

Mineralogische, geochemische und isotopengeochemische Charakterisierung der Evaporite des Hallstätter Salzberges

Masterarbeit

zur Erlangung des Master of Science
an der Fakultät für Bauingenieurwissenschaften der
Technischen Universität Graz

eingereicht von
Stefan Praschl

Institut für Angewandte
Geowissenschaften

Begutachter:
Univ.-Prof. Dipl.-Min. Dr. rer. nat. Martin Dietzel

Graz, Mai 2013

Danksagung

An erster Stelle möchte ich meinem Masterarbeitsbetreuer, Prof. Dr. Martin Dietzel, herzlich danken, dass er mir dieses interessante Thema vorgeschlagen hat. Seine fachlichen Anmerkungen waren mir eine große Hilfe, auch hierfür möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen.

Mein Dank gilt der Salinen Austria AG, insbesondere Mag. Gerald Daxner. Ohne diese Zusammenarbeit wäre die Durchführung dieser Masterarbeit nicht möglich gewesen.

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei ...

- Dr. Ralf Benischke für seine Hilfestellung bei geologischen Fragestellungen
- Dr. Albrecht Leis für die Betreuung der Exkursionen nach Hallstatt
- Ass.-Prof. Dr. Karl Ettinger und Dr. Artur Deditius für die Unterstützung an der Elektronenstrahlmikrosonde
- Ing. Judith Jernej für die Betreuung an dem Ionenaustauschchromatograph
- Ing. Maria Hierz für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung
- Prof. Dr. Michael Boettcher vom Leibniz-Institut für Ostseeforschung in Warnemünde für die Messung der $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ Isotopenverteilung
- Dr. Michael Schramm von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover für die Herstellung der Dünnschliffe

Mein besonderer Dank gilt meiner Freundin Donjá und meiner Familie, die mich zu jeder Zeit unterstützt haben.

Zusammenfassung

Die Evaporite der Salzlagerstätte „Hallstätter Salzberg“ waren Gegenstand zahlreicher Studien. Viele Fragen, beispielsweise in Bezug auf die Bildungsbedingungen, Bildungsalter der Evaporite, tektonische Entwicklung des Hallstätter Salzberges sowie sekundäre Umwandlungsprozesse der Minerale sind jedoch immer noch unzureichend geklärt. In dieser Studie wurden zwei Bohrkerne mit einer Gesamtlänge von 619 m mit mineralogisch-petrographischen und (isotopen) geochemischen Methoden untersucht, um einzelne Faziesseinheiten zu charakterisieren und somit neue Erkenntnisse über die Bildungsbedingungen und Umwandlungsprozesse zu erhalten.

Basierend auf makroskopischen Merkmalen wurden insgesamt sechs Hauptzonen unterschieden. Die untersuchten Steinsalz-Horizonte bestehen durchschnittlich zu 96 Gew.-% aus Halit mit Anhydrit (1,8 Gew.-%) und Polyhalit (1,4 Gew.-%) als Nebenbestandteilen. Die wasserunlöslichen Bestandteile, wie zum Beispiel Tonminerale, sind mit einem Anteil $< 0,2$ Gew.-% vertreten. Der Br-Gehalt im Halit variiert zwischen 64 und 223 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ (Mittelwert: 124 ± 25 , $n = 67$). Dies zeigt, dass die Halit-Kristalle keinen signifikanten sekundären oder lösungsmetamorphen Einflüssen ausgesetzt waren. Die Br-Gehalte steigen entlang des untersuchten Profils zum Hangenden an und reflektieren unterschiedliche Evaporationsstadien in verschiedenen Horizonten.

Ein weiterer Fokus dieser Studie lag auf der Verteilung der stabilen Isotope des Schwefels im Sulfat. Hierbei wurden zwei unterschiedliche Trends festgestellt: (i) Sulfate mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten, die zwischen 10,6 und 12,8 ‰ variieren (Mittelwert: $11,5 \pm 0,7$ ‰, $n = 16$) und damit typisch für im oberen Perm gebildete marine Sulfate sind. Es fällt auf, dass bei der Gruppe der im oberen Perm gebildeten Sulfaten, die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Mg-Sulfat dominierten Proben, wie z.B. Polyhalit, mit $\delta^{34}\text{S} = 10,9 \pm 0,4$ ‰ ($n = 6$) deutlich isotopisch leichter sind, als die der Anhydrit-reichen Horizonte ($\delta^{34}\text{S} = 11,8 \pm 0,6$; $n = 10$). (ii) Anhydrite mit Lagen, die reich an Dolomit und organischem Material sind, und $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Bereich von 28,5 bis 30,8 ‰ aufweisen (Mittelwert: $29,5 \pm 1$ ‰, $n = 4$), entsprechen dem triassischen „Röt-Event“. Es ist bemerkenswert, dass die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte, die dem triassischen Trend entsprechen, sogar um ca. 2 ‰ schwerer sind als die Werte aus vorangegangenen Studien im Hallstätter Salzberg. Die im Oberperm präzipitierten Halite weisen eine Br-Signatur auf, die einen erhöhten Evaporationsgrad anzeigt und somit Polyhalitbildung ermöglichte (Alpine Haselgebirge Fm.). Im Gegensatz dazu wurde während der Trias ein geringeres Eindunstungsstadium erreicht, das lediglich zur Bildung von Halit führte (Reichenhall Fm.).

Das Sr/Ca-Verhältnis weist auf eine primäre Bildung von Gips hin. Es ist jedoch zu beachten, dass geringe Anteile an Coelestin, die in den Proben beobachtet wurden, das Sr/Ca-Verhältnis beeinflussen können. Die mikrochemische Untersuchung der Mineralparagenesen der Evaporitgesteine im Hallstätter Salzberg liefert deutliche Hinweise auf sekundäre Alteration der Sulfatminerale. Belege für Mineralumwandlungen sind Relikte von Anhydrit in Polyhalit, von Polyhalit in Anhydrit, von Anhydrit in Görgeyit, Säume aus Glauberit um Polyhalit sowie

reliktischer Glauberit in Anhydrit. Das Auftreten von Glauberit als Zwischenprodukt bei der Umwandlung von Polyhalit in Anhydrit ist ein weiterer Indikator für die komplexen und gekoppelten Umwandlungsreaktionen. Somit liegen mehrere Generationen von Polyhalit in der Lagerstätte vor. Komplexe Mineralparagenesen treten bevorzugt an Gesteinsgrenzen auf und deuten auf die Anwesenheit von z.B. K- und Mg-reichen Fluiden hin. Eine Besonderheit stellt der Nachweis von Kalistrontit dar. Dieses Mineral wurde bisher in den Ostalpen nicht nachgewiesen.

Mit dieser Studie konnte eine erweiterte (Alters-) Einstufung der vorliegenden Schichten und stratigraphischen Einheiten erarbeitet werden und individuelle, lösungsmetamorphe Prozesse auf die Evaporitgesteine nachgewiesen werden.

Abstract

The evaporites of the deposit “Hallstätter Salzberg” have been the subject of numerous studies, but significant gaps of knowledge remain, e.g. with respect to its evolution, age of formation, alteration processes, and tectonic impacts. In this study, two drill cores with a total length of 619 m were investigated using combined mineralogical-petrological and (isotope) geochemical methods in order to provide new insights into the formation and transformation conditions, and to distinguish individual facial units.

Six main units with different lithological sequences were distinguished based on macroscopic characteristics. On average, the halite horizons consist of 96 wt.-% NaCl with minor amounts of anhydrite and polyhalite (1.8 and 1.4 wt.-%, respectively) and < 0.2 wt.-% of insoluble residues such as clay minerals. The Br content of halite was investigated and determined to vary between 64 and 223 μg (Br) / g (NaCl) (average: 124 ± 25 ; $n = 67$); this indicates no significant secondary solution metamorphisms on halite. The Br content of halite increases along the profile towards the hanging layer and reflects changes in the degree of evaporation in distinct horizons. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -isotope values of sulfate minerals exhibit two significant trends: (i) $\delta^{34}\text{S}$ values varying between 10.6 and 12.8 ‰ (average 11.5 ± 0.7 ‰; $n = 16$), which are typical for marine sulfates of Upper Permian age. Notably, $\delta^{34}\text{S}$ values of Mg-sulfates ($\delta^{34}\text{S} = 10.9 \pm 0.4$ ‰; $n = 6$) such as polyhalite are isotopically lighter compared to anhydrite dominated horizons ($\delta^{34}\text{S} = 11.8 \pm 0.6$; $n = 10$). (ii) $\delta^{34}\text{S}$ values from 28.5 to 30.8 ‰ (average 29.5 ± 1 ‰; $n = 4$) of anhydrite, associated with dolomite and organic rich layers, may indicate marine sulfates of triassic “Röt event”, but values are up to ≈ 2 ‰ isotopically heavier than previously reported isotope signatures for the “Hallstätter Salzberg”. In the Upper Permian, the onset of evaporation led to halite precipitation and increasingly saturation of solutions, enabling polyhalite precipitation to occur (Alpine Haselgebirge Fm.). However, in the Triassic, precipitation from less saturated solutions forms only low Br content halite (Reichenhall Fm.). The Sr/Ca ratios of anhydrite may be cautiously interpreted to indicate primary formation of gypsum, noting that the detection of celestine crystals may influence bulk Sr/Ca ratios. Transformation processes can be followed in distinct mineral associations in the “Hallstätter Salzberg” using electron microprobe analysis. Mineral transformation processes are discovered by relicts of anhydrite in polyhalite; polyhalite in anhydrite; anhydrite in görgeyite; glauberite in anhydrite; and by glauberite rims around polyhalite minerals. The occurrence of glauberite as an intermediate solid phase during the transformation of polyhalite to anhydrite indicates complex and coupled reaction mechanisms. Consequently, several generations of, for example, polyhalite can be distinguished. Complex mineral assemblages occur preferentially at the boundary of distinct horizons tracing the migration of e.g. K and Mg rich fluids. A notable feature is the occurrence of kalistrontite, which was observed in the Eastern Alps for the first time. Accordingly, an enhanced (age) classification of the investigated layers and stratigraphic units are presented and depicted secondary impacts due to solution metamorphism are discussed.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Geologischer Überblick	3
2.1. Nördliche Kalkalpen	3
2.1.1. Tektonische Entwicklung	4
2.1.2. Gliederung der NKA in Deckensysteme	6
2.1.3. Geologie des Hallstätter Salzbergs	8
2.2. Alpine Haselgebirge Formation	9
2.2.1. Lithologische Gliederung	10
2.2.2. Zeitliche Einordnung und Proxies	12
3. Methoden	14
3.1. Probennahme- und Aufbereitung	14
3.1.1. Probennahme	14
3.1.2. Probenaufbereitung	14
3.2. Analytik	16
3.2.1. Röntgendiffraktometrie	16
3.2.2. Verteilung der Schwefelisotope	16
3.2.3. Ionenchromatographie	17
3.2.4. Elektronenstrahlmikrosonde	17
4. Makroskopische Einteilung der Bohrkerne	18
4.1. Makroskopische Gesteinsbeschreibung	18
4.2. Beschreibung der Bohrkernprofile	21
5. Petrographie und Mineralchemie	29
5.1. Profil A	29
5.1.1. Steinsalz (Zone 1, Profil A) – Schliff D 9	29
5.1.2. Kontakt Stinkdolomit/Anhydrit zu Kernsalz (Zone 3, Profil A) – Schliff D 2	31
5.1.3. Kontakt von Kernsalz zu Anhydrit (Zone 2, Profil A) – Schliff D 1	34
5.2. Profil B	39
5.2.1. Kontakt Kernsalz zu Polyhalit (Zone 2, Profil B) – Schliff D 10	39
5.2.2. Anhydrit (Zone 2, Profil B) - Schliff D 3	42
5.2.3. Kontakt Kernsalz – Polyhalit (Zone 2, Profil B) – Schliff D 4	44
5.2.4. Kontakt Polyhalit – Haselgebirge (Zone 2, Profil B) – Schliff D 7	47
5.2.5. Anhydrit mit tonreichen Zwischenlagen (Zone 5, Profil B) – Schliff D 11	51
5.2.6. Calcit mit Halitadern (Zone 5, Profil B) – Schliff D 6	53
5.2.7. Kontakt Polyhalit – Anhydrit (Zone 5, Profil B) – Schliff D 8	55

