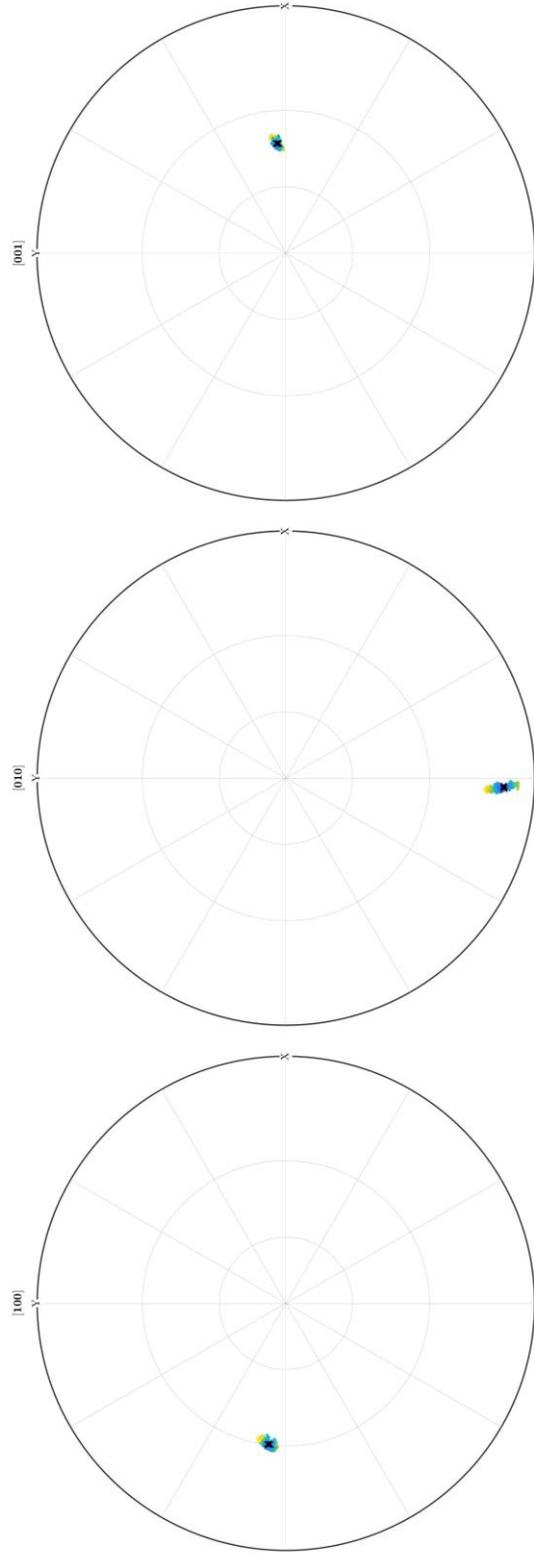
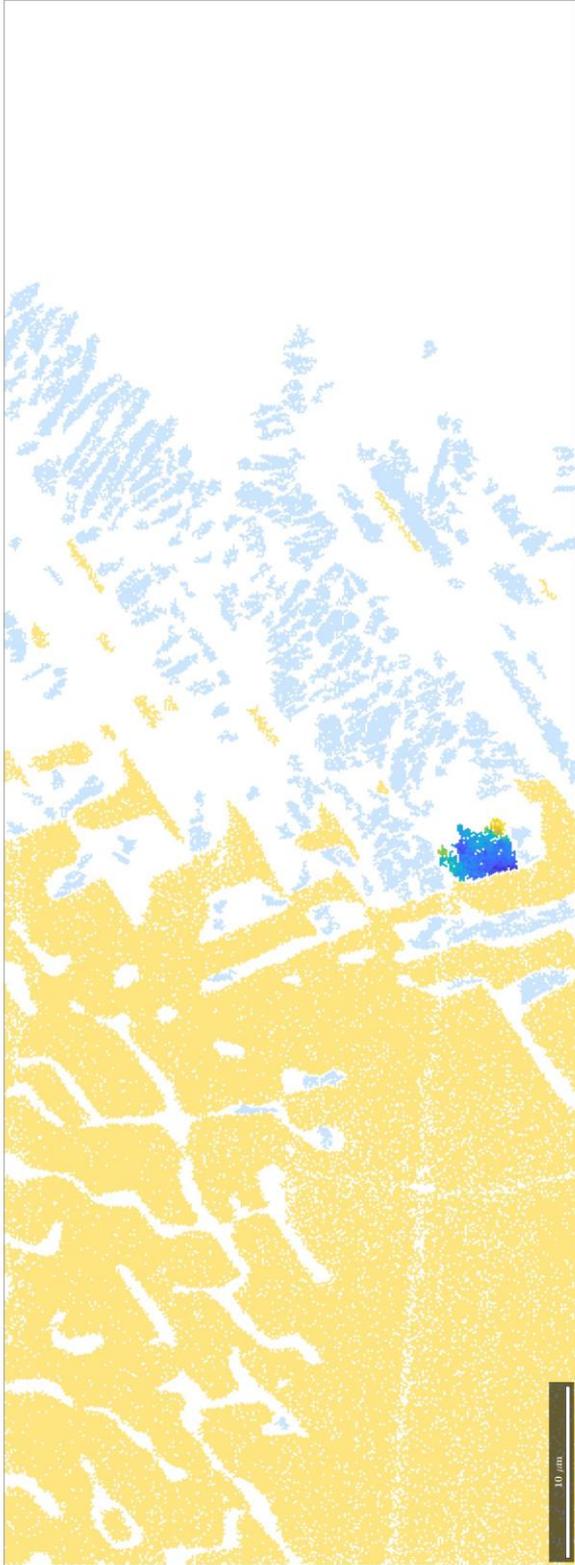


Abbildung 71: Dendritstruktur A mit Missorientierung der Messpunkte im Dendriten zueinander und Polfiguren in den Richtungen $[100]$, $[010]$ und $[001]$

3.2.4 Mineralwachstum in der Kruste

Die Kruste setzt sich aus verschiedenen Bereichen zusammen, die anhand der Kristallformen unterschieden werden können. Am äußeren Rand des Fulgurits (Stelle A1 im Übersichtsbild Abbildung 48) bildet sich ein etwa 30 bis 40 μm dickes, lichtundurchlässiges Band aus. Dieses erste Band besteht aus einer Ansammlung von im BSE-Bild mittelgrauen, quaderförmigen, etwa 500x150 nm großen Kristallen sowie hellgrauen, würfelförmigen, etwa 150 nm großen Mineralkörnern in einer dunkelgrauen Matrix (Abbildung 72A). Nachdem die Phasen in der Ansammlung zu klein für die Bestimmung mit der Mikrosonde sind, können diese Phasen nicht identifiziert werden.

Nach dem lichtundurchlässigen Band kommt eine Zone mit dendritischen Mineralphasen, wie die Abbildung 72B zeigt. Diese Phase bilden im BSE-Bild mittelgraue, skelettale Dendriten mit einer Länge von mehreren 10 μm und einer Breite von 5 bis 10 μm aus, die sich in einer dunkelgrauen Glasmatrix befinden. Weiters treten feine, im BSE-Bild sehr helle etwa 1 μm lange und einige 100 nm dünne Nadeln auf, die stellenweise auf den Dendriten aufwachsen. Am Rand zu der feinkristallisierten Zone kommen drei- bis viereckige, isometrische, etwa 3 μm große, im BSE-Bild helle Phasen vor.

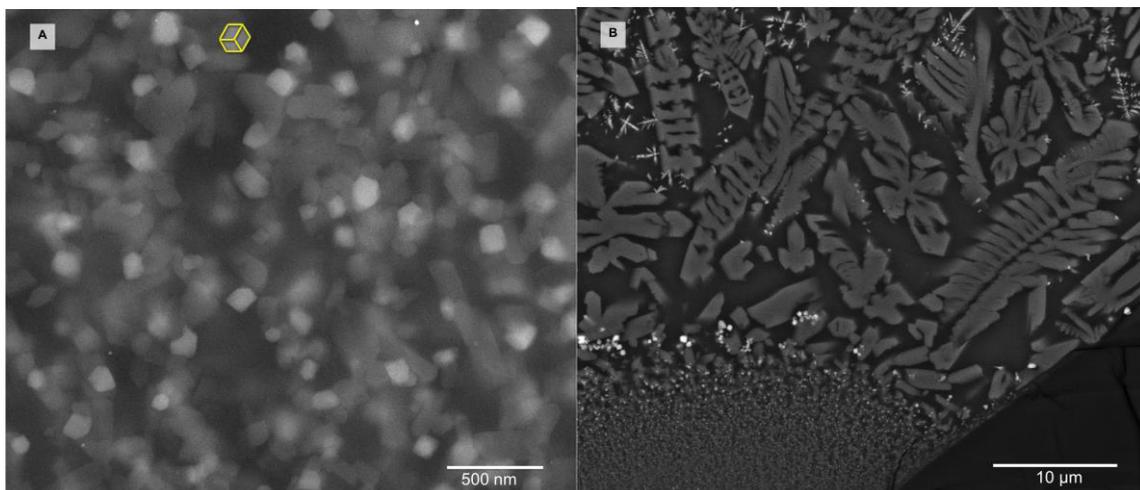


Abbildung 72: (A) Ansammlung etwa 150nm große quaderförmige und würfelförmige Mineralkörner in der äußersten Zone der Kruste. (B) Übergang von der äußersten Zone der Kruste in die innerste Zone mit dendritischen Mineralwachstum

In den Elementverteilungskarten (Abbildung 74) erkennt man, dass die Dendrite hauptsächlich aus Kalzium, Magnesium und Eisen bestehen und die Glasphase um die Dendriten von diesen Elementen angereichert ist. Die Glasphase ist angereichert an Aluminium, Kalium und Natrium die nicht oder nur in Spuren in den Dendriten vorkommen. Die feinen Nadeln und die isometrischen Mineralkörner enthalten Eisen und geringe Mengen an Titan. Zusätzlich kommt kein Silizium in diesen eisenreichen Phasen vor. Das lässt auf ein titanhaltiges Eisenoxid, wie zum Beispiel Magnetit, schließen. Der Siliziumgehalt ist in den Dendriten im Vergleich zu der

Glasphase geringer. Die feinkristallisierte Zone sieht auf allen Elementverteilungskarten homogen verteilt aus. Das weist darauf hin, dass die Auflösung der Mikrosonde zu gering ist, um die verschiedenen Phasen unterschieden werden können.

Anhand von der chemischen Zusammensetzung der Dendrite kann auf Klinopyroxen geschlossen werden. Mit der Mikrosonde konnte von sechs verschiedenen Dendriten die exakte chemische Zusammensetzung bestimmt werden, siehe Tabelle 11. Für die Dendrite ergibt sich dadurch eine vereinfachte, idealisierte Mineralformel von $(Ca_{0,43}Mg_{0,32}Fe_{0,25})_2(Si_{0,85}Al_{0,15})_2O_6$, die dem Mischkristall Augit entspricht. Zusätzlich enthält der Augit Spuren von Titan, Natrium und Mangan.

Nach der Zone mit den skelettalen Dendriten kommt eine Zone, in der Dendrite mit unterschiedlichen Formen auftreten. Die Abbildung 73A zeigt einen weiteren Ausschnitt aus dieser Zone (Stelle A2 im Übersichtsbild Abbildung 48). Am SE-Bild sind skelettale, faserige, blockige und federartige Dendrite erkennbar. Weiters befinden sich wieder feine, im SE-Bild helle, etwa 5 μm lange Nadeln, die stellenweise auf den Dendriten aufwachsen.

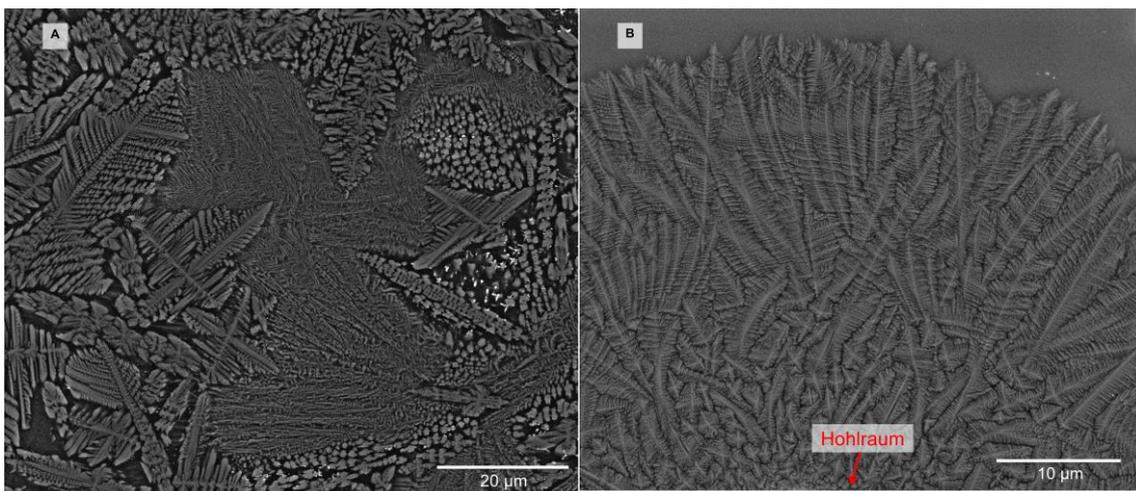


Abbildung 73: (A) skelettale, faserige, blockige und federartige Dendrite in der Kruste. (B) Dendritischen Wachstum von einem Hohlraum weg.

Um einen Hohlraum sind Dendrite radialstrahlig nach außen gewachsen, wie in der Abbildung 73B zu sehen ist. Direkt um den Hohlraum haben die Dendrite eine Länge von etwa 2 μm und erreichen außen eine Länge von etwa 20 μm . Die kleinen sowie die großen Dendrite haben eine federartige Form. Um die Dendrite bildet sich in der Glasmatrix ein am SE-Bild leicht dunklerer Saum mit einer Dicke von 1 μm aus. In der Struktur ist keine Zonierung der Dendrite erkennbar.

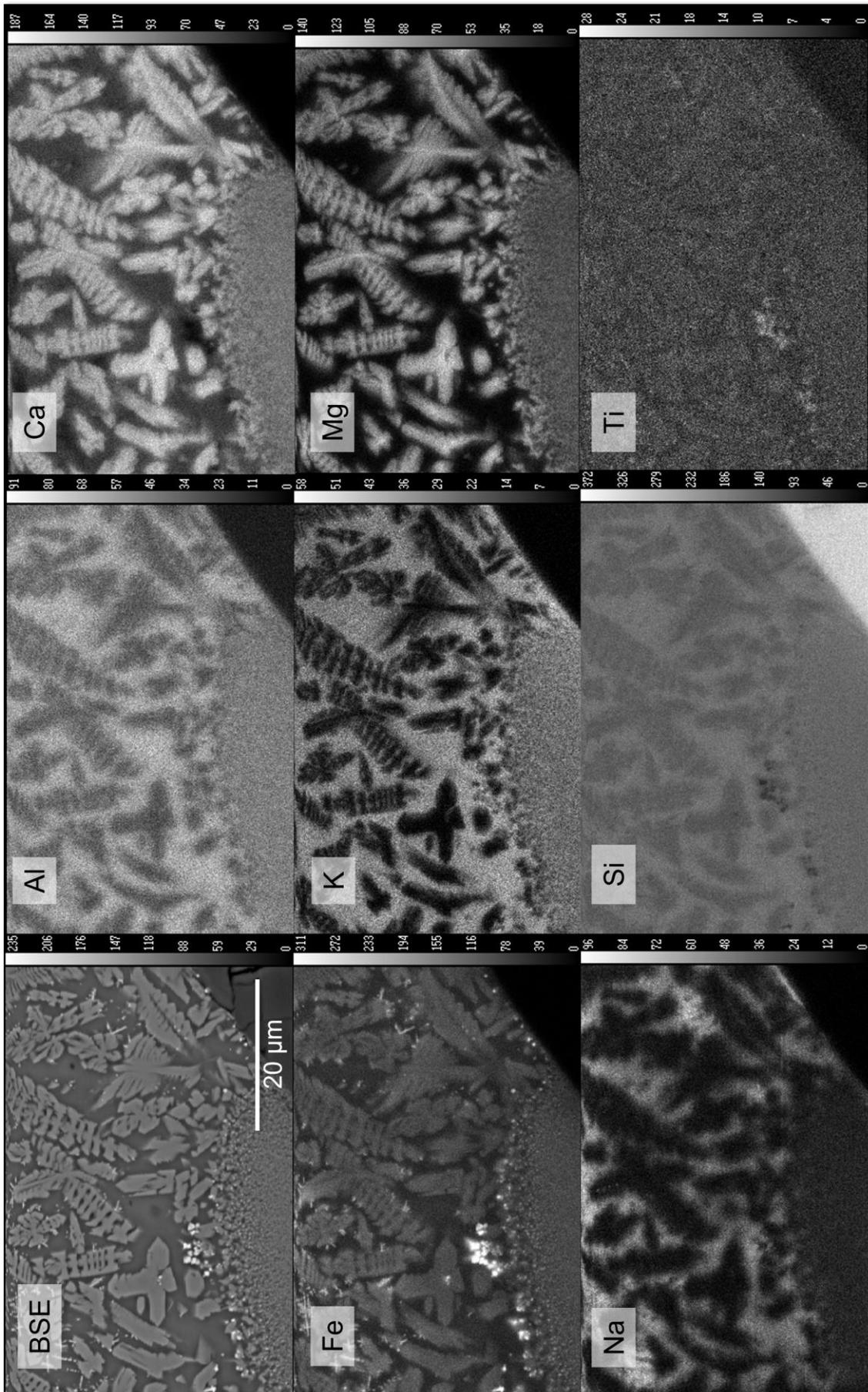


Abbildung 74: Elementverteilungskarte der Pyroxendendriten in der Kruste im Fulguritstück KR.

Tabelle 11: Ergebnisse der EMPA-Analysen, Mineralnormierung und Pyroxen-Endgliedanteile von den Pyroxendendriten in der Kruste im Fulguritexemplar KR.

Ma%	PX_Kruste 1	PX_Kruste 2	PX_Kruste 3	PX_Kruste 4	PX_Kruste 5	PX_Kruste 6
SiO ₂	44,268	44,926	43,838	44,307	44,934	44,568
TiO ₂	2,511	2,951	2,620	2,636	2,416	2,774
Cr ₂ O ₃	0,054	0,027	0,034	0,022	0,022	0,016
Al ₂ O ₃	7,327	8,967	8,102	8,191	8,172	7,166
FeO	13,772	15,294	13,391	13,029	12,899	15,187
MnO	0,249	0,320	0,272	0,268	0,245	0,346
MgO	11,210	8,697	10,371	10,470	10,532	9,670
CaO	19,553	17,708	19,361	19,138	19,078	17,853
Na ₂ O	0,316	0,450	0,341	0,352	0,349	0,271
K ₂ O	0,023	0,125	0,014	0,050	0,055	0,039
Total	99,283	99,465	98,344	98,463	98,702	97,890

norm Kat.	PX_Kruste 1	PX_Kruste 2	PX_Kruste 3	PX_Kruste 4	PX_Kruste 5	PX_Kruste 6
Si	1,689	1,732	1,691	1,705	1,724	1,744
Ti	0,072	0,086	0,076	0,076	0,070	0,082
Cr	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Al	0,329	0,407	0,368	0,372	0,370	0,331
Fe ₃₊	0,172	0,000	0,123	0,094	0,072	0,040
Fe ₂₊	0,267	0,493	0,309	0,326	0,342	0,457
Mn	0,008	0,010	0,009	0,009	0,008	0,011
Mg	0,637	0,500	0,596	0,601	0,602	0,564
Ca	0,799	0,731	0,800	0,789	0,784	0,748
Na	0,023	0,034	0,026	0,026	0,026	0,021
K	0,001	0,006	0,001	0,002	0,003	0,002
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Endmembers	PX_Kruste 1	PX_Kruste 2	PX_Kruste 3	PX_Kruste 4	PX_Kruste 5	PX_Kruste 6
NaAlSi ₂ O ₆ (jad)	0,018	0,040	0,026	0,029	0,029	0,023
NaFeSi ₂ O ₆ (acm)	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaTiAl ₂ O ₆	0,072	0,086	0,076	0,076	0,070	0,082
CaCrAlSiO ₆	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
CaFeAlSiO ₆	0,166	0,000	0,123	0,094	0,072	0,040
CaAl ₂ SiO ₆ (CaTs)	0,000	0,096	0,033	0,048	0,064	0,052
Ca _{0.5} AlSi ₂ O ₆ (esc)	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg ₂ Si ₂ O ₆ (enst)	0,319	0,250	0,298	0,300	0,301	0,282
Fe ₂ Si ₂ O ₆	0,134	0,247	0,155	0,163	0,171	0,228
Mn ₂ Si ₂ O ₆	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,006
Ca ₂ Si ₂ O ₆	0,280	0,274	0,284	0,285	0,289	0,287
Total Endmembers	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000

Am auffallendsten in dieser Kruste ist ein etwa 1 mm großer Quarzkristall, der von zahlreichen Brüchen durchsetzt ist. Dieser Quarzkristall befindet sich an der Stelle A1 in der Probe (Abbildung 48). Im BSE-Bild (Abbildung 75A) sind zwei Phasen im Kristall erkennbar. Die dunklere Phase ist Quarz und hat wenige Brüche. Die hellere Phase ist Cristobalit und hat das typische fischschuppenartige Bruchmuster. Neben den beiden Phasen ist der Einschluss eines Zirkons erkennbar. Dieser Zirkon ist zoniert, wobei die unterschiedlichen Zonen durch unterschiedliche interne Struktur und Hohlräume gekennzeichnet sind (Abbildung 75B).