6. Schwefel-Isotopenverhältnisse von Sulfatgesteinen	57
7. Chemische Charakterisierung des Steinsalzes	61
8. Diskussion	70
8.1. Lithologisch-petrographische Einteilung	72
8.2. Petrologie und Mineralchemie	74
8.3. Sr-Konzentrationen in Calciumsulfaten	77
8.4. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verteilung im Sulfat	78
8.5. Vergleich von Mineralogie und Schwefelisotopie	80
8.6. Bromid-Verteilung in Halit	81
9. Schlussfolgerungen	86
10. Literaturverzeichnis	88

Anhang:

A-1: Röntgendiffraktometrie: ausgewählte Spektren	A-1
A-2: Elektronenstrahlmikrosonden-Analysen	A-5
A-3: Ionenchromatographie: Ergebnisse und Berechnungen	A-13

1. Einleitung

Ostalpine Salzlagerstätten treten häufig im zentralen Bereich der Nördlichen Kalkalpen (NKA) auf. In dieser Region, auch bezeichnet als Salzkammergut, wird seit prähistorischer Zeit Salzbergbau betrieben. Es gibt Hinweise darauf, dass im Hallstätter Salzberg bereits vor ca. 7000 Jahren Salz abgebaut wurde (Barth & Lobisser, 2002). Ein organisierter bergmännischer Abbau ist zumindest ab etwa 1458 v. Chr. belegt (Grabner et al., 2006). Das Salzbergwerk in Hallstatt hat die gesamte Region maßgeblich geprägt, insbesondere kulturgeschichtlich, was sich unter anderem in der Namensgebung der Gemeinde widerspiegelt. Das Wort „Hall“ als Bestandteil des Ortsnamens deutet bereits einen engen Zusammenhang mit dem Salzbergbau an. Diese einzigartige Entwicklung brachte der Region Hallstatt 1997 den Titel des UNESCO Welterbes ein. Aufgrund der enormen wirtschaftlichen Bedeutung des Salzvorkommens des Hallstätter Salzbergs ist dieser seit langer Zeit im Interesse der Forschung und veranlasste Bergmänner und Wissenschaftler sich mit den geologischen und mineralogischen Verhältnissen der Lagerstätte zu befassen.

Wichtige Beiträge zur Genese der Ostalpinen Evaporitlagerstätten lieferten unter anderen Stromeyer und Görgey (Görgey, 1910; Stromeyer, 1821). Sie haben eine Vielzahl der Evaporitminerale erstmals analysiert und charakterisiert. So ist der Bad Ischler Salzberg Typlokalität verschiedener Sulfatminerale wie Polyhalit, Görgeyit, Löweit und Blödit (Reiter, 1996). Diese eher seltenen Sulfatminerale wurden ebenfalls im Hallstätter Salzbergwerk beobachtet.

Eine Alterseinstufung der Ostalpinen Evaporitvorkommen, insbesondere der Hallstätter Salzlagerstätte, ist nicht ohne Weiteres durchzuführen, da die sedimentären Abfolgen vom autochthonen Untergrund abgesichert wurden und tektonisch stark beansprucht sind. Zudem wird die zeitliche Einstufung der Evaporitgesteine durch die lebensfeindlichen Bedingungen der salinaren Fazies erschwert: Tierische Fossilien sind in den Evaporiten kaum vertreten und pflanzliche Fossilien finden sich lediglich in Form von Sporen. Klaus (1953, 1965) extrahierte aus den Salztonen Pflanzensporen, deren Analyse eine weitgehend für das Oberperm typische Vergesellschaftung zeigt. Im sogenannten Stinkdolomitischen Grausalzgebirge fand Klaus (1965) Pflanzensporen, die darauf hindeuten, dass ein Teil der Evaporitgesteine im Hallstätter Salzberg in die Trias einzustufen ist.

Mit fortschreitender Entwicklung der analytischen Methoden wurden die Ostalpinen Evaporitgesteine ab Anfang der 1950er Jahre in einer Vielzahl von Arbeiten geochemisch und isotope-geochemisch untersucht. So konnten die Evaporite erstmals anhand der in den Sulfatgesteinen analysierten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte untergliedert werden, da diese als Proxies für die charakteristischen, temporalen Schwankungen der Meerwassersulfate gelten. So konnten u.a. Pak & Schauburger (1981) und Spötl (1988) mit Hilfe von $\delta^{34}\text{S}$ -Werten für einen Großteil der Hallstätter Lagerstätte das Alter Oberperm/Skyth ermitteln. Sie bestimmten des Weiteren für das Stinkdolomitische Grausalzgebirge ein Bildungsalter im Skyth/Anis (Röt-Event). Dies

korrespondiert gut mit den von Klaus (1965) postulierten Ergebnissen. Dennoch konnten bisher die Bildungsbedingungen, das Bildungsalter, die Alterationsprozesse und die tektonische Entwicklung des Hallstätter Salzberges nicht im Detail aufgeklärt werden und sind somit immer noch Gegenstand kontroverser Debatten.

Ziel dieser Arbeit ist, über die Verknüpfung von (a) mineralogisch-petrographischen Analysen, (b) Konzentrationen an Neben- und Spurenelementen sowie (c) der Verteilung der stabilen Isotope des Schwefels ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) erweiterte Aussagen über die Stratigraphie und die Entwicklung des Hallstätter Salzberges zu erhalten. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf folgenden Fragestellungen:

- Können die Bildungsbedingungen bzw. der Evaporationsgrad der vorliegenden Halitgesteine evaluiert sowie einzelne fazielle Einheiten abgegrenzt werden?
- Kann eine weitere (Alters) Einstufung der vorliegenden Gesteinsformationen bzw. einzelner stratigraphischer Einheiten vorgenommen werden?
- Wurden diese Evaporitabfolgen durch sekundäre lösungsmetamorphe Einflüsse überprägt? Gibt es Indizien für spezifische Prozesse?

Für die Untersuchungen standen zwei Bohrkerne aus dem Bereich des Nusko-Horizonts zur Verfügung. Diese konnten aufgrund lithologischer Merkmale in Zonen untergliedert werden. Ausgewählte Proben wurden mit dem Polarisationsmikroskop sowie mit dem Röntgendiffraktometer untersucht. Die orts aufgelöste Zusammensetzung der Mineralphasen ist mittels der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert worden. Ein besonderes Augenmerk lag auf Indizien, die Hinweise auf Alterationsprozesse und Mineralneubildungen durch Fluideinwirkungen geben. Das Spurenelementsignal des Bromids im Halit erlaubt grundsätzlich Rückschlüsse auf den Evaporationsgrad bzw. auf sekundäre Lösungsprozesse. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Isotopenverhältnisse wurden eingesetzt, um Sulfat-haltige Formationen in den Ostalpinen Evaporitvorkommen alters- bzw. faziesabhängig einzustufen. Spurenelementanalysen und Isotopenverteilungen können in Kombination mit mineralogisch-petrographischen Untersuchungen z.B. zur Einteilung verschiedener Bildungsphasen dienen.

2. Geologischer Überblick

2.1. Nördliche Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen (NKA) sind Teil des Ostalpinen Deckenkomplexes und bilden die oberste tektonische Einheit der Ostalpen. Sie stellen einen Falten- und Überschiebungsgürtel dar, der sich in einer 20-50 km breiten Zone mit einer Länge von etwa 500 km vom Rheintal bis zum Wiener Becken erstreckt (Abb. 1). Im Süden werden die NKA von der Grauwackenzone bzw. dem Zentralostalpin begrenzt. Nördlich der NKA schließt das Alpenvorland mit dem Helvetikum und der Rhenodanubischen Flyschzone an. Die Basis der stratigraphischen Abfolge der NKA bilden permische Gesteine wie z.B. die Alpine Haselgebirge Formation (AHF).

Die NKA werden hauptsächlich aus mesozoischen Karbonaten aufgebaut, wobei insbesondere (triassische) Flachwasserkarbonate große Mächtigkeiten erreichten. In einzelnen Teilen der NKA, wie den Gosaubecken, erfolgte eine sedimentäre Ablagerung bis in das Eozän. Während der alpidischen Gebirgsbildung wurden diese sedimentären Abfolgen in mehreren Phasen umgelagert und deformiert.

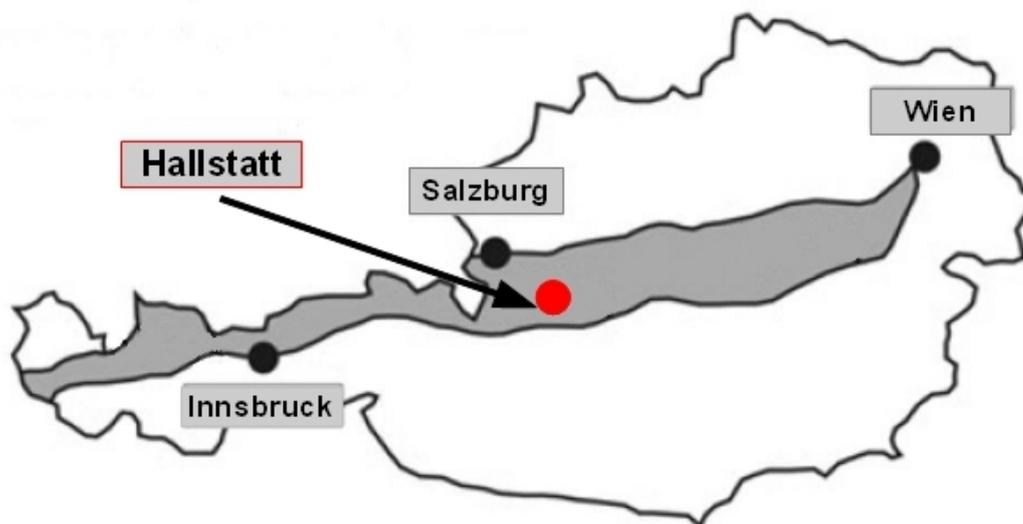


Abb. 1: Übersichtskarte Österreichs mit den NKA im zentralen Bereich hellgrau dargestellt. Die Lage des Arbeitsgebietes, der Hallstätter Salzberg, ist durch einen roten Punkt markiert (modifiziert aus Leitner et al., 2011).