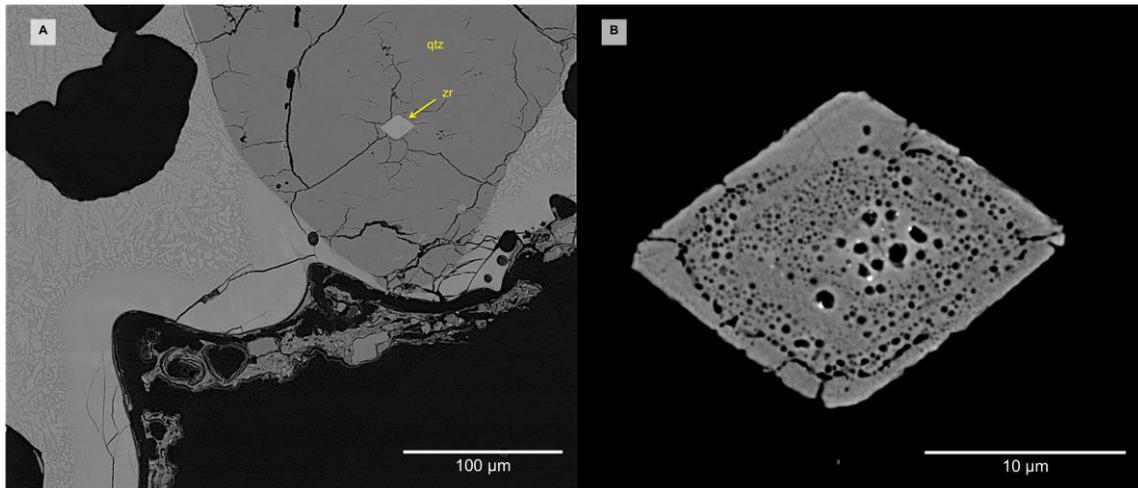


Abbildung 75: (A) BSE-Übersichtsbild Quarz-Cristobalit-Korn mit Zirkoneinschluss. (B) BSE-Detailbild des eingeschlossenen Zirkons

3.2.5 Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Plagioklas

In der Abbildung 76a ist das BSE-Bild des Plagioklases PL_4 zu erkennen (Stelle A7 im Übersichtsbild Abbildung 48). Dieses etwa 220x120 µm große Korn besitzt einen homogenen, reliktschen Kern und ist wie die anderen Plagioklase von einer etwa 10 µm dicken Zone umgeben. Weiters befinden sich wie bei den anderen Feldspatkörnern, aufgewachsene, bis zu 100 µm lange Feldspatleisten. Der Plagioklas ist von einer feinkristallinen Phase umgeben, die wiederum von einer mikrokristallinen Phase umrandet ist. Weiters hat dieser Plagioklas auf einer Seite zwei Brüche und auf der anderen Seite einen etwa 80 µm großen, kreisförmigen Bereich, in dem sich Schmelze befindet.

Während die Glasphase im kreisförmigen Bereich eine homogene Zusammensetzung hat, ist die Glasphase in den Brüchen heterogen aufgebaut. Die SE-Detailbilder (Abbildung 76b+c) zeigen die eingedrungene Schmelze am Rand und in der Mitte in den Brüchen des Feldspats. Die heterogen aufgebaute Glasphase besteht aus einer im SE-Bild hellen Phase und einer dunklen Phase. Die dunkle Phase bildet etwa 300 nm große Kugeln am Rand des Korns in der hellen Matrix. Diese Kugeln werden nach innen kleiner, bis diese eine Größe von etwa 100 nm erreichen. Zusätzlich nimmt die Häufigkeit der Kugeln mit der Größe ab. Während am Rand des

Korns die helle Phase in den Brüchen häufiger ist als die dunkle Phase, geschätzt 2/3 helle Phase und 1/3 dunkle Phase, haben beide Phasen im Inneren des Korns einen ausgeglichenen Anteil von etwa 50:50.

Wie die äußere Wachstumszone hat der Plagioklas um die Brüche ebenfalls eine Zone, in der die chemische Zusammensetzung des Feldspates verändert ist. Diese Reaktionszone hat einen ähnlichen Grauton wie die Wachstumszone um den Plagioklas. Weiters zeigen sich kleine, bis zu 7 µm tiefe kristallographisch-orientierte, vermutlich auf Spaltflächen, Intrusionen von der Schmelze in den Brüchen in den Feldspat.

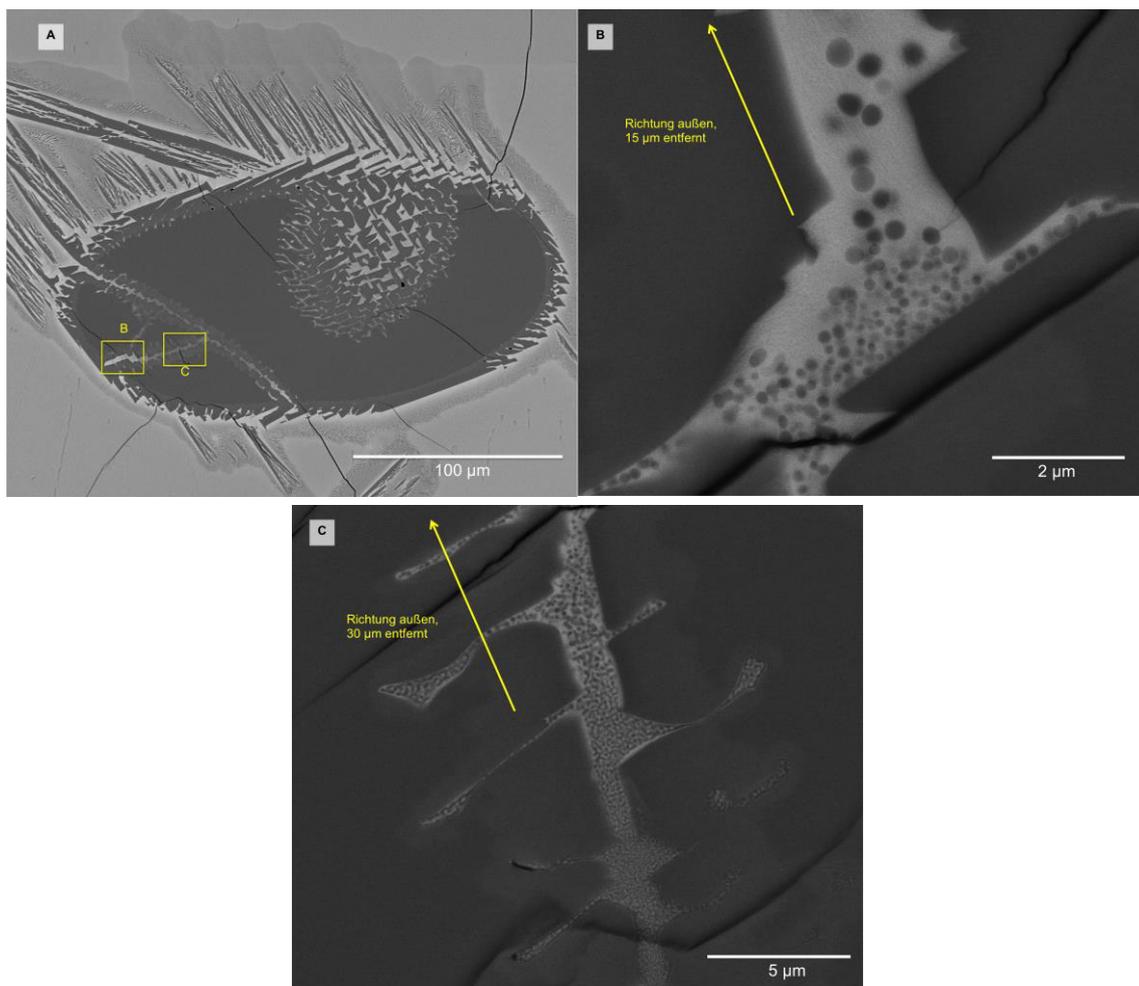


Abbildung 76: (a) BSE-Übersichtsbild des Feldspatkorns mit der eingedrungenen Schmelze. (b) Detailbild der eingedrungenen Schmelze am äußeren Rand. (c) Detailbild der eingedrungenen Schmelze in Zentrum.

In Abbildung 77 sind die Elementverteilungskarten dieses Bereiches dargestellt. Das Plagioklaskorn besteht aus einem älteren Kern und einer etwa 2-5 µm breiten Randzone. Der Kernbereich wird anhand der unterschiedlichen Grautöne im BSE-Bild von der Randzone unterschieden. Die Grenze zwischen den beiden Bereichen zeigt einen abgerundeten Verlauf. Der reliktsche Kern ist natriumreich und kalziumarm, während die Randzone vergleichsweise kalziumreich und natriumarm ist. Weiters enthält der Kern Spuren von Kalium, während die Randzone praktisch kein Kalium enthält. Der Aluminiumgehalt steigt und der Siliziumgehalt sinkt

mit dem Kalziumgehalt im Plagioklas. In der Randzone befinden sich im Kontaktbereich zum Kern vor allem Kalzium, das nach außen abnimmt und wenig Natrium, das nach außen zunimmt. Einzelne orientiert aufgewachsene Feldspäte haben die gleiche Zusammensetzung wie die äußere Randzone. Die innere Reaktionszone um die Brüche ist an Aluminium und Kalzium gegenüber dem Kernbereich des Feldspats angereichert, während Natrium und Silizium abgereichert sind. Am äußeren Ende der Reaktionszone, im Kontakt mit der eingedrungenen Schmelze steigt der Natriumgehalt an und der Kalziumgehalt sinkt. Wie die Randzone um den Plagioklas enthält die Reaktionszone im Inneren kein Kalium.

Wie beim vorherigen Beispiel wird dieser Plagioklas auch von einer feinkristallinen Phase umgeben. Diese feinkristalline Phase hat einen ähnlichen Aluminium- und Siliziumgehalt wie die Glasmatrix. Während Kalzium, Magnesium und Kalium in diesem Bereich gegenüber der Glasmatrix angereichert sind, ist Eisen abgereichert. Weiters kommt kein Natrium in der feinkristallinen Phase vor. In der direkten Kontaktzone zum Plagioklas sind Aluminium und Kalium kaum vorhanden. Stattdessen sind Eisen und Magnesium stark, sowie Kalzium leicht angereichert. Zusätzlich ist die feinkristalline Phase zur Glasmatrix von einem an Kalzium, Kalium und Magnesium abgereicherten Band umgeben. Dieses Band ist an Eisen und Natrium angereichert.

Die heterogene Schmelze im Bruch ist gegenüber dem Plagioklas an Silizium angereichert. Weiters ist auf den Elementverteilungskarten (Abbildung 77) erkennbar, dass die Schmelze im Zentrum des Bruchs einen höheren Siliziumgehalt hat als die Schmelze in den äußeren Bereichen des Bruchs. Kalium ist im Inneren des Bruchs sehr stark angereichert und nimmt nach außen hin ab. In der ganzen Schmelze im Bruch kann kein beziehungsweise kaum Natrium festgestellt werden. Die Schmelze in den äußeren Bereichen des Bruchs enthält einen höheren Gehalt an Aluminium, Kalzium, Eisen und Magnesium als die Schmelze im Zentrum.

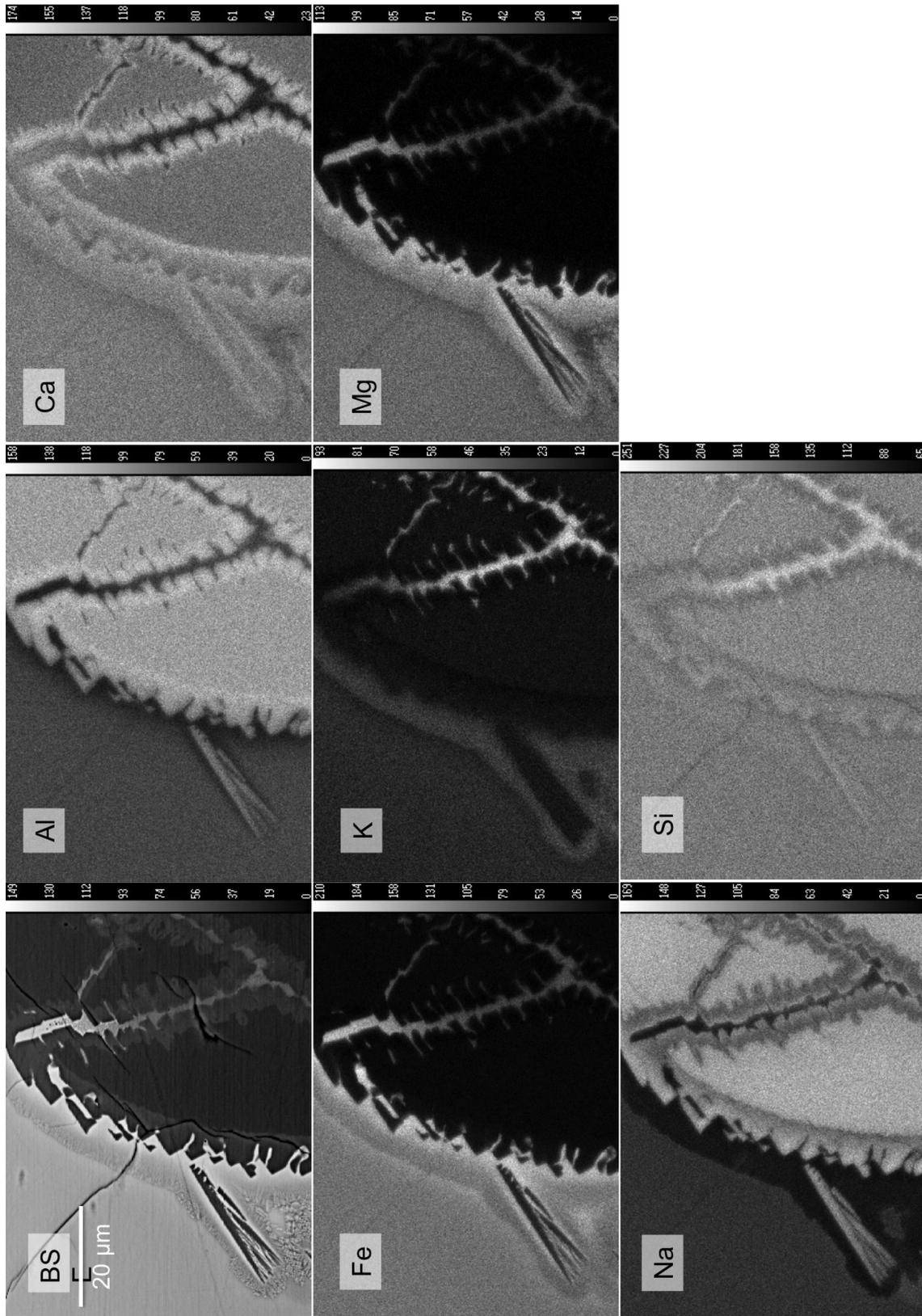


Abbildung 77: Elementverteilungskarte der eingedungenen Schmelze im Feldspatkristall im Fulguritstück KR

3.2.6 Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Cristobalit

Die Abbildung 78a zeigt ein BSE-Bild eines etwa 400x600 μm großen Quarzkornes und zwei kleinere, etwa 200x300 μm und 100x300 μm große Cristobalitkristalle. An der Stelle A6 in der Probe befinden sich diese Körner (siehe Abbildung 48). Die Cristobalite zeigen das typische Fischschuppen-Muster und wurden mittels RAMAN-Spektroskopie, siehe Abbildung 79, verifiziert. Um den Quarzkristall sind feine Risse in der Glasmatrix erkennbar. Die Rissstrukturen außerhalb des Mineralkorns deuten auf eine Volumenkontraktion des Mineralkorns im Zuge einer Phasenumwandlung hin, nachdem die Glasmatrix erstarrt ist. Das Quarzkorn hat im Inneren wenige, große Brüche sowie vermehrt kleinere Brüche, die von außen bis rund 100 μm hinein gehen. Im größeren Cristobalitkorn sind, wie auch stellenweise im Quarzkristall, Bereiche in denen Schmelze eingedrungen ist.

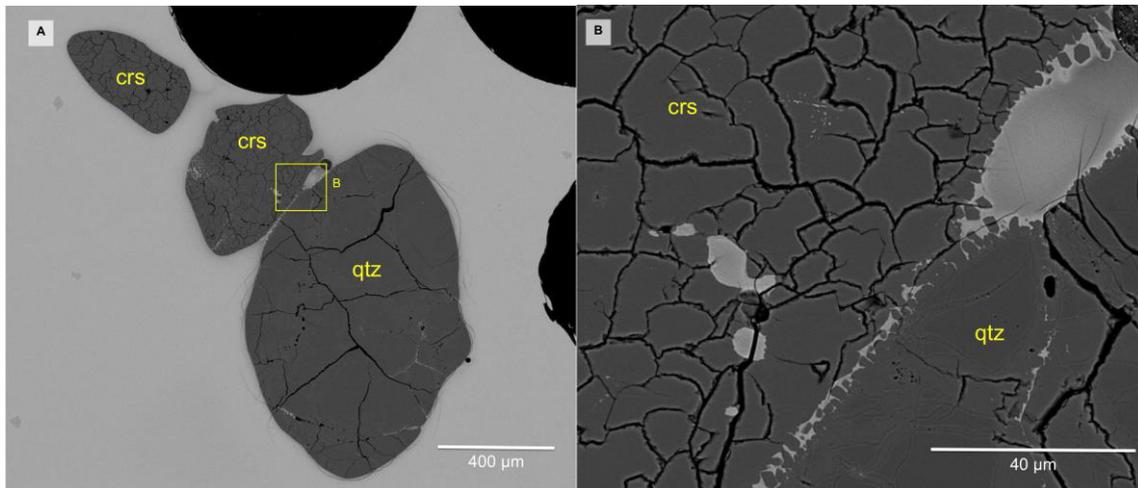


Abbildung 78: (a) BSE-Übersichtsbild zweier Cristobalitkörner und eines Quarzkorns. (b) Detailbild Kontaktbereich des Quarz und Cristobalitkorns.

Das Quarzkorn und der größere Cristobalit liegen eng aneinander in der Glasmatrix. Das BSE-Bild (Abbildung 78b) zeigt diese Kontaktstelle im Detail. Der Cristobalit zeigt eine homogene Zusammensetzung, während der Quarz hellere, kanalartige Domänen um größere, homogene Domänen besitzt. Der Kontakt zwischen den beiden Domänen ist im BSE-Bild heller als die beiden Domänen selbst. Im RAMAN-Spektrum (Abbildung 79) kann kein Unterschied zwischen den beiden Domänen festgestellt werden. Zwischen dem Quarz und Cristobalit befindet sich eine bis zu 20 μm dicke und 40 μm lange Stelle, in der sich Schmelze befindet. In diesem Bereich sind deutlich bis zu 5 μm große, hypidomorphe bis idiomorphe SiO_2 -Kristalle erkennbar. Diese Kristalle sind von Quarz und Cristobalit in die Schmelze gewachsen. Um die neu gewachsenen Kristalle hat sich ein, im BSE-Bild deutlicher, bis zu 0,5 μm dicker, heller Saum gebildet. Um diesen hellen Saum ist die Schmelze dunkler als die Schmelze im Zentrum des Bereiches.

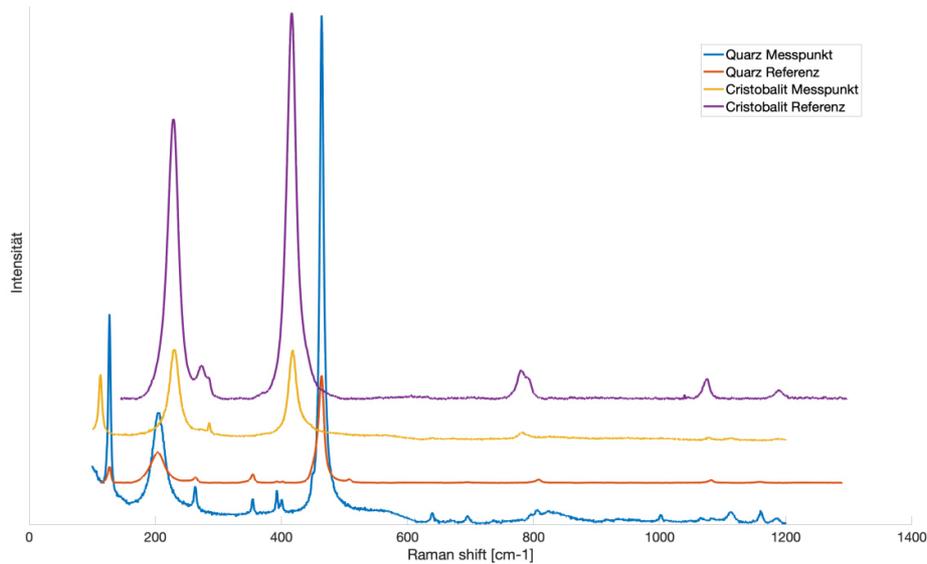


Abbildung 79: Raman-Spektren von dem SiO₂-Phasen im Fulguritexemplar KR.

In dem größeren Cristobalitikorn ist, vermutlich in einen Bruch, Schmelze eingedrungen. Die Elementverteilungskarten (Abbildung 80) zeigen einen größeren Bereich, in den die Schmelze eingedrungen ist. Es ist erkennbar, dass sich Eisen, Magnesium und Kalzium im Cristobalit stark anreichern und Natrium leicht sowie Kalium stark abreichern. Vor allem für das Kalium bildet der Cristobalit eine Barriere und das Kalium wird vor dem Cristobalit stark angereichert. Das Kalzium, Magnesium und Eisen wird in diesem Bereich leicht abgereichert gegenüber der Glasmatrix. Es wirkt so, als würden Kalzium, Magnesium und Eisen in den Cristobalit hineingezogen werden. Für Aluminium und Silizium ist keine deutliche Unterscheidung zwischen der normalen Glasmatrix und der eingedrungenen Schmelze erkennbar.

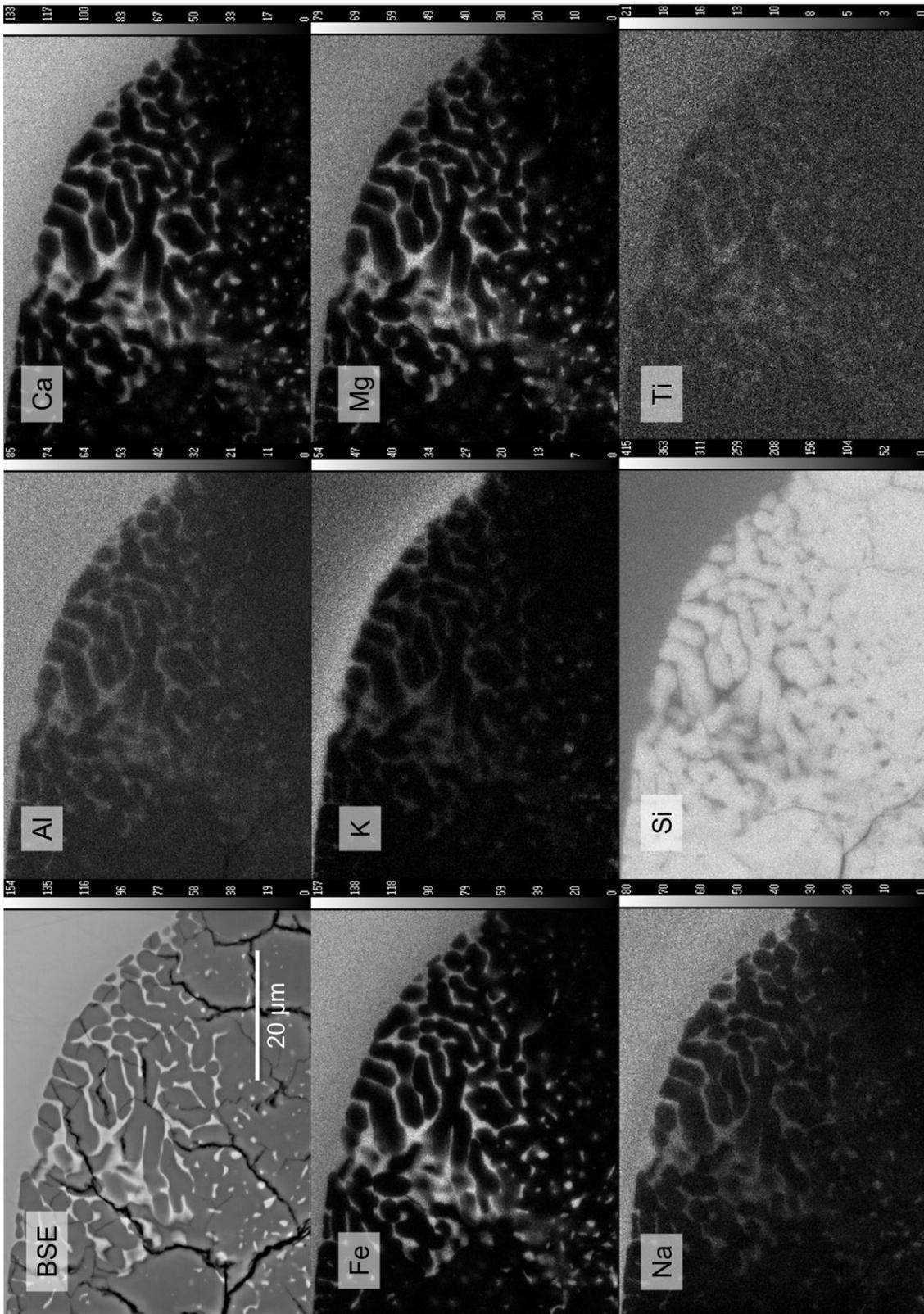


Abbildung 80: Elementverteilungskarte der eingedungenen Schmelze im Cristobalitikristall im Fulguritstück KR.

3.3 Sandfulgurit

3.3.1 Überblick und Glasmatrix

Die Abbildung 81 zeigt den Dünnschliff des natürlichen Sandfulgurits. Auf dem Dünnschliff sind die vier kreuzförmig angeordneten Fortsätze und der große, ellipsenförmige Zentralkanal deutlich erkennbar. Der Fulgurit hat eine schwammförmige Struktur der Glasmatrix mit vielen, vom Zentralkanal nach außen elongierten Hohlräumen. Die Matrix beim Zentralkanal setzt sich aus einer nicht homogenen, mit braunen Schlieren durchsetzten, farblosen Glasphase zusammen. Die farblose Glasphase besteht hauptsächlich aus SiO_2 . Neben der Hauptkomponente SiO_2 enthalten die braunen Schlieren in der Glasmatrix bis zu einem Gewichtsprozent Zirkonium, Aluminium und Eisen.

Vereinzelt kommen in der Glasmatrix noch reliktsiche SiO_2 -Kristalle vor, die sich in Cristobalit umgewandelt haben. Ein solches etwa $50 \times 100 \mu\text{m}$ großes Korn ist im BSE-Bild in Abbildung 82a ersichtlich und befindet sich in der Nähe des Zentralkanals an der Stelle S2 in der Probe (Abbildung 81). Die Identifizierung als Cristobalit erfolgte anhand der charakteristischen Rissstruktur.

In der Abbildung 82b wird ein Detailbereich eines Fortsatzes des Fulgurits im Durchlicht gezeigt. Dieser Bereich befindet sich an der Stelle S3 am Dünnschliff (Abbildung 81). Es sind einzelne, farblose, bis zu $100 \mu\text{m}$ große, isometrische Bereiche erkennbar. Diese Bereiche zeigen komplette Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren und werden daher als amorph bezeichnet. Die amorphen Körner setzen sich aus reinen SiO_2 zusammen, die als Lechatelierit bezeichnet werden. Eine hellbraune bis hellgraue Phase umgibt die Körner. Weiters kommen in den Ästen des Fulgurits viele Hohlräume vor, die geschätzt die Hälfte der Fläche in den Fortsätzen ausmachen.

Im BSE-Bild (Abbildung 82c) sind die amorphen Körner von der zuvor beschriebenen Stelle anhand der hellgrauen Farbe erkennbar. Diese Körner sind von einem am BSE-Bild hellen Saum, der die hellgraue bis hellgraue Phase im Durchlicht darstellt, umgeben. Der Saum setzt sich aus einem homogenen und einem heterogenen, feinkristallinen Bereich zusammen. Wie die braunen Schlieren um den Zentralkanal besteht der Saum neben Silizium aus geringen Mengen an Aluminium, Eisen und Zirkonium.

Die Abbildung 83 zeigt eine etwa $15 \times 15 \mu\text{m}$ große Struktur von einem heterogenen Bereich, ein BSE-Bild und zwei SE-Detailbilder. An der Stelle S6 wurde dieses Phänomen dokumentiert (siehe Abbildung 81). Die Struktur setzt sich im Innersten aus einer dunkelgrauen und hellen Phase zusammen, die einen wurmförmigen Aufbau besitzen. Nach außen hin werden die Würmchen kleiner und schließlich zu Kugeln. In der etwa 5 bis $10 \mu\text{m}$ großen Zone um diese Struktur sind die Kugeln bei den Würmchen am größten und werden nach außen hin kleiner,

bis diese nicht mehr von der Glasmatrix unterschieden werden können. In dieser Zone ist die Glasphase heller als die am BSE-Bild dunkelgraue Bulk-Glasmatrix.

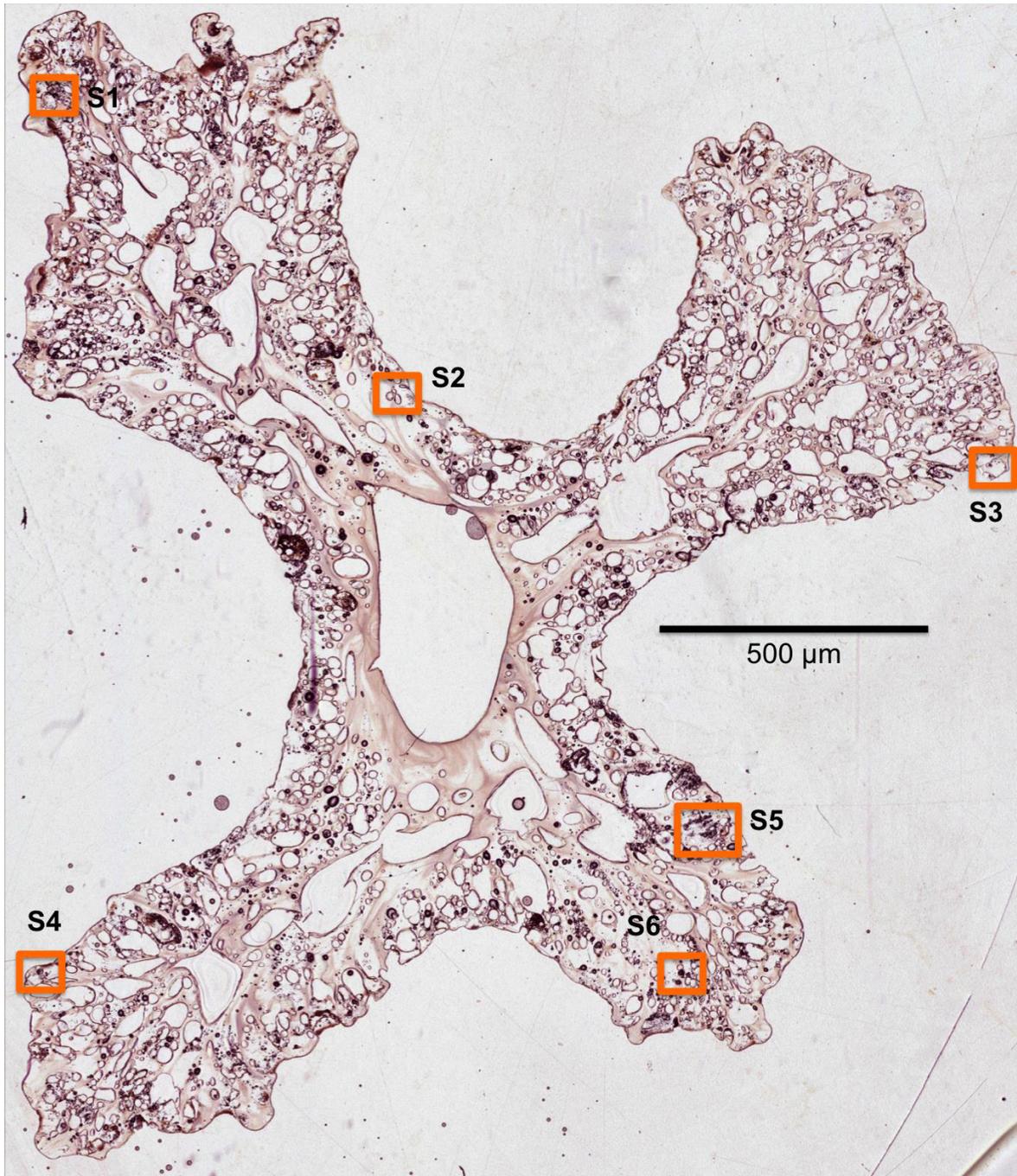


Abbildung 81: Übersicht der Phänomene im Dünnschlif des Sandfulgurits. Die Bereiche S1 bis S6 zeigen die Stellen an den die Phänomene gefunden wurden.

Das erste Detailbild (Abbildung 83b) zeigt den wurmförmigen Aufbau im Zentrum der Struktur. Die im SE-Bild dunklen, etwa 200 nm dicken Domänen umgeben, die etwa 120 nm dicken, hellen Domänen. Die hellen Domänen bestehen aus bis zu 25 nm dicken, dendritähnlichen Strukturen. Es kann keine bevorzugte Wachstumsrichtung dieser Strukturen in der hellen Domäne festgestellt werden. Aufgrund der Größe der beiden Domänen kann keine chemische Zusammensetzung bestimmt werden. Im zweiten Detailbild (Abbildung 83c) sieht man das Ende

der wurmförmigen Struktur, bei dem die hellen wurmförmigen Domänen kontinuierlich in etwa 100 nm große Kügelchen übergehen. Diese Kügelchen werden nach außen kleiner und sind heterogen aufgebaut. Die dunklen Domänen im Zentrum der Struktur bildet die Glasmatrix um die Kügelchen.

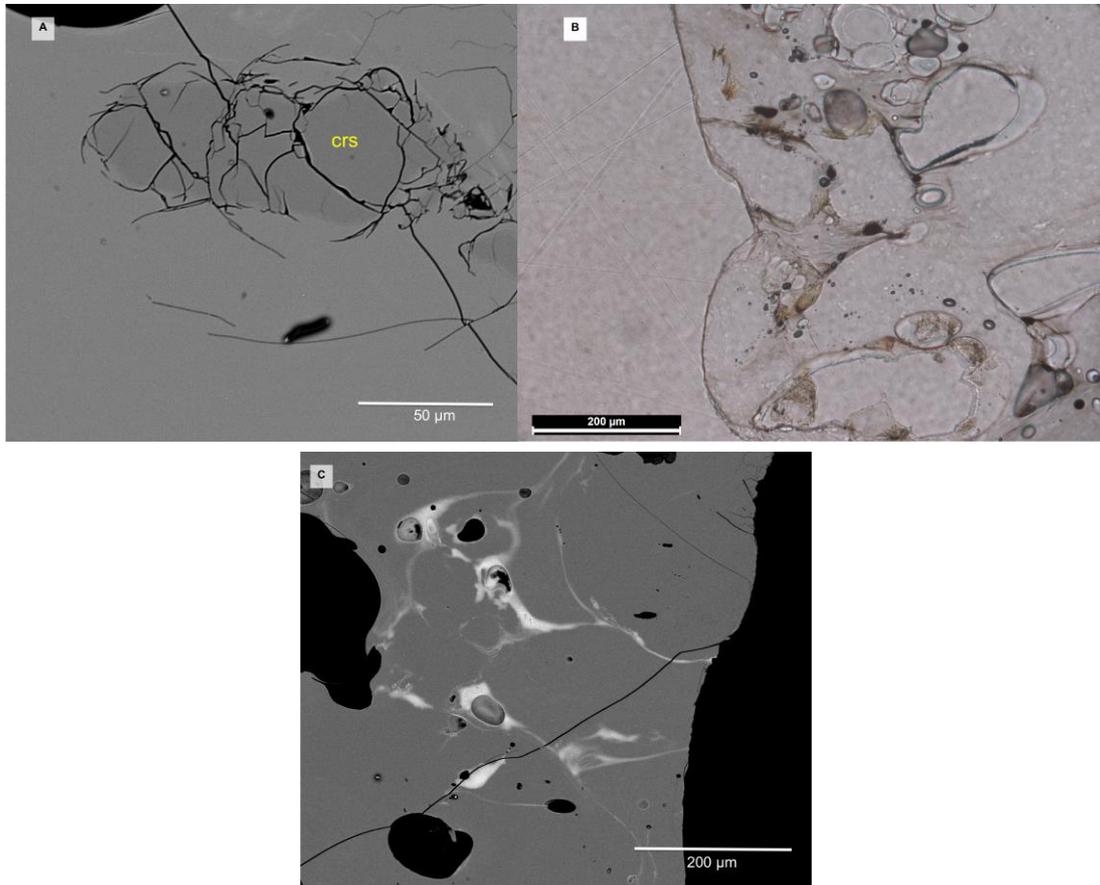


Abbildung 82: (A) Cristobalitkorn im BSE-Bild. (B) Durchlichtbild Fulguritfortsatz. (C) BSE-Bild Fulguritfortsatz

Neben den Strukturen, bei denen die wurmförmigen Gebilde und Kügelchen vorkommen, gibt es auch Strukturen, bei denen nur die wurmförmigen oder kugelförmigen Strukturen vorkommen.

In der Abbildung 84 wird eine etwa 20 µm große Struktur dargestellt, bei der nur die wurmförmigen Strukturen vorkommen. Eine mehrfache Zonierung dieser Struktur ist im BSE-Bild deutlich erkennbar. Die Zonen können anhand der Häufigkeit der hellen, einige zehner Nanometer großen Würmchen unterschieden werden. Die Struktur befindet sich in Bereich S5 der Probe (Abbildung 81). Aufgrund der Größe dieser wurmförmigen Gebilde kann die chemische Zusammensetzung nicht bestimmt werden.

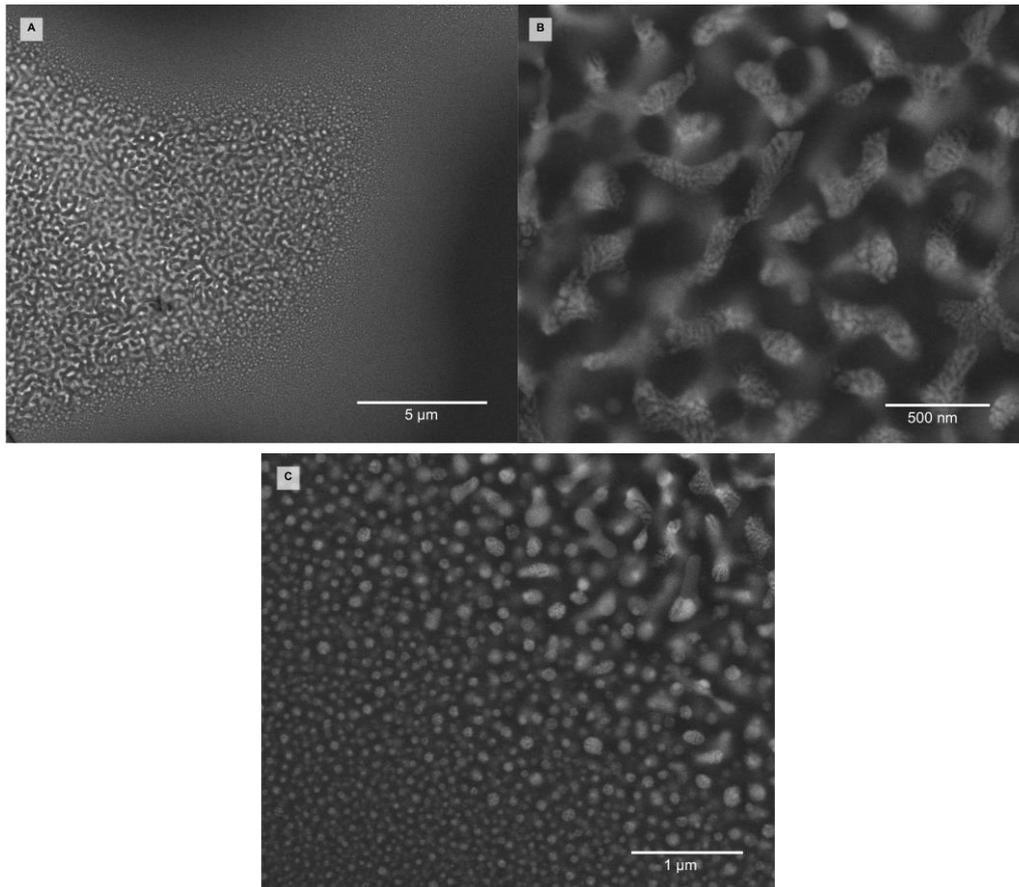


Abbildung 83: (A) BSE-Übersichtsbild heterogen aufgebaute Matrix. SE-Detailbilder heterogene Matrix im Zentrum (B) und am äußeren Rand (C)

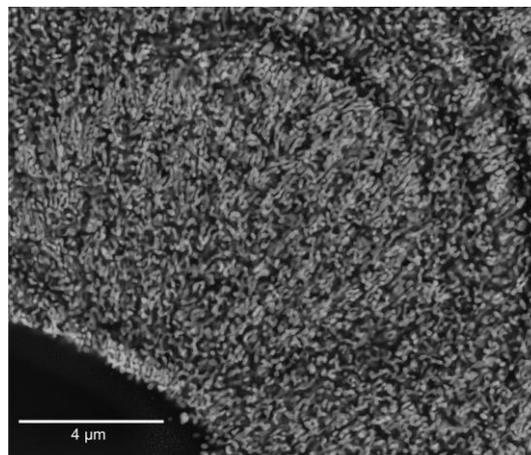


Abbildung 84: Wurmformig aufgebaute Struktur

Die Abbildung 85 zeigt ein Übersichtsbild und ein Detailbild von einer Ansammlung kleiner, in den SE-Bildern hellen, Kügelchen. Diese gesamte Ansammlung hat eine Dicke von etwa 15 μm und eine Länge von mehreren 100 μm und befindet sich neben der wurmförmigen Struktur von zuvor an der Stelle S5 (Abbildung 81). Die einzelnen Kügelchen können bis zu 500 nm groß werden und bestehen aus mehreren Bausteinen sowie Hohlräumen. Die Glasmatrix zwischen den einzelnen großen Kügelchen beinhaltet etwa 10 nm kleine Phasen. Eine

Identifizierung beziehungsweise Elementanalyse der runden Strukturen ist wegen der Größe nicht möglich.