2.1.1. Tektonische Entwicklung

Im Unterperm entstand ein „Superkontinent“, der alle Kontinente vereinigte. Dieser Kontinent wird Pangäa genannt und umgab von drei Seiten ein Meer namens Tethys. Der heutige Alpenraum war zu dieser Zeit Teil der Pangäa, auf dem sich das variszische Grundgebirge erstreckte. Teile dieses Grundgebirges sind rezent z.B. in der Böhmisches Masse aufgeschlossen. Im Oberperm begann die kontinentale Kruste im Bereich der heutigen Ostalpen auseinanderzudriften. Der kristalline Sockel des variszischen Grundgebirges wurde dadurch in diesem Bereich ausgedünnt und unter den Meeresspiegel abgesenkt (siehe Abb. 2A). Folge dessen war die Entwicklung eines Grabenbruchsystems. Entlang dieser Bruchlinien drangen, aus südöstlicher Richtung (u.a. Spötl, 1989), erste Ausläufer der Tethys vor. In einigen dieser Randmeerbereiche wurden unter anderem die evaporitischen und siliziklastischen Gesteine der AHF abgelagert.

Durch weiteres Auseinanderdriften der Kruste verbreiterte sich der Grabenbruch, was zu einer weiteren Öffnung der Tethys führte. Dieser westliche Teil der sich ausdehnenden triassischen Tethys wird nach Kozur (1991) als „Hallstatt-Meliata-Ozean“ bezeichnet. Folge der weiteren Öffnung war die Bildung ozeanischer Kruste und die Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes. Die Gesteine der NKA wurden während der Trias entlang dieses passiven Kontinentalrandes abgelagert (Abb. 2B). Auf diesem bildete sich im flachmarinen Bereich eine Karbonatplattform aus, auf der mächtige Karbonatabfolgen abgelagert wurden. Südlich der Plattform erfolgte während der Trias die Ablagerung der Sedimente in Hallstätter Fazies, wie z.B. die pelagischen Hallstätter Kalke.

Durch Abtrennung und Auseinanderdriften des späteren Ostalpins (inklusive NKA) vom europäischen Hinterland während des Unterjura (u.a. Mandl, 2000) kam es in diesem Zwischenbereich zur Bildung des Penninischen Ozeans (Abb. 2C). Südlich des Ostalpins begann ebenfalls im Unterjura durch kompressive Tektonik die Schließung des Hallstatt-Meliata-Meeresarmes der Tethys (Abb. 2C).

Die anhaltende Kompression führte im Oberjura zur endgültigen Schließung des Meeresarmes (Abb. 2D), sowie zu einer tektonischen Komprimierung der angrenzenden Schelfbereiche des Ostalpins, was zum ersten Versatz des juvavischen Deckenkomplexes führte (Mandl, 2000). Währenddessen wurden die sedimentären Abfolgen der NKA gemeinsam mit den Gesteinen der Grauwackenzone von der Basis abgeschert, Richtung Norden transportiert, verfaltet und gestapelt. Dabei dienten die Evaporite der AHF an der Basis der NKA als Hauptabscherhorizont und begünstigten aufgrund der geringen Scherfestigkeit und dem duktilen Verhalten der Evaporitgesteine den Deckentransport.

Während der Unterkreide (z.B. Eynatten & Gaupp, 1999; Mandl, 2000) begannen Subduktions-Prozesse am südlichen Rand des Penninischen Ozeans (Abb. 2D). Dies führte zu einer Krustenverkürzung innerhalb des ostalpinen kristallinen Grundgebirges und zu damit verbundenen Deckenbewegungen, die eine weitere Deckenstapelung zur Folge hatten (z.B. Wagreich & Faupl, 1994).

Nach einer Erosionsperiode transgredierte ab der Oberkreide die überwiegend klastischen Sedimente der Gosau-Gruppe auf den Deckenstapel der NKA (Abb. 2E). Die fortschreitende Subduktion des Penninischen Bereiches in Richtung Süden unter die Ostalpinen Einheiten führte zur Schließung des Meeres. Ab dem Obereozän kam es zu einer Verformung der Sedimente der Rhenodanubischen Flysch-Zone und einer teilweisen Überschiebung durch die Decken der NKA (Mandl, 2000).

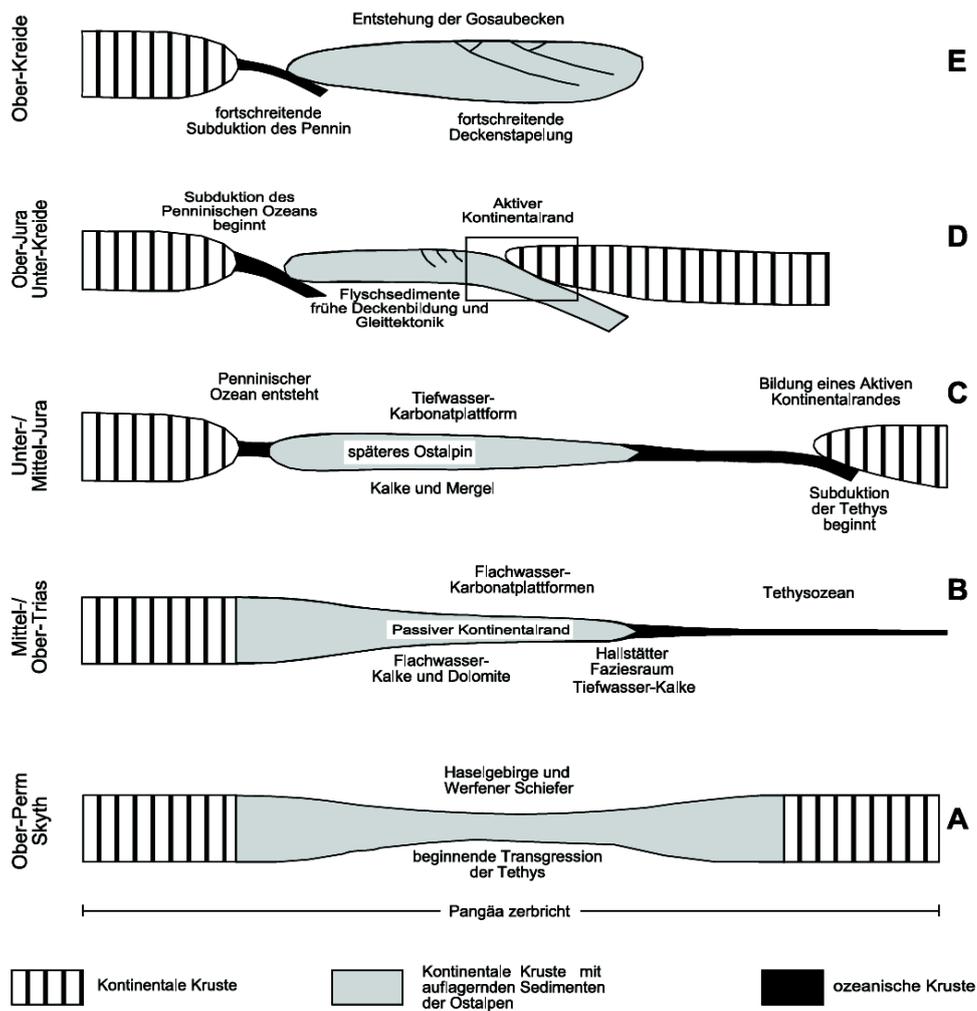


Abb. 2: Vereinfachtes plattentektonisches Modell für das Mesozoikum in den NKA (Quelle: Gawlick, 2000).

2.1.2. Gliederung der NKA in Deckensysteme

Die klassische Unterteilung innerhalb der NKA beinhaltet von Norden nach Süden folgende Abfolge von Deckenkomplexen (u.a. Tollmann, 1985; Plöchinger, 1995; Mandl, 2000; Abb. 3):

- Juvavische Decken (Juvavikum; hangend)
- Tirolische Decken (Tirolikum)
- Bajuvarische Decken (Bajuvarikum; liegend)

Bajuvarikum

Das Bajuvarikum ist vor allem im Westteil der NKA großflächig aufgeschlossen. Im mittleren Teil der NKA taucht es großteils unter das überschobene Tirolikum ab. Im östlichen Abschnitt zieht sich das Tirolikum zurück, wodurch das Bajuvarikum wieder zum Vorschein kommt. Das Bajuvarikum kann seinerseits in drei Deckensysteme unterteilt werden:

- Hochbajuvarikum: Lechtal-Reichraminger-Lunzer Deckensystem (hangend)
- Tiefbajuvarikum: Allgäuer-Ternberger-Frankenfelder Deckensystem
- Tiefstbajuvarikum: Cenomanrandschuppe (liegend)

Tirolikum

Das Tirolikum kann im Westen der NKA in die Inntaldecke und die darauf liegende Krabachjochdecke unterteilt werden. Im Mittelteil umfasst das Tirolikum die Staufenhöllengebirgs-Decke, Totengebirgsdecke, Wascheneckdecke, Werfener und Admonter Schuppenzone. Im östlichen Teil der NKA wird das Tirolikum durch die Ötscherdecke aufgebaut, die ihrerseits in die Reisalpendecke, Unterbergdecke und Göllerdecke untergliedert werden kann.

Juvavikum

Das Juvavikum stellt die höchste tektonische Einheit der NKA dar. Dieses kann basierend auf faziellen Unterschieden der Einheiten in ein Tiefjuvavikum (Hallstätter Zone) und ein darüber liegendes Hochjuvavikum (Dachsteinkalkfazies) untergliedert werden. Diese Unterteilung hat jedoch als tektonische Gliederung kaum Bestand. Die Einheiten der Hallstätter Zone bestehen aus einem nicht zusammenhängenden „Schollenteppich“ aus einzelnen unregelmäßig angeordneten Schuppen bzw. Schollen, den sog. Hallstätter Decken. Zum Hochjuvavikum werden die Berchtesgadener Decke, Dachsteindecke und Schneebergdecke gezählt. Die Mürzalpendecke und die Göll-Lammer-Einheit umfassen sowohl Einheiten der Hallstätter- als auch der Dachsteinkalk-Fazies.

Die tektonischen Prozesse und die räumlich-zeitliche Einordnung der Juvavischen Decken sind immer noch umstritten. Nach allgemein vorherrschender Meinung kann dieser

Fragenkomplex durch gleittektonische Prozesse ab dem (Oberen) Jura erklärt werden (u.a. Tollmann, 1985; Missoni & Gawlick, 2011). Nach diesem Modell wurden in einer ersten Phase die Hallstätter Schollen von Süden gravitativ auf das Tirolikum und die Dachsteindecke transportiert. Dieser Vorgang wurde durch die Evaporite der AHF an der Basis der Schollen begünstigt. In einer zweiten Phase wurde das Tirolikum von der Dachsteindecke über überschoben.

Eine weitere Hypothese besagt, dass die Juvavischen Decken während der Unterkreide tektonisch überschoben wurden (u.a. Schweigl & Neubauer, 1997).

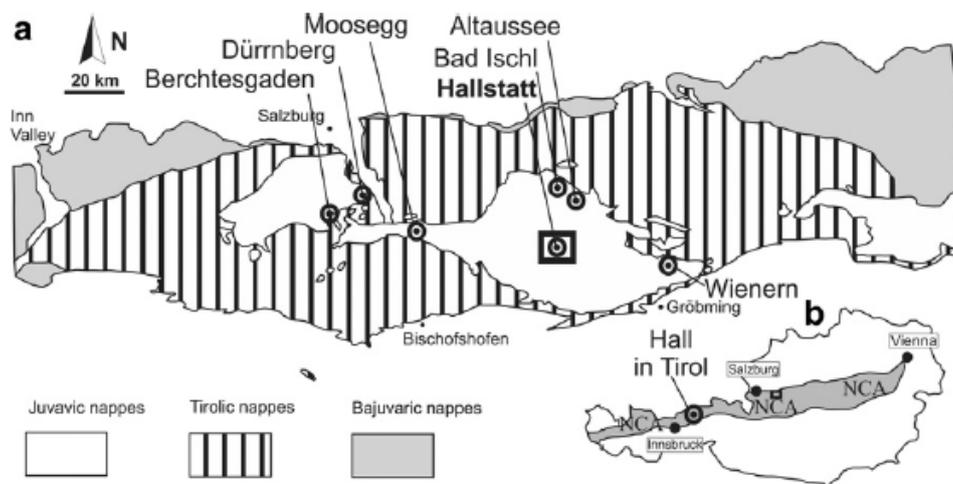


Abb. 3: (a) Tektonische Kartenskizze des NKA-Mittelabschnittes. Die verschiedenen Deckensysteme sind durch unterschiedliche Schraffuren gekennzeichnet. (b) Lage des österreichischen Anteils der NKA. Die Kreise markieren Evaporitlagerstätten mit den Salzbergwerken: Hall in Tirol, Berchtesgaden, Dürrenberg bei Hallein, Altaussee, Bad Ischl und Hallstatt. (aus Schorn et al., 2012).

Die ostalpinen Salzlagerstätten treten gehäuft im zentralen Bereich der NKA auf (siehe). Eine Ausnahme bildet das Salzbergwerk Hall in Tirol, das im östlichen Abschnitt der NKA gelegen ist. Die Salzlagerstätten in den NKA können anhand ihrer tektonischen Position in zwei Typen unterteilt werden (Medwenitsch, 1949, 1954):

- **Deckenstirntyp**

Beim Deckenstirntyp liegen die salinaren Abfolgen oberhalb der tirolischen Decke tektonisch akkumuliert an der Deckenstirn der Hallstätter Scholle. Zu diesem Typ zählen die Lagerstätten von Bad Ischl und Altaussee.

- **Deckenüberschiebungstyp (im Bereich von Überschiebungsbahnen)**

Bei diesem Typ befinden sich die salinaren Abfolgen tektonisch isoliert über muldenförmig gelagertem Tirolikum und den tektonisch höher gelegenen Decken der NKA (Hochjuvavikum). Die Salzlagerstätte in Hallstatt sowie Dürrenberg bei Hallein sind Vertreter dieses Lagerstättentyps.

2.1.3. Geologie des Hallstätter Salzberges

Der Hallstätter Salzberg mit dem Salzbergwerk befindet sich innerhalb einer in der Hallstätter Fazies ausgebildeten, tektonisch isolierten Scholle, welche als Plassenscholle bezeichnet wird. Umrahmt wird diese Scholle von der Dachsteindecke, die in diesem Bereich eine muldenförmige Struktur aufweist. Die Dachsteindecke ist in diesem Bereich aus Wettersteindolomit und Dachsteinkalk aufgebaut (Abb. 4). Die Basis der Plassenscholle wird aus der AHF aufgebaut. Der nördliche und östliche Teil dieser Scholle ist tief in die Dachsteindecke eingesenkt, während sie im Süden relativ flach aufliegt. Wie tief die AHF in die Dachsteindecke hineinreicht, ist nicht bekannt. Bohrungen innerhalb des Salzbergwerkes, die bis 100 m unter das Niveau des Hallstätter Sees (508 m ü.A.) hinabreichen, haben dessen Basis nicht erreicht (Schorn et al., 2012). Die sedimentären Abfolgen der Plassenscholle wurden von Perm bis Jura abgelagert. Die AHF und die Werfener Schichten bilden die Basis dieser Abfolge. Darüber lagern Gutensteiner Kalk, Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, Schreieralmkalk (lokal mit Mergel vergesellschaftet), Reingrabener Schichten (Tonschiefer und Kalke), Bunte Hallstätterkalke und die Zlambachschichten (Mergel) (Scheidleder et al., 2001). Die neoautochthone Bedeckung der Scholle, der sog. Plassen, lagert diskordant über dieser Abfolge. Die im oberen Jura (Malm) autochthon abgelagerten Flachwasserkarbonate (Plassenkalk) bilden den Gipfel des Plassen (Abb. 4).

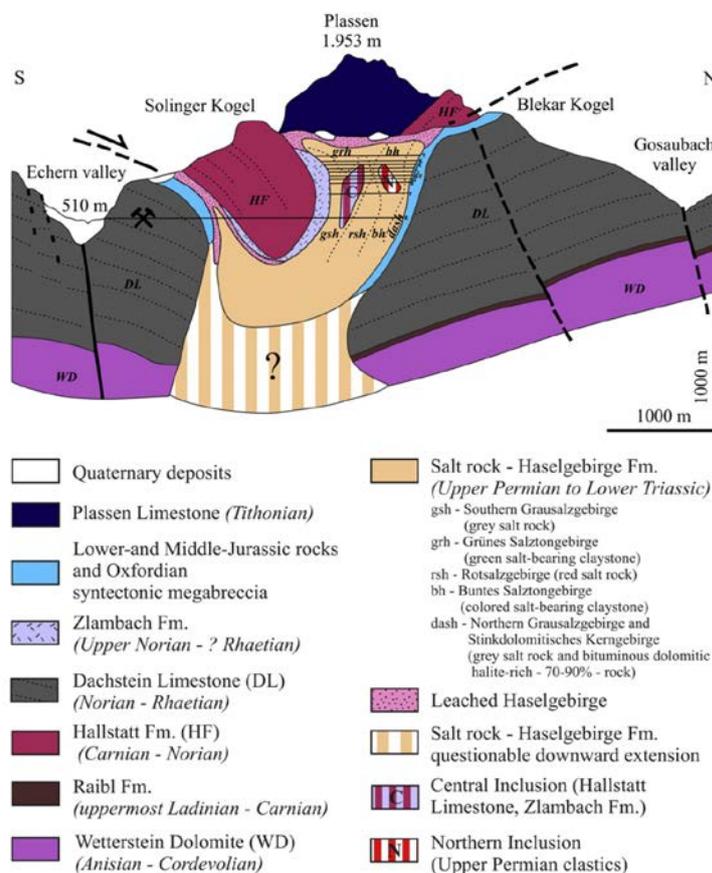


Abb. 4: Schematischer N-S Profilschnitt durch den Hallstätter Salzberg (aus Schorn et al., 2012, nach Mandl, 1999; modifiziert nach Schaubberger, 1955).

2.2. Alpine Haselgebirge Formation

Die Alpine Haselgebirge Formation (AHF) repräsentiert innerhalb der NKA die saline Fazies des oberen Perm und lokal des oberen Skyth (Spötl, 1988). Dabei umfasst sie sämtliche salinaren Schichtfolgen der alpinen Salzlagerstätten. Lithologisch besteht die AHF überwiegend aus einem brekziösen Mischgestein, das als Haselgebirge bezeichnet wird. Hierbei werden zwei Typen unterschieden. Das Haselgebirge im weiteren Sinn, welches außerhalb der Salzlagerstätten aufgeschlossen ist, besteht nur untergeordnet aus Steinsalz. Im Haselgebirge im engeren Sinn, welches in den Ostalpinen Salzlagerstätten aufgeschlossen ist, besteht die Matrix aus Steinsalz und beinhaltet als Komponenten überwiegend Ton- und Siltsteine sowie Anhydrit. Weiters sind innerhalb der AHF verschiedenste Salze, Sulfate, Sulfide, Karbonate, siliziklastische Gesteine und vereinzelt Magmatite vertreten.

Die AHF kann rezent von Hall in Tirol bis Heiligenkreuz bei Wien verfolgt werden, wobei sie nur vereinzelt aufgeschlossen ist. Meist tritt sie an tektonischen Grenzen und an der Basis einzelner, tektonisch isolierter Hallstätter Schollen zutage.

Die Ablagerung der evaporitischen und feinklastischen Sedimente der AHF erfolgte in einem abgetrennten Randmeerbereich im nordwestlichen Bereich der Tethys (Spötl, 1989). Nach derzeitigem Forschungsstand öffnete sich in diesem Bereich ein E-W streichendes, kontinentales Grabenbruchsystem, in das die Tethys von SE eindrang (u.a. Tollmann, 1976; Spötl, 1988, 1989). Durch einen eingeschränkten Wasseraustausch mit der offenen Tethys entstanden hypersalinare Verhältnisse, die eine Ausfällung von Evaporiten zur Folge hatten (Abb. 5).

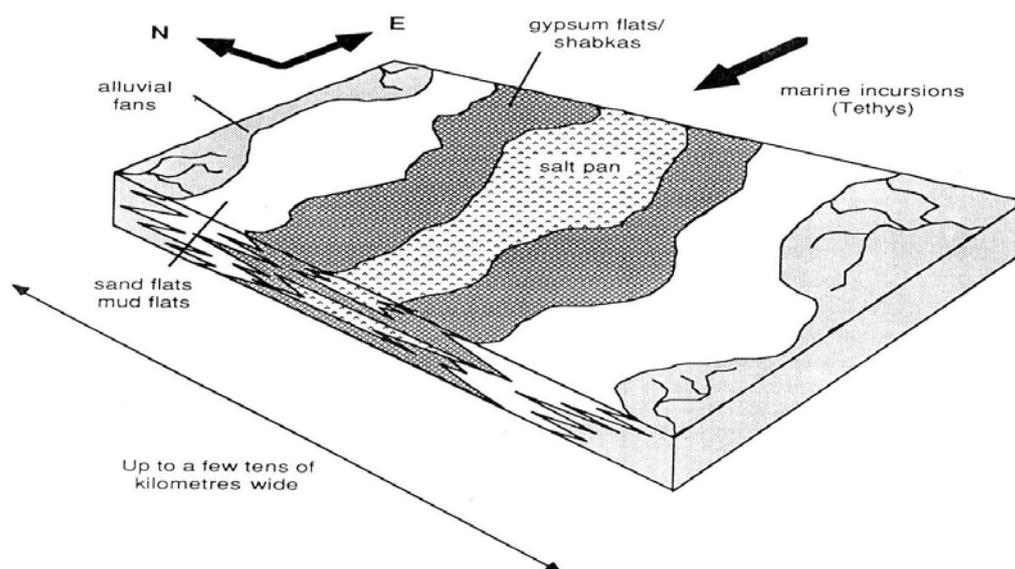


Abb. 5: Rekonstruktionsskizze des faziellen Ablagerungsraumes im Oberperm im Bereich des Grabenbruchsystems. Das Modell zeigt das Eindampfungsstadium mit Halit-Präzipitation im zentralen Bereich des hypersalinen Beckens. Gesäumt wird dieser Bereich von siliziklastisch dominierten Sabkha ähnlichen Ebenen, auf denen (Calcium-) sulfatische Evaporite (Gips, Anhydrit) abgelagert wurden (aus Spötl, 1989).