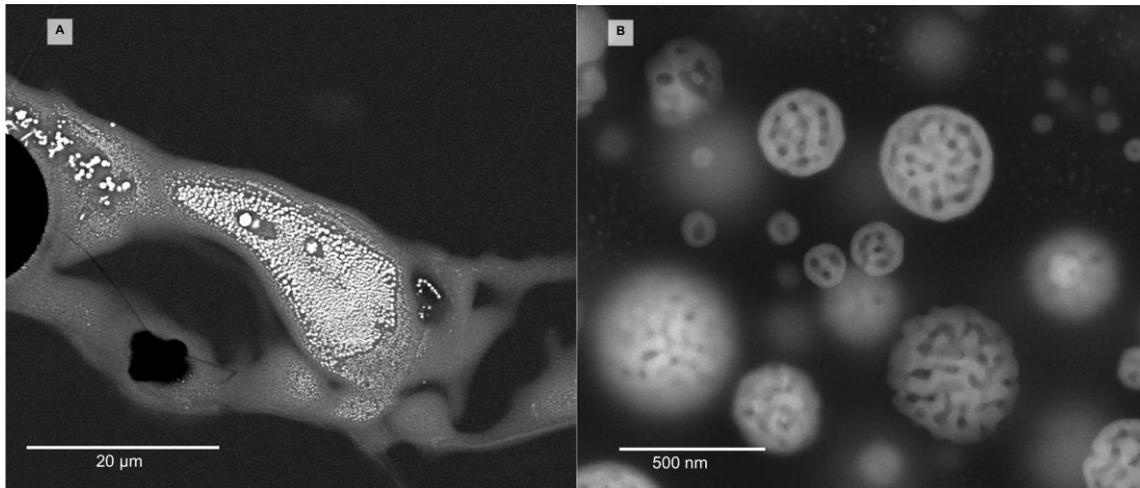


Abbildung 85: (a) BSE-Übersichtsbild einer Ansammlung kugelförmiger Strukturen. (b) SE-Detailbild der kugelförmigen Struktur.

3.3.2 Umwandlung von Zirkon zu Baddeleyit und SiO_2

In der Abbildung 86 ist eine rund $20 \times 20 \mu\text{m}$ große Struktur im BSE-Bild erkennbar, die neben einem etwa $20 \times 20 \mu\text{m}$ großen Hohlraum liegt. Im Übersichtsbild (Abbildung 81) vom Dünnschliff befindet sich diese Struktur an der Stelle S4. Diese Struktur besteht hauptsächlich aus Silizium- und Zirkoniumoxid. Durch die unterschiedlichen Grau- beziehungsweise Weißtöne kann die Struktur in fünf Bereiche unterteilt werden.

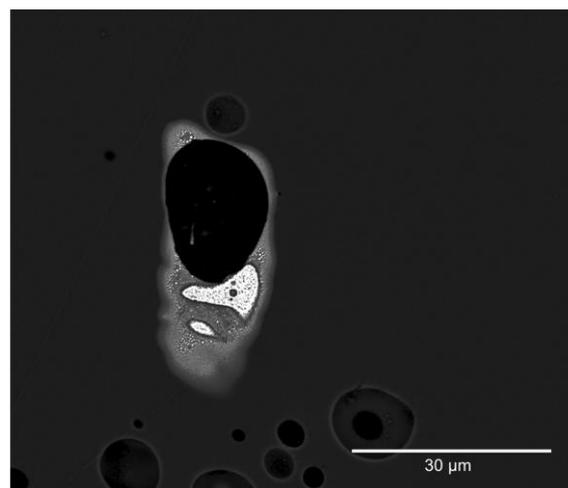


Abbildung 86: BSE-Übersichtsbild eines zerfallenen Zirkons zu Baddeleyit

Im Zentralbereich der Struktur befinden sich je ein größeres ($\sim 11 \times 8 \mu\text{m}$) und ein kleineres ($4 \times 1,5 \mu\text{m}$), feinkristallines Gebilde, die sich durch ein helleres Weiß von der Umgebung unterscheiden lassen. Diese feinkristallinen Bereiche (1) sind von einer homogenen, dunkelgrauen

Zone (2) umgeben. Um diese dunkelgraue Zone ist eine dunkel-mittelgraue Zone (3) die eine heterogene Struktur besitzt. Ebenfalls eine heterogene Struktur hat die nächste Zone (4). Diese Zone hat eine hellgraue Farbe. Zwischen den beiden heterogenen Strukturen ist ein Band aus weißen größeren Kugeln. Die äußerste Zone (5) ist durch die helle-mittelgraue Farbe von den anderen Zonen daneben unterscheidbar. Die ganze Struktur ist von der homogen, dunkelgrauen Glasmatrix umgeben

Anhand der Elementverteilungskarten (Abbildung 87) ist erkennbar, dass die hellen Zonen im Zentralbereich viel Zirkonium enthalten, während die dunkelgrauen und dunkel-mittelgrauen Zonen (2 und 3) wenig Zirkonium aufweisen. Die äußeren beiden Zonen (4 und 5) enthalten mehr Zirkonium als die beiden Zonen 2 und 3, aber viel weniger als die Zone 1. Uran und Hafnium verhalten sich gleich wie Zirkonium in den verschiedenen Zonen in der Struktur, bis auf die äußerste Zone. In der innersten Zone sind Uran und Hafnium angereichert. Ebenfalls sind Uran und Hafnium in den mittleren Zonen (2 und 3) abgereichert, sowie in der Zone 4 angereichert. Während Zirkonium in der äußersten Zone vorhanden ist, reichert sich Uran in der letzten Zone nach außen hin ab. Stattdessen befindet sich Hafnium noch in der Zone 5 mit einer gleichen Konzentration wie in der Zone 4 und reichert erst in der Glasphase nach der Zone 5 ab.

3.3.3 Oxid-Struktur

Eine weitere Struktur, die an der Stelle S1 (Abbildung 81) gefunden wurde, zeigt das BSE-Bild in der Abbildung 88A. Gleich daneben, an der Stelle S1, liegt eine zweite Struktur, die in der Abbildung 88A dargestellt ist. In der ersten Abbildung 88A ist eine ovale, 30x10 µm große, löchrige Struktur dargestellt, die im BSE-Bild hell erscheint. Diese Struktur wird von einer mittelgrauen, etwa 3 bis 6 µm dicken Zone umgeben, in der kleinere, bis zu 3 µm große, rund-ovale Strukturen in der Glasmatrix sind. Die kleineren ovalen Strukturen haben dieselbe Helligkeit wie die große Struktur. Weiters befinden sich bis zu 1 µm große, runde Phasen in der innersten Zone, die etwas dunkelgrauer sind als die großen Strukturen, aber immer noch heller sind als die umgebende Glasmatrix. Um die mittelgraue Zone befindet sich eine hellgraue, etwa 1,5 µm dicke Zone, in der von innen nach außen runde, hellgraue Strukturen in der Glasmatrix von etwa 1 µm Größe kleiner werden. Eine deutliche Grenze teilt die äußerste Zone von der am BSE-Bild mittelgrauen Glasmatrix. Im innersten wird die schwammförmige Struktur von einer schwarzen Phase umrandet, die sich auch um andere Strukturen in der innersten Zone befindet. Einige andere, größere, runde Strukturen sind von einer homogenen, dunkel-mittelgrauen Glasmatrix umgeben.

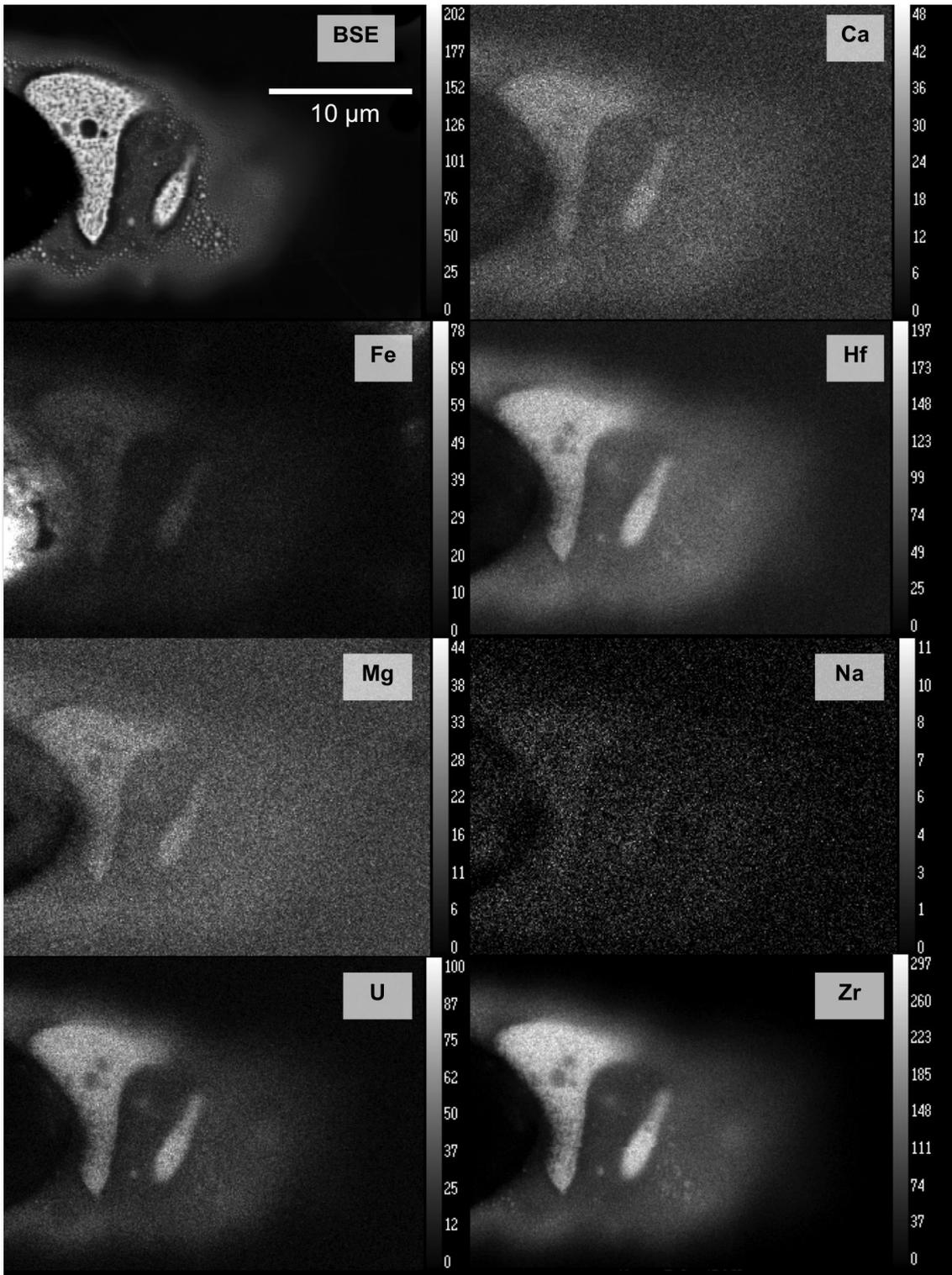


Abbildung 87: Elementverteilungskarte eines zerfallenen Zirkonkristalls.

In der Abbildung 88A sind zwei ähnliche, schwammförmige Strukturen abgebildet. Die erste Struktur bildet eine langgestreckte, ovale Form aus und hat eine Größe von $80 \times 15 \mu\text{m}$. Die zweite Struktur ist $20 \times 15 \mu\text{m}$ groß und hat eine ovale bis dreieckige Form. Die beiden Strukturen sind, wie die erste Struktur, von einer mittelgrauen Zone und weiters von einer hellgrauen Zone umgeben. Die mittelgraue Zone ist sehr schmal ausgebildet und hat eine Dicke von etwa $1 \mu\text{m}$. In der innersten Zone kommen einige, bis zu $2 \mu\text{m}$ große, runde Strukturen vor, die eine ähnliche hellgraue Farbe am BSE-Bild haben, wie die beiden großen Strukturen. In der hellgrauen, bis zu $5 \mu\text{m}$ großen Zone werden die bis zu $1 \mu\text{m}$ großen, runden Strukturen nach außen hin kleiner. Eine etwa $0,5 \mu\text{m}$ große, dunkelgraue Zone, in der keine runden Phasen vorkommen, dient als Grenze zwischen der zweiten Zone im Inneren und einer hellen, mittelgrauen, etwa $2,5 \mu\text{m}$ großen Zone außen.

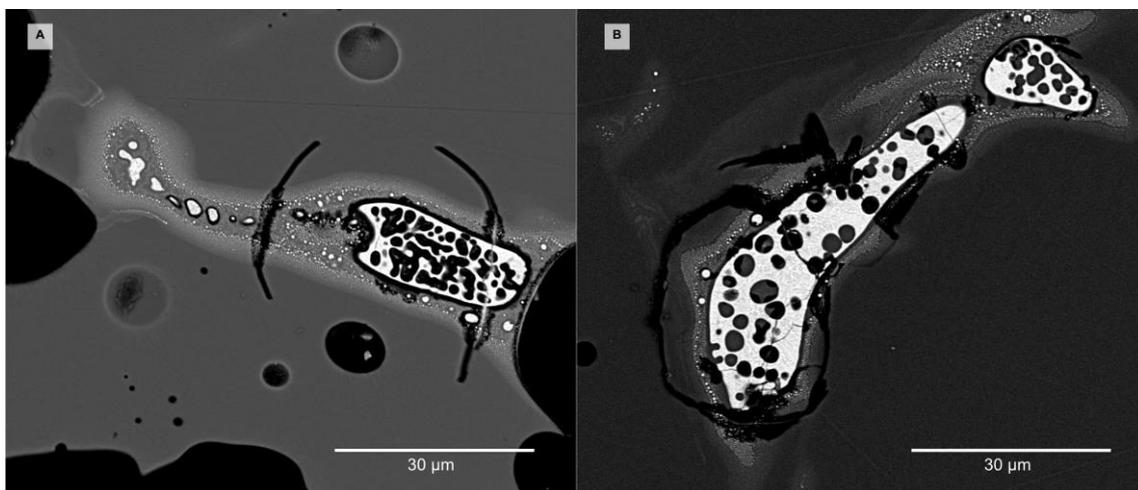


Abbildung 88: (A) BSE-Übersichtsbild schwammförmige Struktur 1. (B) BSE-Übersichtsbild schwammförmige Struktur 2.

Von der zweiten schwammförmigen Struktur wurden zwei Detailbilder erstellt. Das erste Detailbild (Abbildung 89A) zeigt einen 2 bis $3 \mu\text{m}$ dicken Bereich um diese Struktur, die bis zu $0,5 \mu\text{m}$ große Kugeln enthält, die nach außen hin kleiner werden. Nach den großen Kügelchen tritt eine 100 nm große, dunkelgraue Zone auf, die einen weiteren Bereich mit bis zu 10 nm großen Strukturen abgrenzt. In den großen Kugeln sind helle, sechseckige Körner erkennbar, die teilweise in den kleineren Kügelchen noch sichtbar sind. Diese sechseckigen Körner könnten Schnittbilder von würfeligen Mineralphasen sein. Weiters ist ein heterogener Aufbau dieser Kügelchen im SE-Detailbild erkennbar. Nachdem diese Strukturen zu klein sind, können keine chemischen Informationen gewonnen werden.

Im anderen Detailbild (Abbildung 89B) sieht man eine heterogene Zusammensetzung der schwammförmigen Struktur. Die Struktur wird von unterschiedlichen, am SE-Bild, grauen, rechteckigen, etwa $120 \times 80 \text{ nm}$ großen Phasen aufgebaut. Zusätzlich treten zwischen den rechteckigen Phasen kleinere, etwa 30 nm große, helle Phasen sowie größere, bis zu 300 nm große helle Phasen auf.

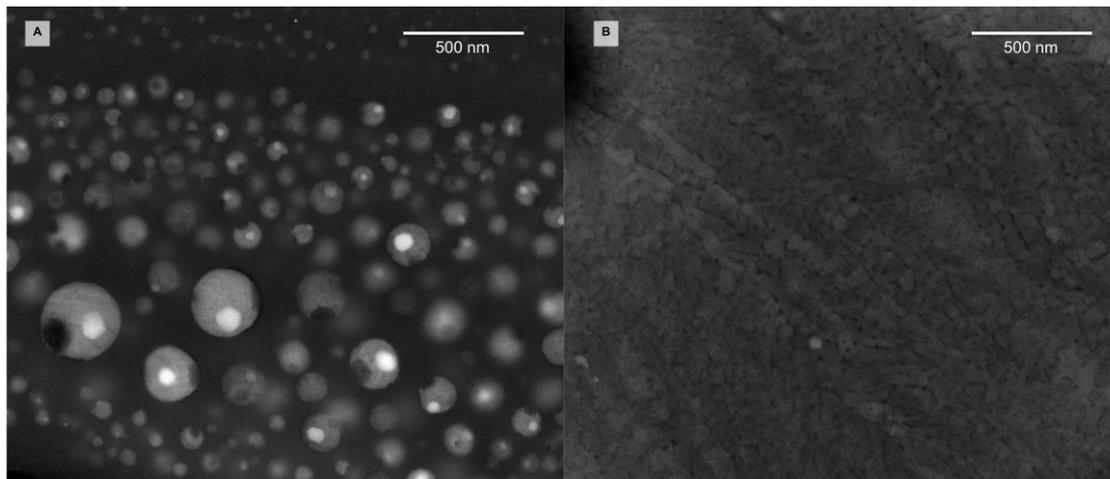


Abbildung 89: (a) SE-Detailbild kugelförmige Gebilde um schwammförmige Struktur. (b) SE-Detailbild innerer Aufbau schwammförmige Struktur 2.

Die schwammförmigen Strukturen bestehen hauptsächlich aus Titandioxid, Eisenoxid und Siliziumdioxid. Zusätzlich setzen sich die Strukturen noch aus geringen Mengen von Aluminiumoxid und Manganoxid zusammen (siehe Tabelle 12). Nach dem die schwammförmigen Strukturen heterogen aufgebaut sind und die Phasen nicht eindeutig bestimmt werden können, versteht sich die chemische Zusammensetzung als Mischanalyse.

Tabelle 12: EMPA-Analyseergebnisse der schwammförmigen Struktur in der Fulguritprobe TE in Massenanteilen und Stoffmengenanteilen

Ma%	MP 1	MP 2	MP 3	Atom%	MP 1	MP 2	MP 3
SiO ₂	12,684	10,432	12,371	Si	15,66	12,99	15,44
Al ₂ O ₃	3,394	4,117	2,664	Al	4,94	6,04	3,92
FeO	28,252	23,976	30,648	Fe	29,17	24,96	32,00
MnO	1,728	1,860	1,767	Mn	1,81	1,96	1,87
TiO ₂	52,141	57,723	49,809	Ti	48,43	54,05	46,78
Total	98,200	98,109	97,259	Total	100,00	100,00	100,00

Die schwarzen Phasen in der schwammförmigen Struktur sowie die Umrandungen der runden und schwammförmigen Strukturen haben eine kohlenstoffreiche Zusammensetzung, wie die Elementverteilungskarten (Abbildung 90) von der Struktur, die in der Abbildung 88A dargestellt wird, zeigen. Aluminium sammelt sich in der schwammförmigen Struktur an. Während in der Glasmatrix kein Aluminium vorkommt, befindet sich Aluminium in den beiden Zonen um die schwammförmige Struktur. In den Bereichen, wo sich mehr Kügelchen befinden, ist die Aluminiumkonzentration größer als in den Bereichen mit weniger Kügelchen. Eisen und Titan zeigen das gleiche Verhalten wie Aluminium, nur viel deutlicher. In der mittelgrauen innersten Zone kommen weniger Kügelchen vor als in der hellgrauen äußersten Zone und dort ist die Eisen- und Titankonzentration kleiner als in der kugelreichen Zone. Die größte Eisen- und Titankonzentration befindet sich in der schwammförmigen Struktur. Zusätzlich treten vereinzelt helle Spots mit hoher Eisenkonzentration in der schwammförmigen Struktur, sowie in der

innersten Zone auf. In der Glasmatrix kommt neben Aluminium auch kein Eisen und Titan vor. Stattdessen zeigt die Glasmatrix die höchste Siliziumkonzentration. In den beiden Zonen um die schwammförmige Struktur wird die Konzentration kleiner und ist in der schwammförmigen Struktur kaum mehr vorhanden.