Aufgrund der relativ geringen Scherfestigkeit der meisten Evaporite bildete die AHF einen bevorzugten Bewegungshorizont während der alpidischen Orogenese. Sie wurde dabei von ihrem Ablagerungsraum abgeschert, gegen Norden transportiert und bildet nun die Deckschollen der jeweils darunter lagernden Tirolischen Decke bzw. der Hochjuvavischen Decken. Aus einer primären Wechsellagerung von Gips- (bzw. Anhydrit-), Halit- und Tonschichten entstand infolge einer starken tektonischen Beanspruchung das in den Salzlagerstätten aufgeschlossene Haselgebirge. Dieses kann als das Produkt der duktil-tektonischen Deformation der primären sedimentären Abfolge angesehen werden. Die ursprüngliche sedimentäre Schichtung wurde dadurch weitgehend zerstört wodurch die Komponenten teils homogen, in Lagen, in Schichten, Brekzien und Konglomeraten innerhalb der Formation verteilt wurden. Ungestörte sedimentäre Abfolgen innerhalb der Formation sind weitgehend in siliziklastischen, karbonatischen, sulfatischen Lagen und einzelnen Blöcken überliefert.

2.2.1. Lithologische Gliederung

Nach Schauburger (1986) können innerhalb der alpinen Salzlagerstätten entsprechend des Halit-Gehalts folgende fünf Salzgesteinstypen unterschieden werden (Tab. 1):

Tab. 1: Bezeichnung der Salzgesteinstypen und deren Halit-Gehalt.

Bezeichnung	Halit-Gehalt [Gew.%]
Steinsalzzüge	90 - 100
Kerngebirge	70 - 90
Haselgebirge	10 - 70
Blättersalzgebirge	20 - 35
Tontrümmergebirge	0 - 10

Steinsalz- bzw. Kernsalzzüge: Die Steinsalzzüge weisen eine Schichtung durch tonige oder anhydritische Einlagerungen auf. Die Schichten mit scharf ausgeprägter Begrenzung werden als Liniensalz bezeichnet, die mit verschwommenen Schichtgrenzen als Bändersalz.

Kerngebirge: Als Kerngebirge werden feinkristalline, schichtungslose Steinsalzmassen mit grauer oder hellrötlicher Gesamtfarbe bezeichnet, die häufig mit Steinsalzzügen wechsellagern. In der Halitmatrix treten häufig Bruchstücke aus Salzton, Anhydrit und Polyhalit auf. Die Größe dieser Komponenten variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern.

Haselgebirge: Die Matrix des Haselgebirges besteht aus feinkörnigem bis grobkörnigem Halit. Die wenige Millimeter bis mehrere Zentimeter großen Gesteinseinschlüsse zeigen vorwiegend gerundete Kanten. Nach Farbmerkmalen der Tonkomponenten und mineralogischen Eigenheiten lassen sich mehrere Haselgebirgsarten unterscheiden:

Schwarzes, Grünes, Graues und Buntes Haselgebirge sowie Übergänge zwischen diesen Hauptarten.

Blättersalzgebirge: Als Blättersalzgebirge werden mehrere Kubikmeter große Fragmente des Schwarzen, Grünen oder Grauen Salztones bezeichnet, die an den Schichtgrenzen dünne weiße Salzüberzüge aufweisen. Die Matrix ist netzartig von Klüften durchzogen, die mit sekundärem Halit verfüllt sind.

Tontrümmergebirge: Anhydritbänke in Wechsellagerung mit Schwarzem Salzton oder Dolomit werden als anhydritische Tontrümmergebirge bezeichnet.

Salzgebirgsarten

Nach Schauburger (1949, 1955, 1986) lässt sich das Haselgebirge in den alpinen Salzlagerstätten basierend auf Farbmerkmalen und mineralogischen Unterschieden in vier Salzgebirgsarten untergliedern (Abb. 6). Diese Klassifikation wird bei abbautechnischen Kartierungen von alpinen Salzlagerstätten bis heute verwendet. Sie kann allerdings nicht als eindeutige stratigraphische Abfolge angesehen werden.



Im Hallstätter Salzberg wurde häufig folgende Abfolge beobachtet:

Grausalzgebirge:

- weiße bis hellgraue Halitmatrix
- graue und rote Tonkomponenten
- vereinzelt Dolomit-Anhydrit-Lagen

Rotsalzgebirge:

- rötliche bis graue Halitmatrix
- schwarze und rote Tonkomponenten
- höchster Gehalt an K- und Mg-Sulfaten

Grüntongebirge:

- weißes und rötliches Kluftsalz
- hoher Gehalt an grünen Tonkomponenten

Buntes Salztongebirge:

- rötliche bis weiße Salzmatrix, häufig honigbraun
- rote, grüne, schwarze und graue Tonkomponenten

Abb. 6: Salzgebirgsarten im Hallstätter Salzbergwerk (Weber, 2013).

2.2.2. Zeitliche Einordnung und Proxies

Sporen

Das genaue Bildungsalter der AHF konnte bis heute nicht endgültig geklärt werden. Ein Problem bei der zeitlichen Einordnung ist das Fehlen tierischer Fossilien in den Sedimenten. Hinweise liefern Analysen von den in Salzionen häufig eingelagerten Pflanzensporen (z.B. Klaus, 1953, 1955, 1965). In den meisten Salztonarten der AHF wurden Sporenarten beobachtet, die typisch für das obere Perm sind. In den dunklen Tonsteinen des sogenannten Stinkdolomitischen Grausalzgebirges wurden Sporen der Gattung Triadispora beobachtet (Klaus, 1965), die typisch für Skyth bis Basis-Anis sind. Dies spricht dafür, dass ein Teil des Hallstätter Salzberges in der Trias gebildet wurde. Nach einer anderen Theorie könnten diese Sporen aber auch tektonisch in die permische Salzmasse eingemengt worden sein (Klaus & Pak, 1974). Vergleichsuntersuchungen zeigen, dass Proben des deutschen Zechsteins weitgehend mit jenen der AHF übereinstimmen.

Schwefelisotope

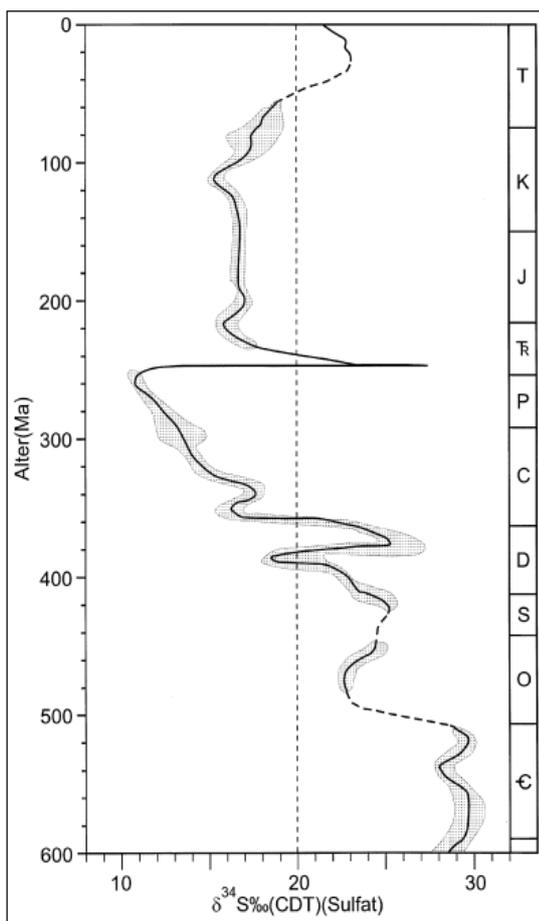


Abb. 7: Zeitliche Schwankungen der Verteilung der stabilen Isotope des Schwefels im Meerwassersulfat (Weber, 1997).

Weitere Beiträge zur Alterseinstufung der AHF lieferten Untersuchungen von Schwefelisotopen. Das Verhältnis der Schwefelisotope in Sulfaten des Meerwassers unterlag im Laufe der Erdgeschichte temporalen Schwankungen. Besonders ausgeprägt ist ein Anstieg der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im oberen Perm bis Anis, einem geologisch relativ kurzen Zeitraum (Abb. 7). Unter der Voraussetzung, dass die Isotopensignale im Sulfat nicht durch sekundäre Prozesse verändert wurden, kann eine typische Variationsbreite der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für ein Bildungsalter des oberen Perm bis Anis angenommen werden. Untersuchungen von Pak & Schauburger (1981) ergaben für die unterschiedlichen im Hallstätter Salzberg vertretenen Arten des Haselgebirges typische Schwefelisotopenwerte. Hierdurch konnten zwei Trends beobachtet werden: In den meisten Salzgebirgsarten deuten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen + 9,6 ‰ und + 12,5 ‰ auf ein oberpermisches Alter hin. Im stinkdolomitischen Grausalzgebirge wurden hingegen erhöhte $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen + 24,8 bis + 28,9 ‰ gemessen, was für ein triassisches Bildungsalter spricht.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Altersdatierung

Eine weitere Methode, die zur Alterseinstufung der ostalpinen Salzlagerstätten genutzt wird, ist die speziell für Polyhalit weiterentwickelte ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Altersdatierung. Hierdurch lassen sich mehrere Generationen von Polyhalit unterscheiden. Die älteste dieser Polyhalit-Generationen ist auf ca. 234 Ma datiert (Leitner et al., 2012).

Bromid

Aufgrund der ähnlichen Ionenradien des Br- und Cl-Ions findet ein isomorpher Ersatz von Cl⁻ durch Br⁻ im Kristallgitter chloridischer Salze statt. Dabei dient der Br-Gehalt in den Halit-Kristallen als Evaporationsindikator: Je mehr Meerwasser verdunstet, desto mehr Bromid ist in der Restlösung vorhanden. Dementsprechend wird auch mehr Br⁻ anstelle des Cl⁻ in das Kristallgitter eingebaut. Daher ergibt sich je nach Eindunstungsstadium eine charakteristische Variationsbreite des Br-Gehalts (u.a. Braitsch, 1962).

Ein klassisches Beispiel für eine progressive, halitische Eindunstungsphase ist in den Salzausscheidungen des mitteleuropäischen Zechsteins weitgehend erhalten. Die Analyse der Halite der Straßfurt-Folge ergaben folgende Br-Gehalte (Tab. 2) für die einzelnen Mineralregionen (D`Ans & Kühn, 1940):

Tab. 2: Mineralregionen und Br-Gehalte in Halit

Mineral	µg Br / g NaCl
Carnallit-Region:	280–480
Kieserit-Region:	230–280
Polyhalit-Region:	170–230
Anhydrit-Region:	30–170

In den ostalpinen Salzlagerstätten wurden die Br-Gehalte der Halite bisher nur selten untersucht. Einen wichtigen Beitrag zur geochemischen Charakterisierung der ostalpinen Salzlagerstätten lieferte u.a. Reinhold (1965). Seine Untersuchungen ergaben für das Steinsalz einen durchschnittlichen Br-Gehalt von 156 µg Br/g NaCl. Dies entspricht nach der oben genannten Einteilung den Bedingungen der Anhydrit-Region. Einzelne Proben, wie das rote Kernsalz aus Hallein, zeigen leicht erhöhte Br-Gehalte (170 µg Br/g NaCl) bis zu stark erhöhten Werten (300 µg Br/g NaCl) des Bad Ausseer Grauen Kernsalzes.

Im Kerngebirge liegen mittlere Br-Gehalte von 138 µg Br/g NaCl vor. Einzelne Proben zeigten aber auch stärkere Evaporationsgrade bis zum Polyhalitstadium. In der AHF liegt der durchschnittliche Br-Gehalt im Halit bei 132 ± 53 µg Br/g NaCl (Spötl, 1989). Nach der oben angeführten Klassifikation entspricht dieser Mittelwert den Evaporationsbedingungen der Anhydritregion.

3. Methoden

3.1. Probenahme und -aufbereitung

3.1.1. Probenahme

Das Probenmaterial stammt aus zwei Kernbohrungen, die innerhalb des Hallstätter Salzbergwerkes im Bereich des Nusko-Horizonts von der Salinen AG abgeteuft wurden. Diese Bohrkernproben dienen als Basis für die anschließenden Untersuchungen (siehe Abb. 8).



Abb. 8: Projektteam beim Sichten und Aufnehmen der Kernkisten im Bohrkernlager des Hallstätter Salzbergwerkes.

3.1.2. Probenaufbereitung

Dünnschliffe

Im Rahmen dieser Arbeit wurden aus insgesamt zehn Proben Dünnschliffe hergestellt, um diese unter dem Polarisationsmikroskop und mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) zu untersuchen. Hierfür sind Dünnschliffe mit einer Größe von 40 x 46 mm präpariert und poliert. Die aufgrund der guten Wasserlöslichkeit der Proben erforderliche trockene Präparation nach einem speziellen Verfahren übernahm die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover. Laut pers. Mitt. Dr. M. Schramm (2012) werden bei diesem Verfahren zunächst mit der Bandsäge Klötzchen aus den Bohrkernproben herausgesägt und anschließend mit einer dünnflüssigen Epoxy-Harz-Mischung (Huntsman: Araldite 2020) in Vakuum imprägniert, um ein (Aus-) Brechen bei der weiteren Bearbeitung zu vermeiden. Auf einer Flachsleifmaschine werden die Gesteinsklötzchen mit einem Silizium-Carbid (SiC)-Schleifpapier (Körnung 180) trocken plan geschliffen, sowie die Objektträger angeschliffen, um die Oberfläche aufzurauen. Die Gesteinsklötzchen werden anschließend unter Verwendung von Epoxy-Harz auf Objektträger geklebt, dann ca. 12-24 Stunden in einer Klebepresse auf einer Wärmplatte bei ca. 35°C (max. 50 °C) getrocknet. Mit einer Feinbandsäge wird nun von den Gesteinsklötzchen so viel

Material abgesägt, dass dünne Gesteinsplättchen (ca. 500-1000 µm Dicke) auf dem Objektträger verbleiben. Ein Polierautomat reduziert diesen Dickschliff auf eine Stärke von ca. 30 µm. Für Mikrosondenuntersuchungen werden die Dünnschliffe über mehrere Schritte bis zu einer Körnung 2500 feingeschliffen, dann mit einer Diamantsuspension auf Alkoholbasis poliert. Aufgrund der hydrophilen Eigenschaften der im Dünnschliff zu untersuchenden Minerale ist darauf zu achten, dass diese in trockener Atmosphäre (Exsikkator) gelagert werden.

Schwefelisotope und Ionengehalte in Sulfat-dominanten Bereichen

Für die Analyse der Schwefelisotope fiel die Auswahl auf insgesamt 20 Proben, die signifikante Gehalte an Sulfat-Mineralen enthalten. Für die Untersuchung der Schwefelisotope muss das Sulfat vorgereinigt werden, um die messtechnisch kritischen Gehalte an Chlorid-Verbindungen zu reduzieren. Hierzu sind Sulfat-haltige Mineralphasen aufzulösen, der Lösung quantitativ Barium zuzugeben, um das Sulfat als BaSO₄ zu erhalten. In den untersuchten Proben ist das Sulfat vorwiegend in den Evaporitmineralen Anhydrit (CaSO₄) und Polyhalit (K₂Ca₂Mg(SO₄)₄ · 2 H₂O) gebunden.

Hierfür sind von jeder der 20 Proben 0,4 g des Probenmaterials in 200 ml MilliQ (18,2 MΩ cm⁻¹ bei 25 °C) Wasser aufgelöst worden. Für die Ionenchromatographie (IC) Untersuchung wurde nach 10 Minuten Lösungsdauer allen 20 Proben jeweils 1 ml der Stammlösung entnommen, dann der Rest der Lösung abfiltriert. Für die mineralogische Bestimmung der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials und der wasserunlöslichen Reststoffe (falls ausreichend vorhanden) kam das Röntgendiffraktometer (XRD) zur Verwendung.

Zur Fällung des gelösten Sulfates war die Lösung mittels verdünnter HCl (0,5 molar) bis zu einem pH-Wert zwischen 2 und 2,5 anzusäuern. Nach dem Erhitzen der Lösung auf ca. 70 °C erfolgte die Zugabe von BaCl₂ (0,3 Molar) in 50 % Überschuss unter Berücksichtigung der 1:1 Barium:Sulfat-Bilanz für die BaSO₄-Abscheidung. Der Filtrerrückstand aus der Lösung mit dem präzipitierten BaSO₄ wurde 18 Stunden auf der Heizplatte getempert und anschließend über einen Blaubandfilter abfiltriert. Zur Gewinnung des BaSO₄ wurde der Filtrerrückstand samt Filter in einem Porzellantiegel bei 105 °C 24 Stunden getrocknet, dann im Muffelofen durch stufenweise Erhitzung auf 600°C verascht.

Bromid-Gehalt in Halit-dominanten Bereichen

Um deren Gehalt an Anionen und Kationen mittels IC zu analysieren fiel die Auswahl auf insgesamt 67 Steinsalzproben. Der Fokus lag hierbei auf dem Br-Gehalt im Halit. Hierzu war eine Aufbereitung der Proben zu einer wässrigen Lösung erforderlich. Das aus Halit-dominierten Bereichen des Bohrprofils mit einem Steinbohrer (3 mm Durchmesser) herausgebohrte Probenmaterial (1,5 g) wurde anschließend unter Einsatz einer Vakuumpumpe mit Filtereinsatz (Cellulose Acetate (CA) 0,45 µm) ca. 5 Sekunden mit Ethanol gespült, um anhaftende Fluide bzw. eventuell aufgeschlossene „Fluid-Inclusions“ zu entfernen ohne das Material selbst anzulösen. In weiteren Schritten erfolgte die Trocknung der Proben im

Trockenschrank bei 40 °C über ca. 24 Stunden, die Aufnahme von 0,3 g des getrockneten Probenmaterials in 100 ml MilliQ Wasser, 24 Stunden geschüttelt, danach abfiltriert (0,45 µm CA), um das Gewicht des Filtrerrückstands, sowie die Zusammensetzung der abgetrennten Lösung mittels Ionenchromatographen zu bestimmen.

3.2. Analytik

3.2.1. Röntgendiffraktometrie

Die Bestimmung des Mineralbestandes von insgesamt 54 Proben erfolgte mittels Pulver-Röntgendiffraktometrie (XRD) am X'Pert PRO PANalytical Röntgendiffraktometer mit Co als Anodenmaterial, einer Beschleunigungsspannung von 40 kV und einem Kathodenstrom von 40 mA. Die Aufnahmen sind im Winkelbereich von 0° bis 85° und einer Schrittweite von 0,03° bei einer Gesamtmesszeit von 20 Minuten angefertigt worden. Für die Auswertung der Daten stand das Programm X'Pert HighScore Plus und die ICDD PDF-2 Datenbank (2007) zur Verfügung.

3.2.2. Verteilung der Schwefelisotope

Für die Messung des $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisses war jeweils eine Einwaage von 150 mg des präparierten BaSO_4 erforderlich. Die Messung des $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisses im BaSO_4 ist am Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde durchgeführt worden.

Hierbei kamen zwei Methoden miteinander kombiniert zur Anwendung: Ein Element-Analysator (Carlo Erba EA 1108) wurde über eine Finnigan Conflo II Schnittstelle mit einem Gasmassenspektrometer (Finnigan MAT 95-XP) verbunden. Beim Element-Analysator wird die Probe durch Glühen kontinuierlich oxidiert, wodurch alle organischen und anorganischen Substanzen in die Gasphase übertreten. Diese Gase werden in einen Reduktionsofen geleitet und durch ein Trägergas (Helium) in die chromatographische Säule überführt, in welcher die Bestandteile separiert und die SO_2 -Gase im TCD (thermal conductivity detector) detektiert werden.

Die Ionisierung der chemischen Komponenten bei der (Gas-) Massenspektrometrie dient dazu, dass diese Ionen anschließend in einem elektrischen Feld beschleunigt und durch ein magnetisches Feld aufgrund ihrer Masse/Ladungs-Verhältnisse voneinander getrennt und dann detektiert werden. Das Isotopenverhältnis wird als

$$\delta^{34}\text{S} [\text{‰}] = (\text{R}_{\text{Sample}} / \text{R}_{\text{V-CDT}} - 1) \times 103 \quad (\text{R} = ^{34}\text{S}/^{32}\text{S}) \quad (1)$$

relativ zum V-CDT-Standard angegeben. Die Reproduzierbarkeit der Messungen liegt bei $\pm 0,5 \text{ ‰}$. Für die Kalibration des Massenspektrometers wurde der Bariumsulfat-Standard NBS-127 verwendet.

3.2.3. Ionenchromatographie

Die Anionen- und Kationen-Gehalte wurden mit Hilfe des Ionenchromatographen DIONEX ICS-3000 unter Verwendung der Austauschsäule DIONEX AS17 für Anionen und der Austauschsäule DIONEX CG16 für Kationen bestimmt. Die Detektion der Ionen-Gehalte erfolgte über die spezifische Leitfähigkeit. Die Probenschleife umfasst ein Volumen von 25 µl. Zur Auswertung der Daten stand das Analyseprogramm Chromeleon zur Verfügung.

3.2.4. Elektronenstrahlmikrosonde

Bei den mineralchemischen Analysen der Dünnschliffproben an der Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL JXA 8200) des Universitätszentrum für Angewandte Geowissenschaften (UZAG) war bei allen Messungen die Beschleunigungsspannung auf 15 kV eingestellt. Die Parameter Strahlstromstärke [nA], Durchmesser des Probenstrahls [µm] und Messzeiten für Peak und Hintergrund [s] sind Tab. 3 zu entnehmen. Zur Standardisierung dienten folgende Standards: Anhydrit (Ca, S), Baryt (Ba), Coelestin (Sr), Cr-Diopsid (Mg), Sanidin (K), Tugtupit (Na).