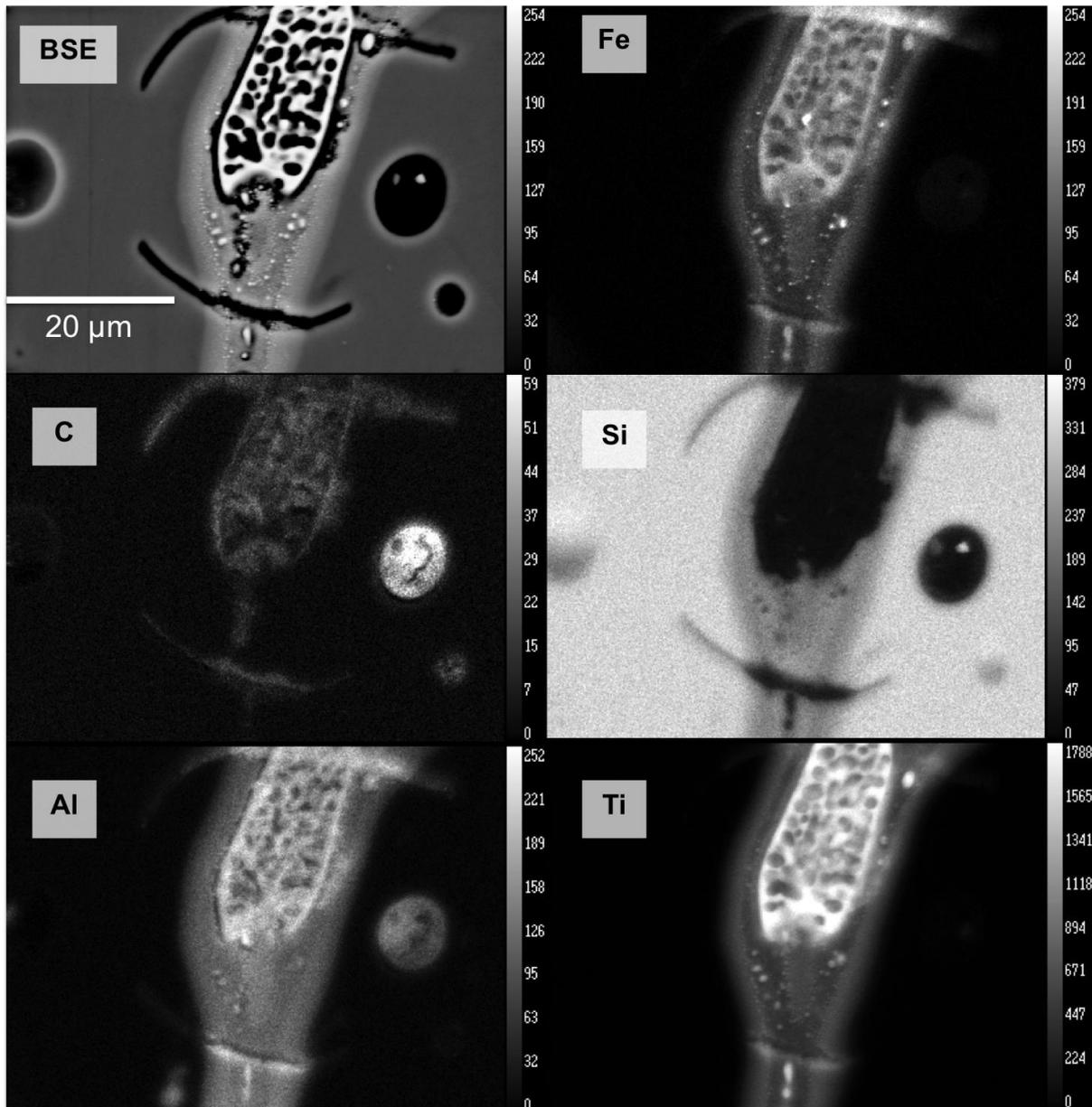


Abbildung 90: Elementverteilungskarte der schwammförmigen Struktur im Fulguritstück TE.

4 Diskussion

4.1 Granitischer Bodenfulgurit

4.1.1 Glasmatrix und die ursprüngliche Zusammensetzung

Die Glasmatrix im natürlichen Bodenfulgurit hat eine starke Heterogenität. Die Elemente Kalzium, Natrium und Kalium sind wichtige Bestandteile neben den dominierenden Hauptbestandteilen Silizium und Aluminium. Weiters konnten in der Probe die Minerale Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat in der Glasmatrix festgestellt werden. Nachdem diese Minerale in der äußersten Zone als Relikte, also als Minerale, die vor dem Blitzeinschlag schon anwesend waren, vorliegen, wird eine Zusammensetzung mit den Hauptbestandteilen Quarz und Feldspat angenommen. Die weiteren identifizierten reliktschen Minerale wie Hämatit, Magnetit, Illmenit, Rutil, Monazit, Zirkon, Apatit und Spinell treten in der äußersten Zone nur sporadisch verteilt auf und daher werden diese Minerale als Nebenbestandteile klassifiziert.

Weitere typische Bodenbestandteile wie Tonminerale, Glimmer oder diverse Hydroxide beziehungsweise Oxide von Aluminium-, Mangan und Eisen konnten in den Fulguritexemplaren nicht festgestellt werden. Das kann einerseits daran liegen, dass diese Minerale beim Blitzeinschlag komplett aufgeschmolzen wurden oder andererseits daran, dass diese Minerale im Ausgangsgestein nicht vorhanden waren, weil diese zum Beispiel im sandigen Boden ausgewaschen wurden. Auf dem Bild von der Ausgrabung des Fulgurits (siehe Abbildung 8) ist der sandige Boden erkennbar und weiters diverse dünne Wurzeln. Nachdem im Fulgurit keine organischen Bestandteile, beziehungsweise keine kohlenstoffhaltigen Verbindungen gefunden wurden, kann auf eine Abstinenz von Wurzeln im Bereich der Blitzröhre oder die Zersetzung der organischen, beziehungsweise biologischen Komponenten beim Blitzeinschlag geschlossen werden. Nachdem keine Proben vom Umgebungsgestein vorhanden sind, ist eine ausführliche Beschreibung der Ausgangszusammensetzung leider nicht möglich.

Drei verschiedene Erscheinungsformen der Glasmatrix konnten festgestellt werden. Die grauen Schlieren konnten nur im großen Fulguritexemplar F2 und da vor allem nur in der innersten Zone festgestellt werden. Die Schlieren entstehen durch inhomogene Bereiche in der Glasmatrix, die dadurch andere optische Eigenschaften besitzen und daher visuell diese Formen besitzen (Vogel, 1993). Diese Inhomogenität lässt sich auch in dem Glasprofil 2 erkennen. Auch im Profil 1 besitzen die unterschiedlichen Messpunkte unterschiedliche Zusammensetzungen, obwohl die Glasmatrix in der zweiten und dritten Zone klar und einheitlich farblos erscheint.

Es konnten in den Haker-Diagrammen keine Sprünge oder Knicks festgestellt werden, welche auf ein Aufschmelzen oder Auskristallisieren eines bestimmten Minerals hindeuten. Stattdessen ist ein linearer Verlauf ersichtlich, was auf kontinuierliches und gleichmäßiges Aufschmelzen/Auskristallisieren aller Mineralkörner hindeutet.

Die braun verfärbten Glasbereiche treten nur lokal auf und besitzen oft dunkle bis opake Mineralstrukturen. Verschieden gefärbtes Glas entsteht oft durch Lösen von diversen farbgebenden Elementen der Übergangsmetallen wie zum Beispiel Eisen, Cobalt oder Chrom in das Glas. Daher kann für die braunen Glasbereiche auf das Vorhandensein von Übergangsmetallen mit erhöhten Anteilen geschlossen werden. Nachdem jede Stelle eine eigene Zusammensetzung besitzt, muss jede Stelle individuell betrachtet werden, was in Rahmen dieser Masterarbeit nicht gemacht wurde.

4.1.2 Temperaturgradient

Anhand der SiO_2 -Modifikationen und dem Auftreten von Mineralphasen sowie Mineralreaktionen ist eine Zonierung mit fünf Zonen gut beschreibbar. Beim Zentralkanal in der ersten Zone sind bis auf wenige kleine Cristobalitmikrokörner fast alle Mineralkörner aufgeschmolzen. Diese kleinen Minerale sind durch eine Phasenumwandlung von Quarz zu Cristobalit entstanden. Ein Kristallisieren aus der Schmelze kann ausgeschlossen werden, da keine chemische Zonierung des direkt umgebenden Glases feststellbar ist. Die Cristobalitmikrokörner in der ersten Zone sind deutlich kleiner als die Cristobalitmikrokörner in der zweiten Zone. Mit der Annahme das alle Mineralkörner gleichmäßig im Ausgangsgestein verteilt waren, lässt sich auf ein Aufschmelzen der Cristobalitmikrokörner schließen. Ob zuerst die Quarzmineralkörner beim Blitzeinschlag teilweise aufgeschmolzen sind und anschließend in Cristobalit umgewandelt wurden oder umgekehrt, kann nicht eindeutig bestimmt werden.

Das Vorhandensein von Lechatelierit in der ersten Zone deutet auf Temperaturen höher als 1713°C hin. Diese kleinen Lechatelieritbereiche haben sich nicht mit der anderen Glasmatrix vermischt, das deutet auf eine Mischungslücke zwischen der reinen SiO_2 -Schmelze und der Glasmatrix hin oder die SiO_2 -Schmelze und die Matrix sind erstarrt, bevor sie sich vermischen konnten. Zusätzlich kommen in der ersten Zone rund $20\ \mu\text{m}$ große, metallische Eisenkugeln vor, die einen bedeutenden Anteil an Phosphor und Silizium enthalten. Damit diese entstehen können, wird eine geringe Sauerstoff fugazität bei hoher Temperatur benötigt, dazu später mehr.

Die zweite Zone ist gekennzeichnet durch das Auftreten von rund $700\ \mu\text{m}$ großen Cristobalitmikrokristallen. Diese Kristalle sind bei der Phasenumwandlung von Quarz bei Temperaturen höher als 1470°C entstanden. Die Temperatur war dabei niedriger als 1730°C , sonst wären die Kristalle geschmolzen. Dieser Zustand musste lange genug bestehen, damit die Phasenumwandlung in den großen Kristallen stattfinden konnte. Die ersten zerfallenen Zirkonkristalle befinden sich ebenfalls in dieser Zone. Damit Zirkon zu SiO_2 und ZrO_2 zerfallen kann, müssen Temperaturen höher als 1200°C vorgeherrscht haben. Die Maximaltemperatur für die Zersetzung der Zirkone liegt bei 2250°C , da bei dieser Temperatur ZrO_2 flüssig wird. Der Zerfall der Zirkone wird weiter unten näher beschrieben.

Die Quarzkörner treten erstmals in der dritten Zone auf und sind stellenweise von Cristobalit umwachsen. Das Wachstum von Cristobalit auf Quarz ist deutlich durch die chemische Zonierung, der SiO₂ abgereicherten Säume um den wachsenden Cristobalit feststellbar (siehe Abbildung 23). Somit war die Temperatur in der dritten Zone höher als 1 470°C, wodurch sich Cristobalit bilden konnte. Diese Temperatur konnte nur in einem kurzen Zeitintervall Einfluss auf Mineralkörner der dritten Zone gehabt haben, sonst hätte sich der Quarz komplett in Cristobalit umgewandelt, wie in der zweiten Zone.

In der vierten Zone befinden sich hauptsächlich riesige, etwa 1 mm große Quarzkristalle. Anhand des Auftretens von Quarz und dem Fehlen von Feldspat kann in der vierten Zone ein Temperaturbereich zwischen 1 470°C, der Umwandlungstemperatur zu Cristobalit, und 1 118°C, der niedrigsten Schmelztemperatur von Plagioklas, angenommen werden.

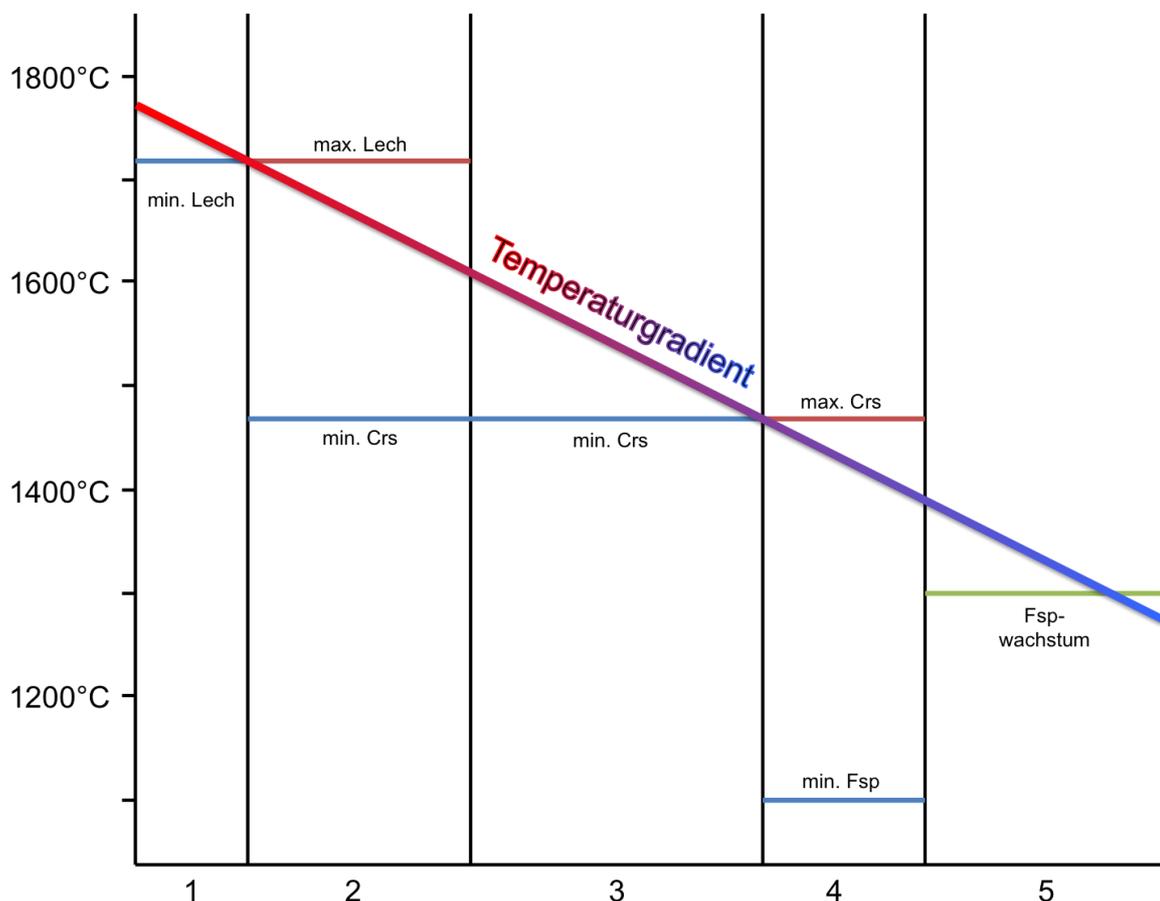


Abbildung 91: Schematisches Temperaturprofil für die Zonen 1 bis 5 im Fulguritexemplar F2. Die minimalen und maximalen Temperaturen sind eingezeichnet, anhand des Auftretens beziehungsweise Fehlens von Mineralen: min. Lech = mind. Temperatur für Lechatelierit; max. Lech = max. Temperatur wegen Fehlens von Lechatelierit; min. Crs = mind. Temperatur für die Bildung von Cristobalit; max. Crs = max. Temperatur wegen Fehlens von Cristobalit; min. Fsp = mind. Temperatur für die Bildung von Feldspat; Fsp-wachstum = Temperatur für das Feldspatwachstum. Linearer Verlauf des Temperaturgradientens

Feldspäte kommen erst in der letzten Zone neben Quarz und verschiedenen Erzmineralen vor. Teilweise sind diese Feldspäte Relikte von Mineralen vor dem Blitzeinschlag und neu kristallisierte Feldspäte. Einerseits sind hier Plagioklase mit einem Albitanteil zwischen 35 und 44 %

gewachsen und andererseits Alkalifeldspäte mit einer Zusammensetzung von $K_{0.6}Na_{0.4}AlSi_3O_8$. Die Feldspatrelikte mit einem Albitanteil von etwa 70 % haben aufgeschmolzene Korngrenzen, die Kalziumreich und natriumarm sind. Ab etwa 1 150°C beginnen Feldspäte mit dieser Zusammensetzung zu schmelzen. Bei etwa 1 300°C kristallisieren die Kalziumreichen Plagioklasleisten aus. Mit sinkender Temperatur werden die Feldspäte natriumreicher.

Anhand der beschriebenen Phänomene kann ein schematisches Temperaturprofil für das Exemplar F2 erstellt werden, dass in der Abbildung 91 dargestellt wird. Für den Temperaturgradient wurde ein linearer Verlauf angenommen. Da der Temperaturgradient einen anderen Verlauf annehmen könnte, zeigen Modellberechnungen (Carter et al., 2010, Pasek et al., 2012, Pasek & Pasek, 2017).

4.1.3 Druck-Gradient

In allen untersuchten Fulgurit-Exemplaren konnte kein Nachweis für hohe Drücke festgestellt werden. Typische Hochdruckphasen wurden nicht gefunden und somit werden die Entstehungsbedingungen der drei Fulguritstücke bei Normaldruck angenommen.

4.1.4 Redox-Gradient

In dem Bodenfulguritexemplar F2 konnten Metallkugelstrukturen aus Eisen-Phosphor, Eisen-Silizium, Eisen-Phosphor-Silizium und teilweise mit Sauerstoff festgestellt werden (siehe Kapitel 3.1.3). Diese Strukturen wurden nur im großen Fulguritexemplar F2, vor allem in der ersten Zone um den Zentralkanal gefunden. Damit diese Eisenkügelchen mit Phosphor und/oder Silizium entstehen können, werden stark reduzierende Bedingungen benötigt. Essene und Fisher (1986) beziffern die Redoxbedingungen für die Entstehung mit einer Sauerstoff fugazität von $f [O_2] < 10^{-15}$.

Neben den drei Elementen Eisen, Phosphor und Silizium kommen in einigen Strukturen Konzentrationen von etwa 8 at% Sauerstoff vor. Nachdem diese Metallkugeln in einer silikathaltigen Matrix vorkommen und der Siliziumgehalt und/oder der Sauerstoffgehalt zu gering sind, befindet sich der Sauerstoff in den Metallkugeln. Somit ist eine Mitmessung der Matrix ausgeschlossen.

Die Anwesenheit von Wasserstoff (Basu, 2005) und/oder Kohlenstoff (Essene & Fisher, 1986) kann diese reduzierenden Bedingungen hervorrufen. Die Metallkugelstruktur K17 (siehe Abbildung 25) befindet sich auf der Kante zwischen der Glasmatrix und dem Zentralkanal. Um diese Struktur befindet sich eine dünne, kohlenstoffreiche Schicht, die auf die Anwesenheit von Kohlenstoff hinweist. Die anderen Exemplare des Bodenfulgurits befinden sich in der Matrix und haben solch eine Kohlenstoffumrandung nicht.

Eine weitere Entstehungsmöglichkeit dieser Metallkugelstrukturen stellen hohe Temperaturen dar, bei denen das Material verdampft und teilweise in den Plasmazustand übergeht (Yakovlev et al., 2006). Im Plasma trennen sich Sauerstoff und die Metallionen, die gasförmigen Metalle kondensieren aus. Das Fehlen von diversen reduzierenden Phasen, wie zum Beispiel Kohlenstoffpartikel in der Glasmatrix sprechen für diese Art der Bildung der Metallkugelstrukturen.

Als besondere Phase wurde im Bodenfulgurit F1a Armalcolit mit der Formel $(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{0,2}\text{Al}_{0,1})\text{Ti}_2\text{O}_5$ gefunden (siehe Kapitel 3.1.9). In den 70er des letzten Jahrhunderts wurde dieses Mineral in einem Mondgestein identifiziert (Anderson et al., 1970). Experimente zeigen, dass sich dieses Mineral bei rund $150^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ und einer reduzierenden Atmosphäre ($f[\text{O}_2] = 10^{-11}$) bildet (Akimoto et al., 1970). Im Bodenfulgurit F1a kommt die Phase in der äußersten Zone vor.

Neben den reduzierten Phasen werden auch oxidierte Phasen in dem Bodenfulgurit festgestellt. In der äußersten Zone befinden sich Magnetit und Hämatit sowie Apatit. Hämatit und Apatit sind Relikte von vor dem Blitzeinschlag. Die letzte Zone war daher nicht mehr reduzierend, sonst wäre das dreiwertige Eisen im Hämatit teilweise zum zweiwertigen Eisen reduziert worden. Ein deutliches Anzeichen für oxidierende Bedingungen stellt das dendritische Spinellwachstum in der äußersten Zone dar (siehe Kapitel 3.1.4). Wie bei den beschriebenen Spinellendriten im Adamellofulgurit (Grapes & Müller-Sigmund, 2010) werden für die Bildung der Spinelle im Bodenfulgurit Redox-Bedingungen unterhalb der Umwandlung von Hämatit-Magnetit ($f[\text{O}_2] < 10^{-11}$) angenommen.

Somit ergibt sich für den Bodenfulgurit ein Redoxgradient von sehr stark reduzierend beim Zentralkanal bis leicht oxidierend in der äußersten Zone. Die Sauerstoffugazitäten von $f[\text{O}_2] < 10^{-20}$ beim Zentralkanal, beziehungsweise von $f[\text{O}_2] < 10^{-11}$ in der äußersten Zone. Im Zentralkanal dürften nach dem Blitzeinschlag und der Bildung der Metallkugelstrukturen ebenfalls oxidierende Bedingungen vorgeherrscht haben. Die heiße Fulguritwand im Inneren beim Zentralkanal reagierte mit dem Sauerstoff und bildete stellenweise diverse Eisenoxide (siehe Kapitel 3.1.11).