Tab. 3: Messbedingungen für die Messung der Sulfate mittels Elektronenstrahlmikrosonde. Alle bezeichnet die Elemente Ca, S, Ba, Sr, Mg, K, Na

Mineral	Strahlstrom -stärke [nA]	Durchmesser des Elektronenstrahls [µm]	Elemente	Meßzeit für Peak [s]	Meßzeit für Hintergrund [s]
Polyhalit	1	10	Alle	8	4
Kalistrontit	5	10	Ca, S, Mg	10	5
			K, Sr	5	3
Glauberit	10	10	Alle	8	4
Anhydrit	5	5	Alle	8	4
Coelestin	5	10	Alle	8	4
Görgeyit	1	10	Alle	8	4

4. Makroskopische Einteilung der Bohrkerne

4.1. Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Grundlage dieser Studie sind zwei Kernbohrungen aus dem Hallstätter Salzbergwerk. Die Bohrung B-HTNU360 (Profil A) wurde im Nusko-Horizont mit einer Neigung von 30° in Richtung NNO (020°) abgeteuft (Abb. 9). Die Bohrung durchörtert auf einer Länge von 232,3 m die Schichten des Hallstätter Salzberges, die in diesem Bereich generell mit einem Winkel von ca. 20° in Richtung NNO einfallen. Diese Bohrung wurde somit annähernd senkrecht auf diese Schichtung abgeteuft.

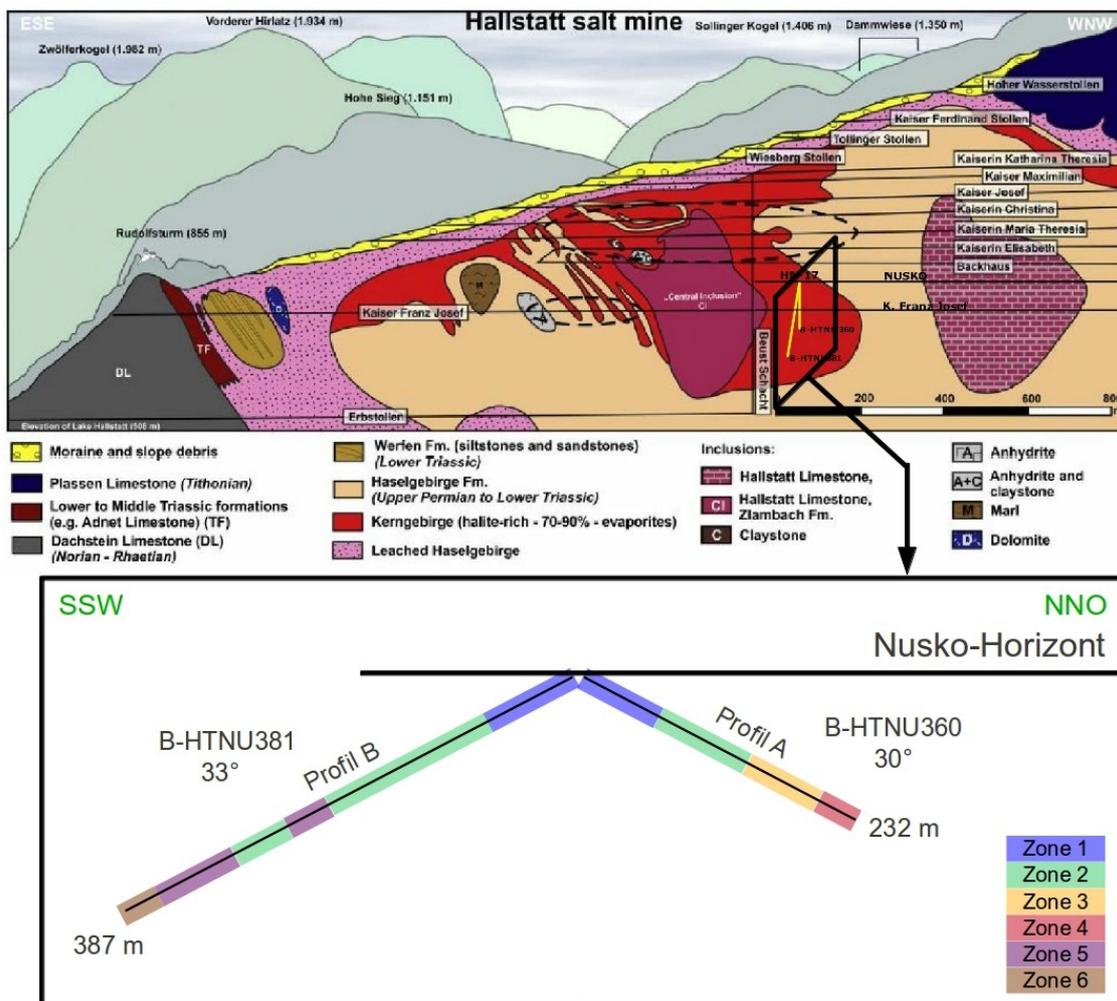


Abb. 9: Lage der beiden Bohrprofile. oben: modifizierter geologischer OSO-WNW-Querschnitt durch das Hallstätter Salzbergwerk (Quelle: Schorn et al. (2012), verändert nach Kern et al. (2008) und Schauburger (1960)); schwarz eingerahmt der Untersuchungsbereich mit der Position der beiden Stollen Nusko-Horizont und Kaiser Franz-Josef-Stollen; gelb markiert ist die Lage der beiden Bohrprofile; unten: vergrößerter Ausschnitt des oben markierten Bereichs mit der Lage und Neigung der beiden Bohrprofile A und B (im Profil SSW-NNO); farblich markiert die verschiedenen Zonen innerhalb der Bohrprofile

Die Bohrung B-HTNU381 (Profil B) erfolgte im Nusko-Horizont mit einer Neigung von 33° in Richtung SSW (200°) (siehe Abb. 9). Dieses Profil ist mit einer Gesamtlänge von 387 m rund 150 m länger als Profil A.

Die Unterteilung der Bohrprofile erfolgte auf Basis lithologischer und mineralogischer Merkmale. Zudem stand eine Beschreibung der Bohrkernprofile von der Salinen Austria AG zur Verfügung. Die in den Bohrkernbeschreibungen gebräuchlichen Bezeichnungen werden für die Betrachtung analog verwendet, wobei die lithologischen Einheiten zum Teil vereinfacht oder zusammengefasst wurden. Die verschiedenen lithologischen Einheiten bzw. Mineralhorizonte werden im Folgenden kurz vorgestellt:

Das **Haselgebirge** ist die am weitesten verbreitete lithologische Einheit entlang der beiden Profile. In der Halit-Matrix befinden sich vor allem kantengerundete Bruchstücke, die vorwiegend aus Tonstein bestehen. Die Farbe der Tonstein-Bruchstücke, die vorwiegend aus Schichtsilikaten (u.a. Chlorit und Illit), Quarz und Kalifeldspat bestehen variiert stark, wobei eine rötliche, grüne oder grau-schwarze Färbung am häufigsten zu beobachten ist. Die Größe der Tonbruchstücke reicht von mehreren zehntel Millimeter bis zu einem Dezimeter. Die feinkörnigen Bruchstücke sind in der Steinsalz-Matrix teilweise fein homogen verteilt und in manchen Bereichen in Lagen angereichert. Die Matrix besteht primär aus Halit (NaCl); einzelne bis zu 10 mm große Anhydrit-Kristalle sind weit verbreitet. Anhydrit (CaSO_4) ist aber auch häufig in Form von Knollen vertreten, die Größen bis zu mehreren Zentimetern erreichen können. Polyhalit ($\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) wurde ebenfalls in Form einzelner Kristalle aber auch als Saum um Anhydritknollen beobachtet.

Die lithologische Einheit des **Blättersalzgebirges** liegt im oberen Bereich der beiden Bohrungen (Zone 1) und ist mehrere Dezimeter bis Meter mächtig. Das massige Gestein besteht aus einer stark zerklüfteten Tonsteinlage. Diese zeigt meist eine dunkelgrüne bis dunkelgraue Färbung. Charakteristisch für das Blättersalzgebirge sind dünne, netzartig miteinander verbundene Klüfte innerhalb der Tonsteinlagen, entlang derer Halit auskristallisiert ist.

Die **Steinsalz-Lagen** zeichnen sich durch einen durchschnittlichen Halit-Gehalt von über 90 Gew.-% aus. Sie enthalten in der Regel nur wenige Verunreinigungen. Die Halit-Kristalle sind „zuckerkörnig“ ausgebildet, mit einer durchschnittlichen Korngröße im Millimeter-Bereich. Innerhalb der Steinsalz-Matrix sind einzelne bis zu mehreren Zentimeter große idiomorphe Halit-Kristalle vertreten. Die Farbe des Steinsalzes variiert je nach Verunreinigungsgrad von durchsichtig-milchigweiß (in weitgehend monomineralischen Bereichen) bis zu hellgrau bzw. orange bis rötlich. Zudem sind in der Matrix feine Ton- und Anhydrit-Bruchstücke mit einer durchschnittlichen Größe von $< 1 \text{ mm}$ weit verbreitet, teilweise sind sie auch in Lagen angereichert. Vereinzelt sind Ton-Bruchstücke in der Größenordnung im cm-Bereich zu beobachten.

Der Halit-Gehalt der **Kerngebirges-Lagen** variiert zwischen 70 und 90 Gew.-%. Die durchschnittliche Korngröße der Halit-Kristalle liegt im Millimeter-Bereich. Makroskopisch fällt eine ausgeprägte hell-dunkel-Bänderung auf, die durch Verunreinigungen bzw. Einlagerungen verursacht wurde. Die Grundmasse aus Halit enthält häufig Tonsteine und Tonstein-Bruchstücke mit bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Zudem sind Anhydritknollen (hell- bis dunkelgrau) weit verbreitet.

Mergel-Lagen bestehen überwiegend aus dunklem Mergel und Tonmergel. Das Gestein ist häufig mit hellen Calcit-Adern durchzogen.

Der **Glanzschiefer** ist dunkelgrau bis schwarz und dünnblättrig geschiefert, wobei die Schieferflächen stark glänzen. Die Glanzschiefer-Lagen können teilweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen.

Polyhalit ist häufig in Form von weitgehend monomineralischen Horizonten vertreten, die eine Mächtigkeit bis zu mehreren Metern erreichen können. In der Regel zeigt er eine orange, rosafarbene oder dunkelrote Färbung. Er ist meist feinkörnig bis faserig, selten auch grobkörnig ausgebildet. Die dünnen Polyhalit-Lagen zeigen häufig eine Wechsellagerung mit ähnlich dünnen Ton-Lagen. In vielen Fällen bildet der Polyhalit nadelige bis strahlige Aggregate, die in Form von Reaktionssäumen den Anhydrit umgeben.

Der **Anhydrit** ist in den weitgehend monomineralischen Lagen meist feinkörnig und variiert farblich zwischen weiß, hell- bis dunkelgrau. Dies ist auf den wechselnden Tongehalt innerhalb der Lagen zurückzuführen.

Der **Calcit** ist innerhalb der Calcit-dominierten Bänke feinkörnig ausgebildet und hat eine hellgraue Farbe. Das Ca-Karbonatgestein ist zerklüftet, wobei die Klüfte häufig mit Halit verfüllt sind. Zudem wurden in diesen Klüften bis zu 5 mm große Pyritkristalle beobachtet.

Die Bereiche, die als **Stinkdolomit/Anhydrit** bezeichnet werden, zeichnen sich durch eine Wechsellagerung von 1-2 mm bis zu mehreren Zentimetern mächtigen organisch-bituminösen Dolomit- und Anhydrit-Lagen aus. Die Lagen unterscheiden sich deutlich in ihrer Farbe. Die Anhydritlagen sind weiß-hellgrau, wohingegen die Stinkdolomitlagen dunkel bis schwarz gefärbt sind.