4.1.5 Dendritisches Spinellwachstum

Die dendritisch gewachsenen Spinelle im Bodenfulgurit zeigen die typisch sternförmige Baumstruktur von Dendriten (siehe Kapitel 3.1.4). Die chemische Zusammensetzung der Spinellendrite im Bodenfulgurit entspricht der Chemie eines Magnetits mit Spuren von Aluminium und Titan. Einige Dendrite liegen im Dünnschliff so, dass eine vierzählige Drehachse, um vier rechtwinklig angeordneten Dendritäste, identifiziert werden kann, die aus der Ebene heraus schauen (Abbildung 92). Eine kristallographische Zuordnung der Flächen beziehungsweise der Phasengrenzen kann nicht bestimmt werden, da diese Strukturen zu klein für eine Analyse mittels EBSD sind. Trotzdem werden die Phasengrenzen typischen Flächen im Spinell zugeordnet.

Die Dendritäste wachsen dann in Richtung $[100]$ und werden von den Flächen (100) und (110) beziehungsweise (111) abgegrenzt. Die Spitzen der Dendritäste wachsen ebenfalls in Richtung $[100]$ (Abbildung 92). Die Flächen (100) und (110) beziehungsweise (111) können den sichtbaren Phasengrenzen zugeordnet werden. Weiters kommt eine Phasengrenze vor, die der Fläche (210) oder einem Äquivalent entspricht.

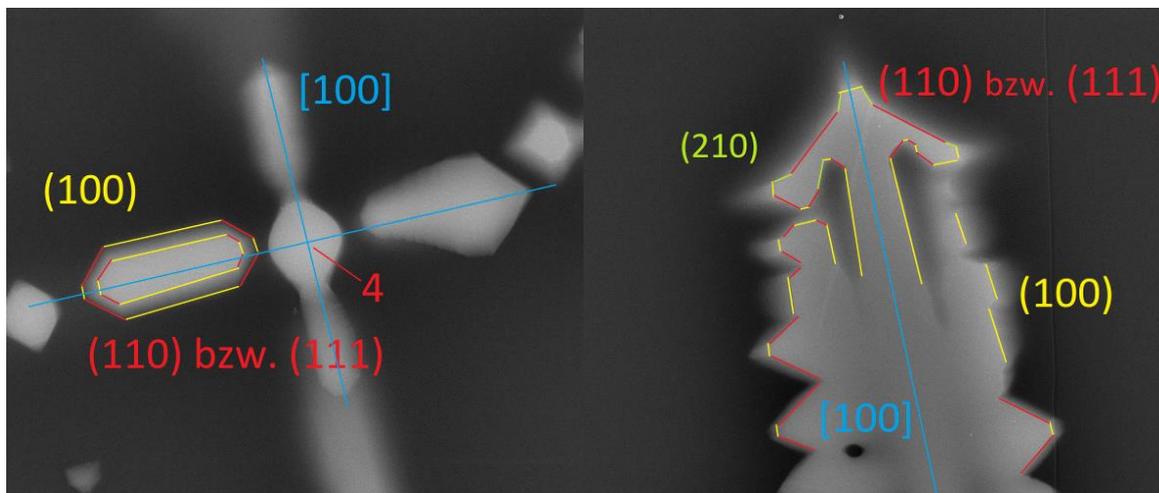


Abbildung 92: (A+B) Zuordnung von kristallografischen Richtungen, Achsen und Flächen in Spinell dendriten

4.1.6 Dendritisches Olivinwachstum

Im Bodenfulgurit befinden sich verschieden gewachsene Olivine (siehe Kapitel 3.1.5). Die Erscheinungsformen gehen von blockigen über skelettale bis dendritische Strukturen. Charakteristische Flächen beim Olivin sind (010) und (021) , die ein verzerrtes Hexagon bilden (Faure et al., 2003a, Faure et al., 2003b, Faure et al., 2007). Die Autoren stellen ein Längenwachstum in Richtung $[100]$ und ein Breitenwachstum in Richtung $[010]$ fest. In den Richtungen $[101]$ beziehungsweise $[10\bar{1}]$ beginnen die Dendrite federartig zu wachsen.

In den drei untersuchten Olivinen konnte die Fläche (010) als Begrenzung der Längserstreckung festgestellt werden, wodurch auch ein Längenwachstum in die Richtung $[100]$ bei den untersuchten Olivindendriten möglich ist. Weiters stimmt auch das Breitenwachstum der Olivine in die Richtung $[010]$ überein. In zwei von drei untersuchten Olivinstrukturen konnte kein dendritisches Wachstum festgestellt werden, in einer Struktur hingegen schon. In der Olivinstruktur mit den Dendriten befindet sich die Fläche (100) senkrecht zur Längserstreckung, was wieder für das Längenwachstum in die Richtung $[010]$ spricht.

Neben der Orientierung der Olivine konnte noch festgestellt werden, dass die Morphologie der Strukturen sich im Laufe des Wachstums ändert. Beginnend von blockig übergehend in skelettal und anschließend in dendritisch. Faure et al. (2007) erklären die Abfolge tafelförmig \rightarrow trichterförmig oder skelettförmig (Sanduhrform) \rightarrow beginnend dendritisch (Baby

Schwalbenschwanz) → dendritisch (Schwalbenschwanz) mit dem Grad der Unterkühlung, also der Temperaturdifferenz zwischen der Liquidustemperatur von Olivin und der Temperatur der Schmelze, und den dadurch ändernden Wachstumsbedingungen. Bei geringem Grad der Unterkühlung wirken vor allem Schraubenversetzungsmechanismen wachstumsbestimmend. Dabei werden hauptsächlich polyhedrale Kristallformen bevorzugt. Mit steigendem Grad der Unterkühlung werden Oberflächenwachstumsmechanismen vorherrschend und der limitierende Faktor sind die Phasengrenzdiffusionen. Dadurch entstehen dendritische Strukturen.

Von dem Bereich des Olivinwachstums gibt es keine Daten bezüglich der lokalen Glaschemie. Für weitere Beschreibungen der Struktur sollten noch Daten über die Glaszusammensetzung und eventueller Zonierung der Olivinkristalle generiert werden. Dafür eignen sich Elementverteilungsbilder.

4.1.7 Agglomerat aus Olivin, Pyroxen und Plagioklas

In der silikatischen Mineralverwachsung (siehe Kapitel 3.1.7) treten idiomorphe Olivine mit einer intermediären Zusammensetzung von $(\text{Mg}_{0,53}\text{Fe}_{0,47})_2\text{SiO}_4$ im Kern auf, die nach außen hin eisenreicher werden. Dazwischen befinden sich hypidiomorphe bis xenomorphe Klinopyroxene mit einer idealen Zusammensetzung von $(\text{Mg}_{0,27}\text{Ca}_{0,37}\text{Fe}_{0,34})_2(\text{Al}_{0,1}\text{Si}_{0,9})_2\text{O}_6$. Die Pyroxene haben eine Zonierung, bei der Eisen und Aluminium sich nach außen anreichern und Magnesium abgereichert wird. Der Kalziumanteil in den leistenförmigen, hypidiomorphen Plagioklasfeldspäten ist niedriger als in den Pyroxenen. Weiters zeigen die Plagioklase keine Zonierung.

Die idiomorphen Olivine haben sich zuerst bei einer Temperatur von etwa 1450°C gebildet (siehe Abbildung 60). Während der Abkühlung ist der Eisenanteil im Olivin beim Wachstum gestiegen. Anschließend sind die hypidiomorphen Pyroxene gewachsen. Zeitgleich zum Olivin und Pyroxenwachstum sind die Plagioklase gewachsen. Diese Reihenfolge ist typisch für die Kristallisationsabfolge nach Bowen (1928). Diese Reaktionsabfolge wird in zwei Teile eingeteilt, die diskontinuierliche Abfolge und die kontinuierliche Serie. Bei der diskontinuierlichen Serie kristallisiert zuerst Olivin, dann Pyroxen, anschließend Amphibol und Biotit aus. Ein kontinuierlicher Übergang von Kalziumreichen Plagioklasen bis zu den natriumreichen Plagioklasen zeichnet die zweite Serie aus. Zum Schluss kristallisieren die Minerale Kalifeldspat, Muskovit und Quarz aus. Nachdem diese Serie typisch für die Kristallisation aus basaltischem Gestein ist und die Hauptzusammensetzung des Fulgurits eine saure, granitische Zusammensetzung hat, muss die lokale Schmelze eine basaltische Zusammensetzung gehabt haben.

4.1.8 Zerfall von Zirkon zu Baddeleyit

In allen drei Fulguritexemplaren konnten Zirkon und Baddeleyit als Zerfallsprodukt von Zirkon festgestellt werden. Im granitischen Bodenfulgurit sind die Zirkone in den innersten Zonen teilweise in Baddeleyit zerfallen (siehe Kapitel 1.1.1).

Zirkon zerfällt bei Normaldruck und Temperaturen größer als $1\,673^{\circ}\text{C}$ in Zirkoniumoxid und eine SiO_2 -Modifikation (Kaiser et al., 2008). In der Natur sind sechs verschiedene Zirkoniumoxid-Polymorphe bekannt, darunter die stabile, monokline Tiefdruck- und Tieftemperaturphase Baddeleyit (Wittmann et al., 2006). Bei Temperaturen höher als $1\,200^{\circ}\text{C}$ wandelt sich Baddeleyit in eine tetragonale Phase um, die bei tiefen Temperaturen sehr instabil ist und sich rasch in eine monokline Phase umwandelt. Bei noch höheren Temperaturen kann eine noch instabilere, kubische ZrO_2 -Phase entstehen. Bei Temperaturen höher als $2\,250^{\circ}\text{C}$ beginnt ZrO_2 zu schmelzen. Experimente (Curtis & Sowman, 1953, Kaiser et al., 2008) zeigen eine zweistufige Zerfallsreaktion von Zirkon. Die erste Stufe beginnt bei etwa $1\,200 - 1\,600^{\circ}\text{C}$ und die zweite Stufe liegt bei $1\,550 - 1\,675^{\circ}\text{C}$. Bei dem Zerfall entstehen meistens Symplektitstrukturen (Lussier et al., 2017, Pasek et al., 2012, Wittmann et al., 2006). Der Zerfall von Zirkon in Baddeleyit und SiO_2 -Schmelze entspricht eindeutig einer eutektoidalen Reaktion, bei der die Ausbildung einer lamellenförmigen Struktur bevorzugt wird.

Der Baddeleyit in den Lamellen hat viele Streifungen (siehe Abbildung 38) die mit einem Winkel von etwa 40 bis 50° zur Längserstreckung der Lamellen besitzen. Laut Lussier et al. (2017) sind das Zwillinge, die bei der martensitischen Phasentransformation von tetragonalem ZrO_2 in Baddeleyit entstehen. Diese Zwillinge können eine Orientierung von $[100]$, $[010]$ oder $[0-10]$ besitzen.

4.1.9 Reaktion von Rutil zu Armalcolit

Armalcolit zählt zu den orthorhombischen Oxiden mit einer Pseudobrookitstruktur. Erstmals wurde dieses Mineral von Anderson et al. (1970) in einem Mondgestein von der Apollo 11 Mission gefunden und beschrieben. Dieses Mineral ist bei reduzierenden Bedingungen ab $1\,100^{\circ}\text{C}$ stabil (Akimoto et al., 1970). Bei niedrigerten Temperaturen zerfällt es in Illmenit und Rutil.

In der untersuchten Fulguritprobe F1a (siehe Kapitel) zeigt eine Rutilansammlung einen Reaktionssaum, aus dem Nadeln von Armalcolit wachsen. Die Armalcolite haben eine idealisierte Zusammensetzung von $(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{0,2}\text{Al}_{0,1})\text{Ti}_2\text{O}_5$. Bei der Entstehung des orthorhombischen Oxids muss Eisen und Magnesium aus der Schmelze entzogen werden. Somit müsste sich die Schmelze mit Eisen und Magnesium abreichern.

Für diese Stelle wurden leider keine weiteren Daten gesammelt. Für eine genaue Beschreibung dieses Phänomen müssen noch weitere Analysen durchgeführt werden, um die Entstehungsbedingungen exakt zu bestimmen.

4.1.10 Chemische Segregation der Schmelze beim Kristallwachstum von Spinell

Beim Kristallwachstum werden aus der Schmelze Elemente entzogen, die für das Kristallwachstum benötigt werden. Dadurch werden diese Elemente in der Schmelze abgereichert, die restlichen Elemente werden passiv angereichert und die Schmelze ändert ihre Eigenschaften. Durch die chemische Veränderung der Schmelze können diverse Elemente besser oder schlechter darin gelöst werden.

Im granitischen Bodenfulgurit kristallisierte im großen Exemplar F2 in der dritten Zone um den Quarz Cristobalit aus (siehe Abbildung 23). Dabei wird aus der Schmelze SiO_2 entzogen und die Schmelze wird basischer. Gleichzeitig reichern sich die Elemente Aluminium, Kalzium, Eisen, Magnesium und Natrium in der Schmelze an. Durch die Veränderung der Schmelzzusammensetzung löst sich das Kalium in der neuen Schmelze nicht mehr und reichert sich in der alten, SiO_2 -reichen Schmelze an. Außerdem ist die Zeit zu kurz, als dass sich die neu entstandene Schmelze mit der restlichen Schmelze vermischen kann und daher entsteht um die Cristobalitkristalle ein Saum mit der neu entstandenen Schmelze. Die neue Schmelze ist so stark an Silizium abgereichert, dass in dieser Schmelze vermutlich Eisenoxide, welche aufgrund der Größe nicht identifizierbar sind, kristallisieren.

Weiters sind im granitischen Bodenfulgurit diverse Magnetit-Spinelle in der letzten Zone dendritisch gewachsen (siehe. Kapitel 3.1.4). Durch das Mineralwachstum liegen drei verschiedene Zonen mit unterschiedlicher Schmelze vor. Eine Hauptschmelze, die vor dem Kristallwachstum vorherrschend war, eine interdendritische Schmelze, die bei dem Kristallwachstum entstanden ist und eine Zone zwischen den beiden anderen Schmelzen. Ein schematischer Verlauf der An- und Abreicherung der Elemente bei der dendritischen Kristallisation von Spinell ist in der Abbildung 93 ersichtlich. Die Dendrite bestehen hauptsächlich aus Eisen und Magnesium, die interdendritische Schmelze ist an diesen Elementen abgereichert und die anderen Elemente sind dort passiv angereichert. Kalium und Natrium sind sehr stark in der interdendritischen Schmelze angereichert, hingegen in der Zone zwischen den beiden Schmelzen abgereichert und Magnesium ist in dieser Zone angereichert. Durch das Spinellwachstum ist die interdendritische Schmelze SiO_2 -reicher geworden und Natrium und Kalium sind scheinbar besser in dieser sauren Schmelze löslich. Das Magnesium wird so dringend beim Kristallwachstum benötigt, dass um die Dendrite das Magnesium in der interdendritischen Schmelze weggesaugt wird und in der Zone zwischen den Dendriten und der Hauptschmelze angereicht noch vorliegt.

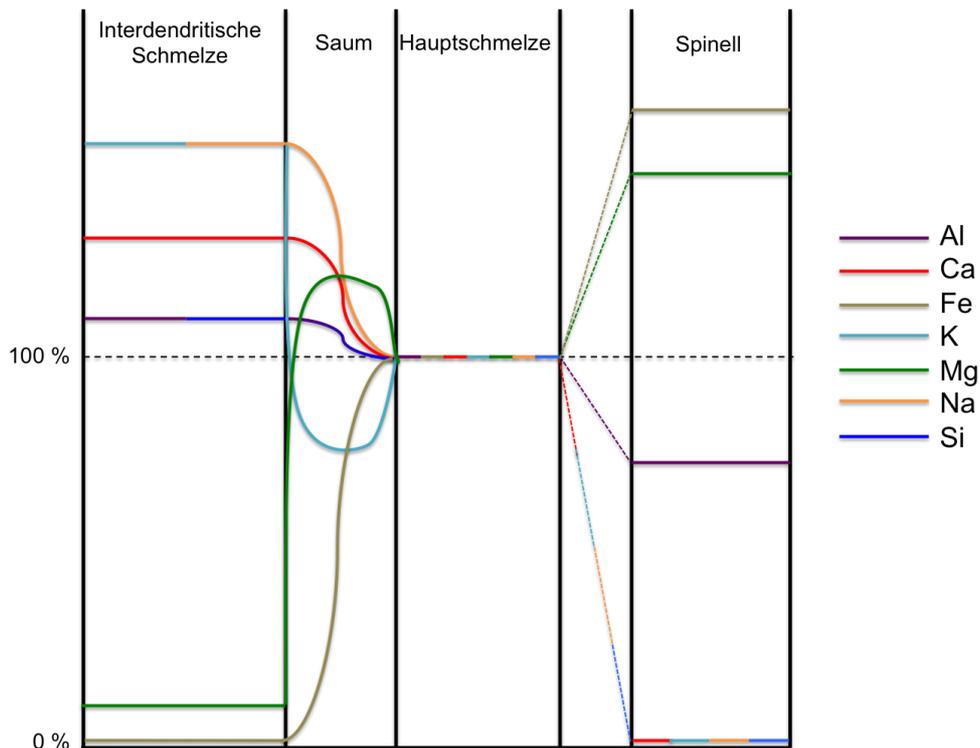


Abbildung 93: Schematischer Verlauf der An- und Abreicherung der Elemente bei der dendritischen Kristallisation von Spinell

4.1.11 Chemische Segregation der Schmelze beim Kristallwachstum von Feldspat

Ein weiterer Anreicherungs- beziehungsweise Abreicherungsraum hat sich beim Feldspatwachstum in der letzten Zone des Fulgurits gebildet (siehe Kapitel 3.1.10). Nebeneinander liegen reliktsche Feldspatkörner und neugewachsene Feldspatleisten. Beide Feldspäte gehören zur Gruppe der Plagioklase.

Das große, reliktsche Feldspatkorn ist an parallel verlaufenden Linien, einer eventuellen Spaltbarkeit, Kalziumreicher und natriumärmer als im Zentrum. Es sind zwei mögliche Prozesse für die Ausbildung einer derartigen Struktur möglich. Einerseits kann der natriumreiche Plagioklas aufgeschmolzen werden und die Kalziumkomponente bleibt zurück. Andererseits kann der Kalziumhaltige Plagioklas beim Abkühlen auskristallisieren. Beide Prozesse werden bei der Entstehung dieser Plagioklasstruktur eine Rolle gespielt haben. Die Anteile am Gesamtbild lassen sich aus den Daten nicht abschätzen.

Die beim Aufschmelzen der reliktschen Plagioklase freigesetzten Elemente haben sich in der umgebenden Schmelze gut gelöst, nachdem keine Anreicherungs- beziehungsweise Abreicherungsäume erkennbar sind. In der Schmelze haben sich Feldspatleisten gebildet. Der Kernbereich der Plagioklasleisten hat eine Kalziumreiche Zusammensetzung, die nach außen hin natriumreicher werden. Da diese Feldspatleisten aus der Schmelze kristallisiert sind, hat sich um

die Feldspatleisten ein Saum gebildet, in dem sich Eisen und Magnesium angereichert haben. Das Kalzium ist in diesem Saum abgereichert. Bei Natrium und Silizium kann kein Unterschied zwischen der Schmelze und dem Saum erkannt werden. Kalium kommt nur in der Glasmatrix homogen verteilt vor. In den Zwischenräumen der Feldspatleisten hat sich das Kalium stark angereichert.

4.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit

4.2.1 Glasmatrix

Der basaltische Pseudofulgurit besitzt eine homogene Glasmatrix, deren Zusammensetzung einer typischen Basaltgesteinschemie entspricht, siehe TAS-Diagramm Abbildung 47. Nach dem Entladungsevent hatte die Schmelze genug Zeit sich zu homogenisieren. Trotzdem kühlte die Schmelze rasch genug ab, damit die entstandenen Gasblasen in der Matrix erhalten blieben. Einige Relikte aus Feldspat und Quarz haben das Event ohne aufschmelzen überstanden und teilweise hat sich Quarz in Cristobalit umgewandelt. Nachdem eine homogene Schmelze entstanden ist, sind Pyroxendendrite gewachsen.

4.2.2 Temperaturgradient

Im gesamten Fulguritexemplar konnten nur die Minerale Plagioklas, Quarz beziehungsweise Cristobalit und Pyroxen vereinzelt identifiziert werden. Der Hauptbestandteil der Minerale wurde bei dem Event aufgeschmolzen. Einzig allein die Kruste mit den unterschiedlichen Mineralphasen beziehungsweise Mikrostrukturen auf einer Seite, ist ein Anzeichen für eine rasche Abkühlung beim Kontakt zwischen Fulgurit und der kühlen Umgebung. Sonst kann in diesem Fulguritexemplar kein Temperaturgradient festgestellt werden. Weiters kann auch nicht zweifelsfrei die Position des Zentralkanals beziehungsweise des Einschlagspunkts bestimmt werden.

Im Allgemeinen wird eine Maximaltemperatur höher als 1 470°C angenommen, da in der Glasmatrix Cristobalit gebildet wurde und dieser Wert der Umwandlungstemperatur entspricht. Doch diese Maximaltemperatur kann nicht sehr lange angehalten haben und nicht sehr viel höher als 1 470°C gewesen sein, da sich noch einige Quarzkristalle und Plagioklasrelikte in der Probe befinden. Die Kernbereiche der Plagioklasrelikte haben einen Anorthitanteil von 60 bis 70 %. Das entspricht in etwa einen Schmelzbereich zwischen 1 320 und 1 380°C (Abbildung 94). Dieser Bereich ist in der Nähe der Umwandlungstemperatur des Cristobalits.

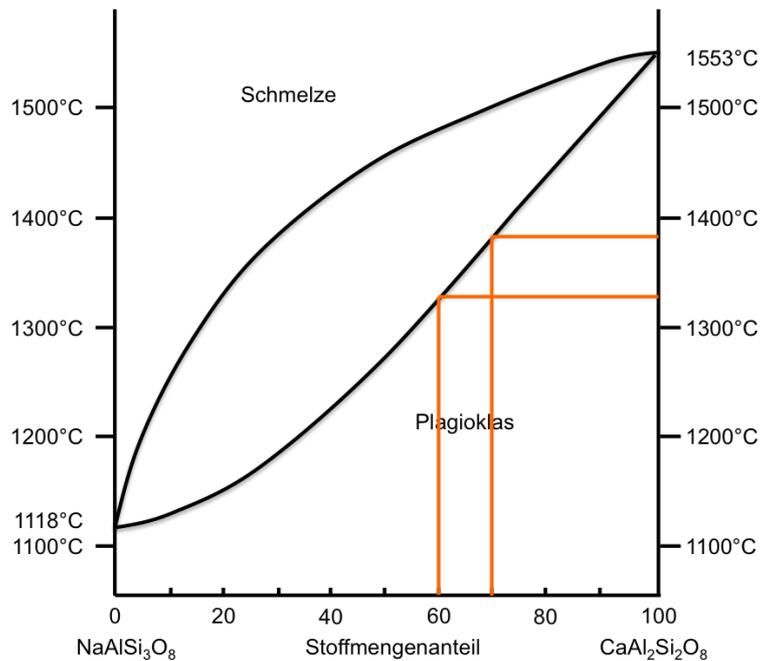


Abbildung 94: Schmelzbereich Plagioklasrelikte

4.2.3 Druckgradient

Wie beim Temperaturgradienten befinden sich zu wenige Mineralkörner in der Glasmatrix, anhand denen ein Druckbereich bestimmt werden kann. Von den gefundenen Mineralphasen wurden nur Niedrigdruckmodifikationen identifiziert. Die Druckbedingungen im Fulguritstück entsprechen demnach normalen Atmosphärendruck.

4.2.4 Redoxgradient

Es konnten keine reduzierten oder oxidierten Phasen im Fulguritexemplar identifiziert werden. Daher wird angenommen, dass in der Probe kein Redoxgradient ausgebildet wurde.

4.2.5 Dendritisches Pyroxenwachstum

In der Probe wurden an verschiedenen Stellen unterschiedliche Pyroxenstrukturen identifiziert. In der Kruste treten nach einer opaken Schicht skelettale Pyroxenstrukturen auf, die danach in die verschiedensten skelettalen, faserigen, blockigen, federartigen oder dendritischen Erscheinungsformen übergehen. In der Glaspase wird nur dendritisches Pyroxenwachstum festgestellt. Die Pyroxendendrite zeigen einerseits ein gerades Wachstum, andererseits ein gebogenes Wachstum.

Die erste Hierarchieebene der geraden Dendrite verläuft parallel der (010) Ebene. Dadurch kommen für das dendritische Wachstum des Hauptstranges alle Richtungen in der Ebene (010) in

Betracht. Zwei mögliche Richtungen wären die a-Richtung [100], das entspricht der Richtung in der die Silikattetraederspitzen in Pyroxen zeigen, oder die c-Richtung [001], welche der Ausrichtung der Silikatketten entspricht. Die zweite dendritische Hierarchieebene wächst parallel der Ebene (110) und die dritte Hierarchieebene parallel der Ebene (100).

Bei den gebogenen Pyroxendendriten konnte ebenfalls ein Längenwachstum parallel der (010) Fläche für den Hauptstrang identifiziert werden. Zusätzlich konnte aufgrund der Orientierung der Strukturen die Fläche (100) als Phasengrenze parallel des Längenwachstums bestimmt werden. Somit kommt nur mehr die Wachstumsrichtung [001], also der Ausrichtung der Silikatketten im Pyroxen, für den Hauptstrang in Frage. Für die zweite Hierarchieebene ist die Bestimmung der Wachstumsrichtung schwieriger und es werden mehr Daten benötigt. Die dritte Hierarchieebene verläuft wieder parallel der (100) beziehungsweise (010) Ebene, wodurch die Wachstumsrichtung [001] für die dritte Hierarchieebene bestimmt wird.

Das besondere dieser gebogenen Dendritstrukturen ist nicht nur das morphologische Aussehen der gebogenen Form, sondern auch dass das Kristallgitter beim Wachstum rotiert. Die Rotationsachse ist die Richtung [010] im Pyroxen, die der zweizähligen Drehachse in Klinopyroxenen entspricht.

Diese Dendritstrukturen wurden von Griffiths et al. (2022) detaillierter analysiert und ausgewertet.

4.2.6 Chemische Segregation der Schmelze beim Eindringen in einen Kristall

Im basaltischen Gesteinsfulgurit befindet sich je ein Cristobalit- und Plagioklaskorn mit einem Bruch, in dem Schmelze eingedrungen ist. Für die Entstehung dieser Brüche sind mehrere Prozesse möglich, die mit den gesammelten Daten nicht näher eingegrenzt werden können.

Die in den Feldspat eingedrungene Schmelze ist heterogen aufgebaut und besteht aus einer Matrix, in der sich kugelförmige Strukturen befinden (siehe Kap 3.2.5). Diese Kugeln nehmen mit der Tiefe zu und werden dabei kleiner. Die Schmelze wird mit der Tiefe silizium- und kaliumreicher, während der Gehalt an Aluminium, Kalzium, Eisen und Magnesium abnimmt. Daher kann angenommen werden, dass die Kugelstrukturen kaliumreiche Silikatschmelzen sind, die keine Mischbarkeit mit der anderen Schmelze besitzt und sich daher entmischt haben. Hamann et al. (2018) beschreibt die Entstehung von kugelförmigen Schmelzstrukturen mit dem Vorhandensein einer Mischungslücke. Diese Mischungslücke kann durch Änderung der Temperatur oder Änderung der Schmelzzusammensetzung, zum Beispiel beim Kristallwachstum erreicht werden. Welcher Prozess hierfür verantwortlich ist kann anhand der vorliegenden Daten nicht bestimmt werden.

Bei der Resorption der Schmelze in den Cristobalit (siehe Kap 3.2.6) werden die Elemente Kalzium, Eisen und Magnesium angereichert und Natrium sowie Kalium abgereichert, während der Silizium- und Aluminiumgehalt konstant bleibt. Das Kalium wird so stark am Eindringen gehindert, dass es um den Eindringstelle einen Anreicherungsraum bildet.

4.3 Sandfulgurit

4.3.1 Glasmatrix

Im natürlichen Sandfulgurit besteht die Glasmatrix hauptsächlich aus SiO_2 , was auf einen klassischen Wüstensand, der aus Quarz besteht, schließen lässt. Um den Zentralkanal bildet die Glasmatrix eine homogene Phase, in der braune Schlieren dominieren. Diese Schlieren deuten auf eine unvollständige Durchmischung der Schmelze hin (Vogel, 1993). Messungen der Schlieren zeigen das Vorhandensein von Spuren von Zirkonium, Aluminium und Eisen an.

Nach außen hin elongierte Gasblasen sind in dieser Glasmatrix fest eingeschlossen. Außen in den vier Ästen ist die Glasmatrix stellenweise stark heterogen aufgebaut, mit einer SiO_2 -reichen Matrix und vielen kleinen, runden bis wurmförmigen Strukturen. Nachdem diese Strukturen sehr klein sind, konnten von diesen Strukturen keine näheren Informationen zu den Phasen beziehungsweise der Chemie gewonnen werden. Stellenweise können einzelne Mineralkörner aus amorphem SiO_2 , also Lechatelierit festgestellt werden. Neben den vielen kleinen Strukturen befinden sich auch wenige, mehrere 100 μm große Strukturen in der Glasmatrix. Eine Besonderheit stellt eine komplexe, mehrphasige Oxidstruktur dar.

Diese wurmförmigen und kugelförmigen Strukturen könnten Entmischungen der Schmelze sein. Ein ähnlich aussehendes Phänomen haben Hamann et al. (2018) in Impaktschmelzen beschrieben. Die Autoren konnten eine Phasenseparation von eisenreicher Schmelze und siliziumreicher Schmelze feststellen. Die Zusammensetzung der Bulkmatrix fällt dabei in eine Mischungslücke im ternären Diagramm Fayalit – Orthoklas – Quarz (Roedder, 1951).

Für diese Entmischungsstrukturen nennt Hamann et al. (2018) drei verschiedene Entstehungsszenarien. Das erste Szenario beschreibt das nicht vollständige Mischen von Schmelzen, die sich chemisch mischen würden. Dabei entstehen typischerweise Schlieren beim Erstarren der Schmelze. Als Zweites wird das Mischen zweier Schmelzen genannt, die nicht miteinander mischbar sind und dann wurmförmige bis lamellenartige Strukturen bilden. Eine kugelförmige Erscheinungsform entsteht im dritten Szenario, wenn eine Schmelze in eine Mischungslücke fällt. Dies kann durch Kristallisation und der dadurch verändernden Schmelzzusammensetzung oder durch Abkühlen der Schmelze passieren. Petrishcheva und Abart (2009) zeigten, dass der Unterschied zwischen wurmartigen lamellaren und kugelförmigen Strukturen hauptsächlich auf den Anteil der zu trennenden Phasen zurückzuführen ist.

Nachdem in dem untersuchten Fulguritexemplar alle drei Erscheinungsformen, also Schlieren, wurmförmige und kugelförmige Strukturen vorkommen, werden alle drei zuvor beschriebenen Entstehungsszenarien an der Bildung beteiligt gewesen sein. Für eine detaillierte Beschreibung der Entstehungsbedingungen im Fulgurit werden die chemischen Zusammensetzungen der sehr kleinen Struktur benötigt. Hierfür müssen weitere Daten generiert werden.

4.3.2 Temperaturgradient

Dieses Exemplar hat einen deutlichen Zentralkanal ausgebildet, da es die höchste Temperatur beim Blitzeinschlag hatte. Im inneren Bereich um den Zentralkanal sind alle Quarzkörner aufgeschmolzen. Dadurch kann für den innersten Bereich eine Temperatur von über 1 713°C, der Schmelztemperatur von SiO₂ festgestellt werden. Am äußeren Rand des Zentralkanals kann ein Exemplar von Cristobalit gefunden werden. Cristobalit bildet sich in einem Temperaturbereich zwischen 1 470°C und 1 713°C. Die Form des Cristobalitkorns und die Abwesenheit eines Anreicherungs-/Abreicherungsbaus würde für ein Relikt sprechen. In den Fortsätzen gibt es einige Bereiche, die aus amorphen SiO₂ also Lechatelierit bestehen. Damit Lechatelierit sich bilden kann, werden Temperaturen von über 1 713°C benötigt.

Die äußeren Bereiche der Fortsätze haben, wie die Bereiche um den Zentralkanal, eine Maximaltemperatur von über 1 713°C erfahren. Dennoch konnten sich die innersten Bereiche teilweise miteinander mischen, während die Form der äußeren Körner noch erkennbar blieb.

4.3.3 Druckgradient

Die wenigen gefundenen Mineralkörner sind Normaldruckmodifikationen von diversen Mineralphasen. Daher wird auf Atmosphärendruck bei der Entstehung dieses Fulgurits geschlossen.

4.3.4 Redoxgradient

In diesem Fulguritexemplar konnten keine reduzierten und oxidierten Mineralphasen eindeutig identifiziert werden. Daher wird angenommen, dass in dieser Probe kein Redoxgradient ausgebildet wurde.

4.3.5 Oxid-Struktur

Im Sandfulgurit wurde eine komplex aufgebaute, oxidische, schwammförmige Struktur gefunden (siehe Kapitel 3.3.3). Diese Struktur setzt sich aus unterschiedlichen, etwa 120 x 80 nm großen Phasen zusammen. Weitere etwa 30 nm große und zusätzlich bis zu 300 nm große Phasen konnten in dieser Struktur festgestellt werden. Nachdem diese Strukturen für die Analyse

zu klein sind, können diese auch nicht identifiziert werden. Es wurden chemische Analysen mit der Mikrosonde gemacht, die für diese Struktur die Hauptbestandteile Titan, Eisen und Silizium bestimmt haben. Weiters konnten kohlenstoffhaltige Bereiche sowohl in der Struktur als auch in der Umrandung dieser Struktur festgestellt werden. Die schwammförmige Struktur wird von einer Zone mit bis zu 500 nm großen Kügelchen umgeben, die teilweise sechseckige, vermutlich würfelförmige, Phasen beinhaltet.

Sowohl die Bestandteile der schwammförmigen Struktur als auch die umgebenden Kügelchen sind so klein, dass diese nicht mit den angewandten Messmethoden identifiziert werden können. Für eine genaue Bestimmung dieser Phasen muss mit höherauflösender Technik, zum Beispiel mittels TEM, die Phasenidentifikation und Zusammensetzung bestimmt werden.

4.4 Schlussfolgerungen

4.4.1 Granitischer Bodenfulgurit

Die drei untersuchten granitischen Bodenfulguritbruchstücke aus Inyo County, Kalifornien, USA weisen eine Zonierung auf. Das größte Exemplar ist ein Fragment eines Hohlzylinders mit einem Innendurchmesser von rund 4 cm und einer Wandstärke von 1,6 cm. In diesem Exemplar konnten fünf Zonen festgestellt werden. Die innerste Zone wird durch das Mineral Lechaterierit definiert. In der zweiten Zone tritt Cristobalit auf, der in der dritten Zone auf Quarz aufwächst. Quarz kommt allein in der vierten Zone vor. In der äußersten, fünften Zone befinden sich Quarz und Feldspat. In den anderen beiden Exemplaren konnten nur zwei Zonen, die letzten beiden, identifiziert werden.

Obwohl die Gesamtchemie des Fulgurits als Trachyt beziehungsweise Trachydazit einzustufen ist, haben sich die Mineralphasen Olivin und Pyroxen gebildet, welche eher typische Vertreter basaltischer Gesteine sind. Eine Mineralansammlung zeigt die Reaktionsserie nach Bowen perfekt. Die Minerale Quarz beziehungsweise aus Quarz umgewandelter Cristobalit und Feldspat machen den Hauptmineralbestand in der Probe aus. In den Proben konnte dendritisches Spinell-, Olivin- und Pyroxenwachstum festgestellt werden, welches hauptsächlich in der äußersten Zone stattfand.

Weiters wurden in der innersten Zone des größten Fulguritexemplars diverse Metallkugelstrukturen bestehend aus Eisen, Phosphor, Silizium und/oder Sauerstoff entdeckt. Dabei konnten zwei Arten von Metallkugelstrukturen unterschieden werden. Einerseits Strukturen, die aus zwei Domänen bestehen, wobei eine Domäne die Zusammensetzung Fe_4P des Minerals Mellinit besitzt und andererseits Strukturen, bei denen nur eine Domäne feststellbar ist. Diese Metallkugelstrukturen zeigen die reduzierenden Bedingungen in der innersten Zone um den Zentralkanal an. Hingegen gab es in der äußersten Zone oxidierende Bedingungen, damit Armalcolit und Spinell wachsen konnten.

Durch das Spinellwachstum hat sich eine interdendritische Schmelze gebildet, in der sich die spinellbildenden Elemente Eisen und Magnesium abgereicht und die anderen Elemente angereichert haben. Weiters bildete sich eine Zone zwischen der interdendritischen Schmelze und der Hauptschmelze aus, in der sich von der Hauptschmelze zur interdendritischen Schmelze kontinuierlich Natrium, Kalium, Aluminium und Silizium anreichern sowie Eisen abreichert. In dieser Zone ist die Konzentration an Magnesium deutlich höher und Kalium deutlich niedriger als in der Hauptschmelze und der interdendritischen Schmelze.

Beim Cristobalitwachstum auf Quarz in der dritten Zone bildete sich ebenfalls ein Saum aus, in dem sich die Elemente Aluminium, Kalzium, Eisen, Magnesium und Natrium passiv anreicherten, sowie Kalium abreicherte. Die vorhandenen Zirkone sind bei der Bildung des Fulgurits zerfallen und bildeten Baddeleyit und SiO_2 -Schmelze.

4.4.2 Basaltischer Stein-Pseudofulgurit

Das untersuchte etwa 2,4 x 1,5 x 0,5 cm große Exemplar eines basaltischen Steinfulgurits aus den Deccan Trap Basalten, Indien bildete sich bei einem Unfall durch einen Hochspannungsübertritt, somit ist es ein Pseudofulgurit. Die Position des Zentralkanals kann bei dieser Probe nicht festgestellt werden. Eine Kruste auf einem Ende der Probe zeigt einen Kontakt zwischen dem Fulgurit und der kälteren Umgebung an. In dieser Kruste sind viele verschiedene Minerale, unter anderem Pyroxene, dendritisch gewachsen. Weitere Pyroxendendrite sind in der homogenen, basaltischen Glasmatrix gewachsen. Zusätzlich befinden sich vereinzelt auch Relikte von Plagioklas und Quarz in dieser Matrix. Einige Quarzkörner haben sich dennoch in Cristobalit umgewandelt

Die Pyroxendendrite konnten freiliegend in der Schmelze und um die Plagioklaskörner festgestellt werden. Die Dendritäste sind einerseits gerade und andererseits gebogen gewachsen. Die Wachstumsrichtung des Hauptstranges ist in die Richtung [001]. Die Rotationsachse um welche das Kristallgitter der Dendrite gebogen ist, entspricht der kristallographischen b-Achse.

In einem Bruch eines Plagioklaskorns ist Schmelze eingedrungen. Die eingedrungene Schmelze hat sich dabei in eine silizium- und kaliumreiche sowie in eine eisen- und magnesiumreiche Schmelze entmischt. Eine weitere Resorption der Schmelze fand in einem Bruch eines Cristobalitkorn statt. Die resorbierte Schmelze ist eisen-, kalzium- und magnesiumreich. Eine starke Anreicherung von Kalium fand an der Kante des Kornes um den Bruch statt.

Neben den gefundenen Strukturen konnten keine Anzeichen für reduzierende oder oxidierende Bedingungen festgestellt werden. Etwaige Hochdruckmodifikationen konnten in dem Exemplar nicht identifiziert werden.

4.4.3 Sandfulgurit

Der Sandfulgurit ist durch einen Blitz entstanden und besitzt einen Zentralkanal. Hauptsächlich Quarzkörner wurden beim Blitzeinschlag aufgeschmolzen. Diverse Spuren von anderen aufgeschmolzenen Mineralen haben sich nicht oder nur schlecht mit der SiO₂-reichen Schmelze vermischt. Teilweise hat sich die Schmelze wieder entmischt. In diesem Exemplar konnte kein Temperaturgradient, kein Anzeichen für hohe Drücke oder extrem reduzierende/oxidierende Bedingungen festgestellt werden. Durch die Anwesenheit von Lechatelierit kann auf Temperaturen höher als 1 713°C geschlossen werden. Eine Si-Al-Ti-Fe-haltige Oxidstruktur, die von Kohlenstoff umgeben ist, konnte mit den in dieser Arbeit verwendeten Methoden nicht näher identifiziert werden.

Abstract

Bei einem Blitzeinschlag werden in einem Bruchteil einer Sekunde große Energiemengen übertragen. Dabei wird das getroffene Material teilweise aufgeschmolzen und verdampft. Beim raschen Abkühlen entstehen Glas-Mineralaggregate, die sogenannten Fulgurite (lat. Fulgur = Blitz). Fulgurite haben typischerweise eine röhrenförmige Geometrie und weisen oft einen Zentralkanal auf.

In dieser Arbeit wurden drei Fulgurite, ein granitischer Bodenfulgurit, ein basaltischer Steinfulgurit und ein Sandfulgurit mineralogisch und petrographisch untersucht. Der erste untersuchte Fulgurit besteht aus drei Bruchstücken und hat sich in Inyo County, Kalifornien, USA bei einem Blitzeinschlag in einem Boden aus verwittertem Granit gebildet. Das größte Exemplar dieses Fulgurites ist ein Fragment eines Hohlzylinders mit einem Innendurchmesser von rund 4 cm und einer Wandstärke von 1,6 cm. Die zweite Fulguritprobe hat eine Größe von 2,4 x 1,5 x 0,5 cm und entstand in den Deccan Trap Basalten in Indien durch einen Hochspannungsübertritt. Der letzte Fulgurit kommt aus der Ténéré Wüste und bildete sich natürlich aus Sand.

Im granitischen Bodenfulgurit wurde im größten Exemplar eine konzentrische Zonierung von bis zu 5 Zonen festgestellt. Diese Zonierung bildet sich hauptsächlich durch einen Temperaturgradienten vom Zentralkanal bis zur Außenwand. Die Zonen werden durch die Minerale Lechatelierit (1. Zone) – Cristobalit – Cristobalit der auf Quarz gewachsen ist sowie Quarz – Quarz – Feldspat und Quarz (5. Zone) definiert. Weiters befinden sich reduzierte Metallkugelstrukturen, bestehend aus Eisen, Phosphor, Silizium und/oder Sauerstoff in der innersten Zone. In der äußersten Zone wurde Spinell- sowie Armalcolitwachstum festgestellt, welche bei deutlich oxidierenden Bedingungen entstehen. Die vorhandenen Zirkone sind bei der Bildung des Fulgurits zerfallen und bildeten Baddeleyit und SiO₂-Schmelze. Beim dendritischen Spinellwachstum in der äußersten Zone und dem Cristobalitwachstum auf dem Quarz konnte eine chemische Segregation der Schmelze festgestellt werden.

Eine homogene Glasmatrix besitzt der zweite Fulgurit, ein basaltischer Pseudofulgurit, bei dem die Position des Zentralkanals nicht bestimmbar ist. Diese Probe hat eine mehrfach zonierte Kruste, die als einziges einen Kontakt zwischen dem Fulgurit und einer kälteren Umgebung anzeigt. In der Glasmatrix haben sich Relikte aus Plagioklas und Quarz erhalten. Teilweise haben sich die Quarzkörner in Cristobalit umgewandelt. In der Schmelze und um die Plagioklaskörner wuchsen Pyroxendendriten, die einerseits gerade und andererseits gebogene Dendritäste ausbilden. Die Wachstumsrichtung des Hauptstranges kann als [001] bestimmt werden und die Rotationsachse um welche das Kristallgitter der Dendrite gebogen ist, entspricht der kristallographischen b-Achse. Ein Plagioklaskorn weist einen Bruch auf, in den Schmelze eingedrungen ist. Diese Schmelze hat sich dabei in eine silizium- und kaliumreiche sowie in eine eisen- und magnesiumreiche Schmelze entmischt. Nebenbei fand eine Resorption einer eisen-,

kalzium- und magnesiumreichen Schmelze in einen Bruch eines Cristobalitkorns statt. An der Kante des Cristobalitkorns um den Bruch reicherte sich Kalium stark an.

Der letzte untersuchte Fulgurit, ein Sandfulgurit besitzt einen Zentralkanal. Beim Blitzeinschlag wurden Quarzkörner und andere akzessorische Minerale aufgeschmolzen. Diese haben sich nicht oder nur schlecht mit der SiO₂-reichen Schmelze gemischt, beziehungsweise wieder entmischt. Als besondere Phase kommt in dieser Probe eine mehrphasige Si-Al-Ti-Fe-haltige Oxidstruktur, die von Kohlenstoff umgeben ist, vor.

Literaturverzeichnis

„Ich habe mich bemüht, sämtliche Inhaber der Bildrechte ausfindig zu machen und ihre Zustimmung zur Verwendung der Bilder in dieser Arbeit eingeholt. Sollte dennoch eine Urheberrechtsverletzung bekannt werden, ersuche ich um Meldung bei mir.“

- Abart, R., Petrishcheva, E., Käßner, S. & Milke, R. (2009). Perthite microstructure in magmatic alkali feldspar with oscillatory zoning; Weinsberg Granite, Upper Austria. *Mineralogy and Petrology*, 97(3–4), 251–263. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0090-1>
- Akimoto, S., Katsura, T., Kushiro, I., Nakamura, Y. & Nishikawa, M. (1970). Melting experiments of lunar crystalline rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 129. <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19700065392>
- Anderson, A. T., Bunch, T. E., Cameron, E. N., Haggerty, S. E., Boyd, F. R., Finger, L. W., James, O. B., Keil, K., Prinz, M., El Goresy, A. & Ramdohr, P. (1970). Armalcolite: A new mineral from the Apollo 11 samples. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci.Conf.*, 1, 55–63. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19700065387>
- Arago, M. (1821). Sur des Tubes vitreux que paraissent produits par des coups de Foudre. *Ann. de Chim. et de Phys*, 19, 290–303.
- Aston, E. & Bonney, T. G. (1896). On an Alpine Nickel-bearing Serpentine, with Fulgurites. *The quarterly journal of the Geological Society of London*, 52(1–4), 452–460. <https://doi.org/10.1144/gsl.jgs.1896.052.01-04.24>
- Bachmann, F., Hielscher, R. & Schaeben, H. (2010). Texture Analysis with MTEX – Free and Open Source Software Toolbox. *Solid State Phenomena*, 160, 63–68. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/ssp.160.63>
- Basu, A. (2005). Nanophase Fe₀ in lunar soils. *Journal of Earth System Science*, 114(3), 375–380. <https://doi.org/10.1007/bf02702956>

- Bidin, N., Sanagi, M. M., Farah, M., Razali, M. W. M. & Khamis, J. (2018). Laser-induced artificial fulgurites. *Laser Physics Letters*, 15(7), 076001.
<https://doi.org/10.1088/1612-202x/aaada4>
- Bowen, N. L. (1913). The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *American Journal of Science*, s4-35(210), 577–599. <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-35.210.577>
- Bowen, N. L. (1928). *The Evolution of the Igneous Rocks*.
- Bowen, N. L. & Schairer, J. R. (1935). The system MgO-FeO-SiO₂. *American Journal of Science*, s5-29(170), 151–217. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-29.170.151>
- Butcher, D. D. (1907). Experiments on Artificial Fulgurites. *Proceedings of the Physical Society of London*, 21(1), 254–260. <https://doi.org/10.1088/1478-7814/21/1/315>
- Byerly, G. R. & Lowe, D. R. (1994). Spinel from Archean impact spherules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(16), 3469–3486. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90099-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90099-x)
- Camacho, A. G., Vernon, R. H. & Fitz Gerald, J. D. (1995). Large volumes of anhydrous pseudotachylyte in the Woodroffe Thrust, eastern Musgrave Ranges, Australia. *Journal of Structural Geology*, 17(3), 371–383. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00069-c](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00069-c)
- Carter, E., Hargreaves, M. D., Kee, T. P., Pasek, M. A. & Edwards, H. G. M. (2010). A Raman spectroscopic study of a fulgurite. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 368(1922), 3087–3097. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0022>
- Carter, E., Pasek, M. A., Smith, T. J., Kee, T. P., Hines, P. & Edwards, H. G. M. (2010). Rapid Raman mapping of a fulgurite. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, 397(7), 2647–2658. <https://doi.org/10.1007/s00216-010-3593-z>
- Cashman, K. V. (1990). CHAPTER 10. TEXTURAL CONSTRAINTS ON THE KINETICS OF CRYSTALLIZATION OF IGNEOUS ROCKS. *De Gruyter eBooks*, 259–316.
<https://doi.org/10.1515/9781501508769-014>

- Cimarelli, C., Alatorre-Ibarguengoitia, M. A., Aizawa, K., Yokoo, A., Díaz-Marina, A., Iguchi, M. & Dingwell, D. B. (2016). Multiparametric observation of volcanic lightning: Sakurajima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*, 43(9), 4221–4228. <https://doi.org/10.1002/2015gl067445>
- Clark, I. (2010). Statistics or geostatistics? Sampling error or nugget effect? *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 110(6), 307–312.
- Crespo, T. M., Fernandez, R. P. & Laguna, R. G. (2009). The fulgurite of Torre de Moncorvo (Portugal): description and analysis of the glass. *European Journal of Mineralogy*, 21(4), 783–794. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1948>
- Curtis, C. J. & Sowman, H. (1953). Investigation of the Thermal Dissociation, Reassociation, and Synthesis of Zircon. *Journal of the American Ceramic Society*, 36(6), 190–198. <https://doi.org/10.1111/j.1151-2916.1953.tb12865.x>
- Darwin, C. (1840). CHAPTER III. Cambridge University Press eBooks, 44–72. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511693342.004>
- Diller, J. S. (1884). Fulgurite from Mount Thielson, Oregon. *American Journal of Science*, s3-28(166), 252–258. <https://doi.org/10.2475/ajs.s3-28.166.252>
- Dutta, B. & Surappa, M. (1998). Directional dendritic solidification of a composite slurry: Part II. Particle distribution. *Metallurgical and Materials Transactions*, 29(4), 1329–1339. <https://doi.org/10.1007/s11661-998-0259-y>
- Dwyer, J. R. & Uman, M. A. (2014). The physics of lightning. *Physics Reports*, 534(4), 147–241. <https://doi.org/10.1016/j.physrep.2013.09.004>
- Ende, M., Schorr, S., Kloess, G., Franz, A. & Tovar, M. (2012). Shocked quartz in Sahara fulgurite. *European Journal of Mineralogy*, 24(3), 499–507. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2188>

- Essene, E. J. & Fisher, D. C. (1986). Lightning Strike Fusion: Extreme Reduction and Metal-Silicate Liquid Immiscibility. *Science*, 234(4773), 189–193.
<https://doi.org/10.1126/science.234.4773.189>
- Faure, F. & Schiano, P. (2004). Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes. *Earth and Planetary Science Letters*.
[https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00057-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00057-3)
- Faure, F., Schiano, P., Trolliard, G., Nicollet, C. & Soulestin, B. (2007). Textural evolution of polyhedral olivine experiencing rapid cooling rates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0154-8>
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C. & Montel, J. (2003). A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(2), 251–263.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0449-y>
- Faure, F., Trolliard, G. & Soulestin, B. (2003). TEM investigation of forsterite dendrites. *American Mineralogist*, 88(8–9), 1241–1250. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-907>
- Feng, T., Lang, C. A. & Pasek, M. A. (2019). The origin of blue coloration in a fulgurite from Marquette, Michigan. *Lithos*, 342–343, 288–294. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.003>
- Fiedler, K. G. (1817). Ueber die Blitzröhren und ihre Entstehung. *Annalen der Physik*, 55(2), 121–164. <https://doi.org/10.1002/andp.18170550202>
- Fiedler, K. G. (1819). Ueber die Blitzröhren und ihre Entstehung. *Annalen der Physik*, 61(3), 235–248. <https://doi.org/10.1002/andp.18190610304>
- Frenzel, G., Irouschek-Zumthor, A. & Stähle, V. (1989). Stoßwellenmetamorphose, Aufschmelzung und Verdampfung bei Fulguritbildung an exponierten Berggipfeln. *Chem. Erde*, 49, 265–286.

- Gaidies, F., Milke, R., Heinrich, W. & Abart, R. (2017). Metamorphic mineral reactions: Porphyroblast, corona and symplectite growth. *Mineralogical Society of Great Britain & Ireland eBooks*, 469–540. <https://doi.org/10.1180/emu-notes.16.14>
- Geiger, C. A. (2001). Solid solutions. In *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland eBooks* (S. 3–7). Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/emu-notes.3.1>
- Gieré, R., Wimmenauer, W., Müller-Sigmund, H., Wirth, R., Lumpkin, G. R. & Smith, K. (2015). Lightning-induced shock lamellae in quartz. *American Mineralogist*, 100(7), 1645–1648. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5218>
- Gilbert, G. (1819). Noch einiges von den Blitzröhren. *Annalen der Physik*, 61(3), 249–262. <https://doi.org/10.1002/andp.18190610305>
- Gilbert, G. (1822). Noch einiges von Blitzröhren und von Wirkungen des Blitzes auf Felsenstücke. *Annalen der Physik*, 71(8), 337–344. <https://doi.org/10.1002/andp.18220710802>
- Glicksman, M. E. (2014). *Principles of Solidification: An Introduction to Modern Casting and Crystal Growth Concepts*. Springer.
- Grapes, R. & Müller-Sigmund, H. (2010). Lightning-strike fusion of gabbro and formation of magnetite-bearing fulgurite, Cornone di Blumone, Adamello, Western Alps, Italy. *Mineralogy and Petrology*, 99(1–2), 67–74. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0100-3>
- Griffiths, T. A., Habler, G., Ageeva, O., Sutter, C., Ferrière, L. & Abart, R. (2022). The Origin of Lattice Rotation during Dendritic Crystallization of Clinopyroxene. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac125>
- Hamann, C., Fazio, A., Ebert, M. P., Hecht, L., Wirth, R., Folco, L., Deutsch, A. & Reimold, W. U. (2018). Silicate liquid immiscibility in impact melts. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(8), 1594–1632. <https://doi.org/10.1111/maps.12907>

- Hammer, J. E., Sharp, T. G. & Wessel, P. (2010). Heterogeneous nucleation and epitaxial crystal growth of magmatic minerals. *Geology*, 38(4), 367–370.
<https://doi.org/10.1130/g30601.1>
- Hess, B. L., Piazzolo, S. & Harvey, J. (2021). Lightning strikes as a major facilitator of prebiotic phosphorus reduction on early Earth. *Nature Communications*, 12(1).
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-21849-2>
- Hill, R. & Roeder, P. (1974). The Crystallization of Spinel from Basaltic Liquid as a Function of Oxygen Fugacity. *The Journal of Geology*, 82(6), 709–729.
<https://doi.org/10.1086/628026>
- Hobbs, W. H. (1899). A spiral fulgurite from Wisconsin. *American Journal of Science*, s4-8(43), 17–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-8.43.17>
- Jones, B. E., Jones, K. S., Rambo, K. J., Rakov, V. A., Jerald, J. & Uman, M. A. (2005). Oxide reduction during triggered-lightning fulgurite formation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67(4), 423–428. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.11.005>
- Julien, A. A. (1901). A Study of the Structure of Fulgurites. *The Journal of Geology*, 9(8), 673–693. <https://doi.org/10.1086/620966>
- Kaiser, A., Lobert, M. & Telle, R. (2008). Thermal stability of zircon (ZrSiO₄). *Journal of The European Ceramic Society*, 28(11), 2199–2211. <https://doi.org/10.1016/j.jeurceramsoc.2007.12.040>
- Kenny, G. N. C. & Pasek, M. A. (2021). The response of zircon to the extreme pressures and temperatures of a lightning strike. *Scientific Reports*, 11(1).
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-81043-8>
- Kumazaki, K., Naito, K. & Horii, K. (1997). Production of Artificial Fulgurite by Utilizing Rocket Triggered Lightning. *The transactions of the Institute of Electrical Engineers of Japan*.A, 117(10), 1013–1020. https://doi.org/10.1541/ieejfms1990.117.10_1013

- Kuo, L. C. & Kirkpatrick, R. J. (1985). Kinetics of crystal dissolution in the system diopside-forsterite-silica. *American Journal of Science*, 285(1), 51–90.
<https://doi.org/10.2475/ajs.285.1.51>
- Lewerentz, A., Harlov, D. E., Scherstén, A. & Whitehouse, M. J. (2019). Baddeleyite formation in zircon by Ca-bearing fluids in silica-saturated systems in nature and experiment: resetting of the U–Pb geochronometer. In *Contributions to Mineralogy and Petrology* (Bd. 174, Nummer 8). Springer Science+Business Media.
<https://doi.org/10.1007/s00410-019-1600-8>
- Lofgren, G. E. (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology; isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274(3), 243–273.
<https://doi.org/10.2475/ajs.274.3.243>
- Lofgren, G. E. & Lanier, A. B. (1990). Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(12), 3537–3551.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90303-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90303-3)
- Losert, W., Shi, B. Q. & Cummins, H. Z. (1998). Evolution of dendritic patterns during alloy solidification: Onset of the initial instability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 95(2), 431–438.
<https://doi.org/10.1073/pnas.95.2.431>
- Lussier, A. J., Rouvimov, S., Burns, P. C. & Simonetti, A. (2017). Nuclear-blast induced nanotextures in quartz and zircon within Trinitite. *American Mineralogist*, 102(2), 445–460. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5739>
- Lysyuk, A. Y., Yurgenson, G. A. & Yushkin, N. P. (2006). Phytofulgurites: A new type of geological formations. *Doklady Earth Sciences*.
<https://doi.org/10.1134/s1028334x06090212>
- Matthes, S. (1993). *Mineralogie*. Springer eBooks. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-87508-3>

- Mineralogical Research Company. (o. D.). Mineralogical Research Company - Fulgurites. Mineralogical Research Company - Fulgurites. Abgerufen am 24. April 2020, von <http://www.minresco.com/fulgurites/fulgurites.htm> (2020)
- Navarro-González, R., Mahan, S. A., Singhvi, A. K., Navarro-Aceves, R., Rajot, J., McKay, C. P., Coll, P. & Raulin, F. (2007). Paleoecology reconstruction from trapped gases in a fulgurite from the late Pleistocene of the Libyan Desert. *Geology*, 35(2), 171. <https://doi.org/10.1130/g23246a.1>
- Pasek, M. A., Block, K. & Pasek, V. D. (2012). Fulgurite morphology: a classification scheme and clues to formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(3), 477–492. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0753-5>
- Pasek, M. A. & Hurst, M. (2016). A Fossilized Energy Distribution of Lightning. *Scientific Reports*, 6(1). <https://doi.org/10.1038/srep30586>
- Pasek, M. A. & Lauretta, D. S. (2005). Aqueous Corrosion of Phosphide Minerals from Iron Meteorites: A Highly Reactive Source of Prebiotic Phosphorus on the Surface of the Early Earth. *Astrobiology*, 5(4), 515–535. <https://doi.org/10.1089/ast.2005.5.515>
- Pasek, M. A. & Pasek, V. D. (2017). The forensics of fulgurite formation. *Mineralogy and Petrology*, 112(2), 185–198. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0527-x>
- Peterson, M. W., Lang, T. J., Logan, T., Kiong, C. W., Gijben, M., Holle, R. L., Kolmasova, I., Marisaldi, M., Montoya, J., Pawar, S. V., Zhang, D., Brunet, M. & Cervený, R. S. (2022). New WMO Certified Megaflash Lightning Extremes for Flash Distance and Duration Recorded from Space. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(4), 257–261. <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0254.1>
- Petrishcheva, E. & Abart, R. (2009). Exsolution by spinodal decomposition I: Evolution equation for binary mineral solutions with anisotropic interfacial energy. *American Journal of Science*, 309(6), 431–449. <https://doi.org/10.2475/06.2009.01>

- Pfaff, C. H. (1822). Beobachtete Entstehung einer Blitzröhre durch den Blitz; Magnetisirung durch den Blitz; Versuche über die Zusammendrückbarkeit des Wassers; und Controverse über das Seewasser. *Annalen der Physik*, 72(9), 111–112.
<https://doi.org/10.1002/andp.18220720912>
- Poggendorf, J. C. (1827). Auffindung von Blitzröhren in der africanischen Wüste. *Annalen der Physik*, 86(3), 483–486. <https://doi.org/10.1002/andp.18270860310>
- Roedder, E. (1951). Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *American Mineralogist*, 36, 282–286.
- Rogers, A. F. (1946). Sand Fulgurites with Enclosed Lechatelierite from Riverside County, California. *The Journal of Geology*. <https://doi.org/10.1086/625326>
- Rösler, H. J. (1991). *Lehrbuch der Mineralogie*.
- Rutley, F. (1885). On Fulgurite from Mont Blanc; with a Note on the Bouteillenstein, or Pseudo-chrysolite of Moldauthein, in Bohemia. *The quarterly journal of the Geological Society of London*, 41(1–4), 152–156. <https://doi.org/10.1144/gsl.jgs.1885.041.01-04.21>
- Rutley, F. (1889). On Fulgurites from Monte Viso. *The quarterly journal of the Geological Society of London*, 45(1–4), 60–66. <https://doi.org/10.1144/gsl.jgs.1889.045.01-04.05>
- Smith, J. A. (1974). *Feldspar Minerals*. Springer eBooks. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-96173-1>
- Stefano, C. J., Hackney, S. A. & Kampf, A. R. (2020). The occurrence of iron silicides in a fulgurite: Implications for fulgurite genesis. *Canadian Mineralogist*, 58(1), 115–123.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1900019>
- Vogel, W. (1993). *Schlieren in optischen Gläsern*. Springer eBooks, 96–103.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-58048-2_6
- Voigt, J. K. W. (1805). Nachricht von den Blitzröhren. *Magazin für den neuesten Zustand der Naturkunde*, 10, 491–495.

- West, C. E. (1843). Notice of certain Siliceous Tubes (Fulgurites) formed in the Earth. *American Journal of Science*, 45, 220–222.
- Williams, D. J. & Johnson, W. N. (1980). A note on the formation of fulgurites. *Geological Magazine*, 117(3), 293–296. <https://doi.org/10.1017/s001675680003051x>
- Withering, W. (1790). An Account of Some Extraordinary Effects of Lightning. By William Withering, M. D. F. R. S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 80–293–295.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R. T. & Stöffler, D. (2006). Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(3), 433–454. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00472.x>
- Wright, F. A. (1998). Florida's Fantastic Fulgurite Find. *Weatherwise*. <https://doi.org/10.1080/00431672.1998.9926145>
- Yakovlev, O. I., Dikov, Y. P. & Gerasimov, M. V. (2006). Experimental data on the thermal reduction of phosphorus and iron and their significance for the interpretation of the impact reworking of lunar materials. *Geochemistry International*, 44(9), 847–854. <https://doi.org/10.1134/s0016702906090011>
- File:Pyroxen-structure-oktahedra-band.gif. (2022, November 9). Wikimedia Commons, the free media repository. Retrieved 11:52, January 31, 2023 from <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Pyroxen-structure-oktahedra-band.gif&oldid=704201110>.
- File:Pyroxen-structure-si-chain.gif. (2022, November 9). Wikimedia Commons, the free media repository. Retrieved 11:53, January 31, 2023 from <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Pyroxen-structure-si-chain.gif&oldid=704201130>.
- File:Pyroxene-structure-lbeam-linking-a-b-plane.gif. (2022, November 9). Wikimedia Commons, the free media repository. Retrieved 11:53, January 31, 2023 from

<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Pyroxene-structure-Ibeam-linking-a-b-plane.gif&oldid=704201176>.

File:Pyroxene-structure-momoclinic-orthorhombic-stacking.gif. (2022, November 9). Wikimedia Commons, the free media repository. Retrieved 11:54, January 31, 2023 from <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Pyroxene-structure-momoclinic-orthorhombic-stacking.gif&oldid=704201192>.