Bereiche, die als **Dolomit/Anhydrit** bezeichnet werden, zeichnen sich durch eine enge Wechsellagerung von Milli- bis Zentimeter breiten dunklen Dolomit- und hellen Anhydrit-Lagen aus.

4.2. Beschreibung der Bohrkernprofile

Da die beiden Bohrungen in unterschiedliche Richtungen und in unterschiedlichem Winkel zur Schichtung abgetäuft wurden (siehe Abb. 9) und zudem viele der genannten Einheiten nur lokal vertreten sind, ist ein direkter Vergleich beider Profile nur schwer möglich. In beiden Profilen finden sich jeweils 4 unterschiedliche Hauptzonen mit wechselnder Lithologie:

Zone 1 tritt in beiden Bohrprofilen auf. Sie zeichnet sich im Wesentlichen durch eine Wechsellagerung von Kerngebirge mit Haselgebirge aus. In Profil A liegen, untergeordnet, meist bis zu 1,5 m mächtige Lagen aus Steinsalz sowie vereinzelt Lagen des sog. Blättersalzgebirges vor. In Profil B stehen ebenfalls Steinsalz-Lagen an, wobei diese mit max. 5 m deutlich mächtiger sind als im Profil A. Auch das Blättersalzgebirge ist mit bis zu 3,5 m in Profil B deutlich mächtiger ausgebildet als in Profil A. Im Gegensatz zu Profil A treten in der Zone 1 von Profil B, mehrere Polyhalit-Lagen auf, die eine Mächtigkeit von bis zu 3,6 m erreichen können.

Zone 2 ist ebenfalls in beiden Profilen zu beobachten. Sie ist durch eine Wechsellagerung von Haselgebirge mit Kerngebirge und Steinsalz charakterisiert, wobei der Anteil von Haselgebirge gegenüber Zone 1 deutlich höher ist. In Profil A erreichen die Lagen aus Steinsalz bzw. Kerngebirge meist nur eine geringe Mächtigkeit. Der Anteil des Haselgebirges überwiegt deutlich mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 5 m. Untergeordnet sind dünne Lagen (max. 0,5 m) aus Anhydrit und Polyhalit zu sehen. In Profil B ist der Anteil des Haselgebirges gegenüber Zone 1 ebenfalls deutlich höher, wenn auch der Unterschied nicht so deutlich ausgeprägt ist wie in Profil A. Dazwischen fällt eine Abfolge von Lagen aus Steinsalz und Kerngebirge mit einer Gesamtmächtigkeit von max. 5 m auf.

Die für **Zone 3** typische Abfolge konnte nur in Profil A beobachtet werden. Sie zeichnet sich durch bis zu 10 m mächtige Kerngebirgslagen aus, in die bis zu 7 m mächtige Anhydrit-Lagen eingeschaltet sind (siehe Abb. 10B). Vereinzelt sind relativ geringmächtige (max. 2,5 m) Lagen aus Haselgebirge zu sehen. Ebenfalls kennzeichnend für diese Zone sind die bis zu 1 m mächtigen Lagen aus Stinkdolomit vergesellschaftet mit Anhydrit.

Die lithologische Abfolge von **Zone 4** liegt ebenfalls nur in Profil A vor. Sie zeichnet sich durch das Auftreten von durchschnittlich 2 m mächtigen Lagen aus Dolomit, vergesellschaftet mit Anhydrit aus. Die Abfolge setzt sich vorwiegend aus Anhydrit, Polyhalit und Kernsalz zusammen. An der Basis der Abfolge zeigen sich zudem dünne Lagen aus Glanzschiefer.

Zone 5 ist lediglich in Profil B enthalten. In dieser Zone dominieren Lagen aus Glanzschiefer, die eine Mächtigkeit von bis zu 5,7 m erreichen können. In diese sind Lagen aus Anhydrit und untergeordnet Polyhalit eingeschaltet. Charakteristisch für diese Zone sind drei bis zu 10,6 m mächtige Calcit-Lagen, die in Profil A nicht beobachtet wurden.

Zone 6 kommt ebenfalls nur in Profil B vor. Sie zeichnet sich durch das Auftreten von Mergel aus, der mit Glanzschiefer wechsellagert. Vereinzelt sind dünne Lagen aus Anhydrit und Calcit zu beobachten.

Profil A:

An der Basis des Profils (Zone 4) dominieren Anhydrit-Lagen und Dolomit-reiche Anhydrit-Lagen, in die vereinzelt Lagen aus Polyhalit eingeschaltet sind. Darauf folgen in Zone 3 bis zu 8,5 m mächtige Anhydrit-Lagen, die mit bis zu 6,9 m mächtigen Kernsalz-Lagen wechsellagern. Vereinzelt sind hier Lagen aus Stinkdolomit/Anhydrit und Haselgebirge eingeschaltet. Darüber (Zone 2) ist das Haselgebirge die dominierende Gesteinsart mit untergeordneten, relativ dünnen Kernsalzlagen. Im obersten Abschnitt (Zone 1) nimmt der Anteil von Steinsalz und Kernsalz stark zu und Halit dominiert, der Anteil von Haselgebirge nimmt ab.

Profil B:

An der Basis (Zone 6) dominiert eine Wechsellagerung von Glanzschiefer- und Mergel-Lagen. Darüber (Zone 5) treten die Mergel-Lagen zurück. Hier liegt nun dominant der Glanzschiefer wechsellagernd mit geringmächtigen Lagen aus Anhydrit und Polyhalit vor. Zudem sind hier bis zu 10,6 m mächtige Calcit-Bänke eingeschaltet. Im Hangenden folgt eine Abfolge, die der Zone 2 zuzuordnen ist. Sie wird von Kernsalz- und Haselgebirgs-Lagen dominiert, in die vereinzelt geringmächtige Lagen aus Anhydrit und Steinsalz eingeschaltet sind. Darauf zeigt sich wieder eine Abfolge, die der Zone 5 zuzuordnen ist. Sie setzt sich aus einer Wechsellagerung von Glanzschiefer, Polyhalit, Anhydrit sowie einer 2,8 m mächtigen Calcit-Bank zusammen.

Darüber lagert eine Abfolge, die aus einer Wechsellagerung von dominantem Haselgebirge und Kernsalz besteht (Zone 2). Untergeordnet sind meist geringmächtige Lagen aus Steinsalz im unteren Bereich der Zone und Anhydrit im oberen Bereich der Zone zwischengelagert. In der obersten Zone 1 zeigen sich überwiegend Kernsalz, Steinsalz und untergeordnet Haselgebirge, Polyhalit und Blättersalzgebirge.

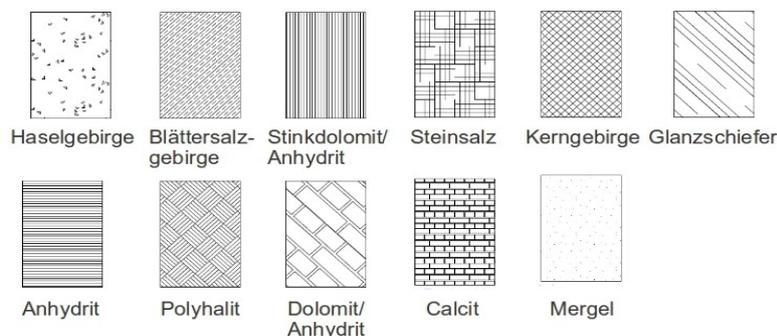


Abb. 10: .Legende mit den Signaturen für die entlang der Bohrkerne vertretenen Gesteine/Einheiten

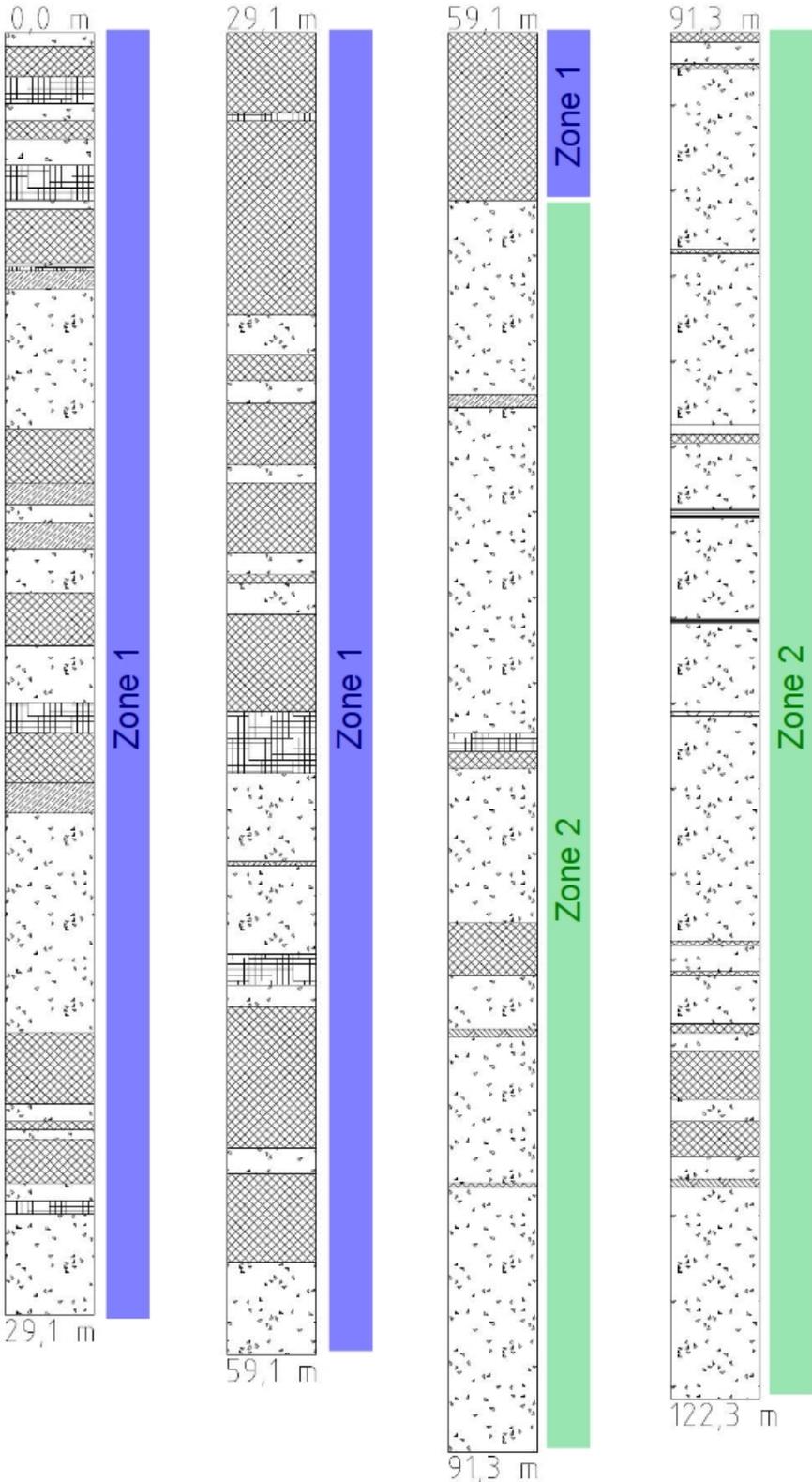


Abb. 10A: Bohrkern-Profil A: Abschnitt 0-122,3 m

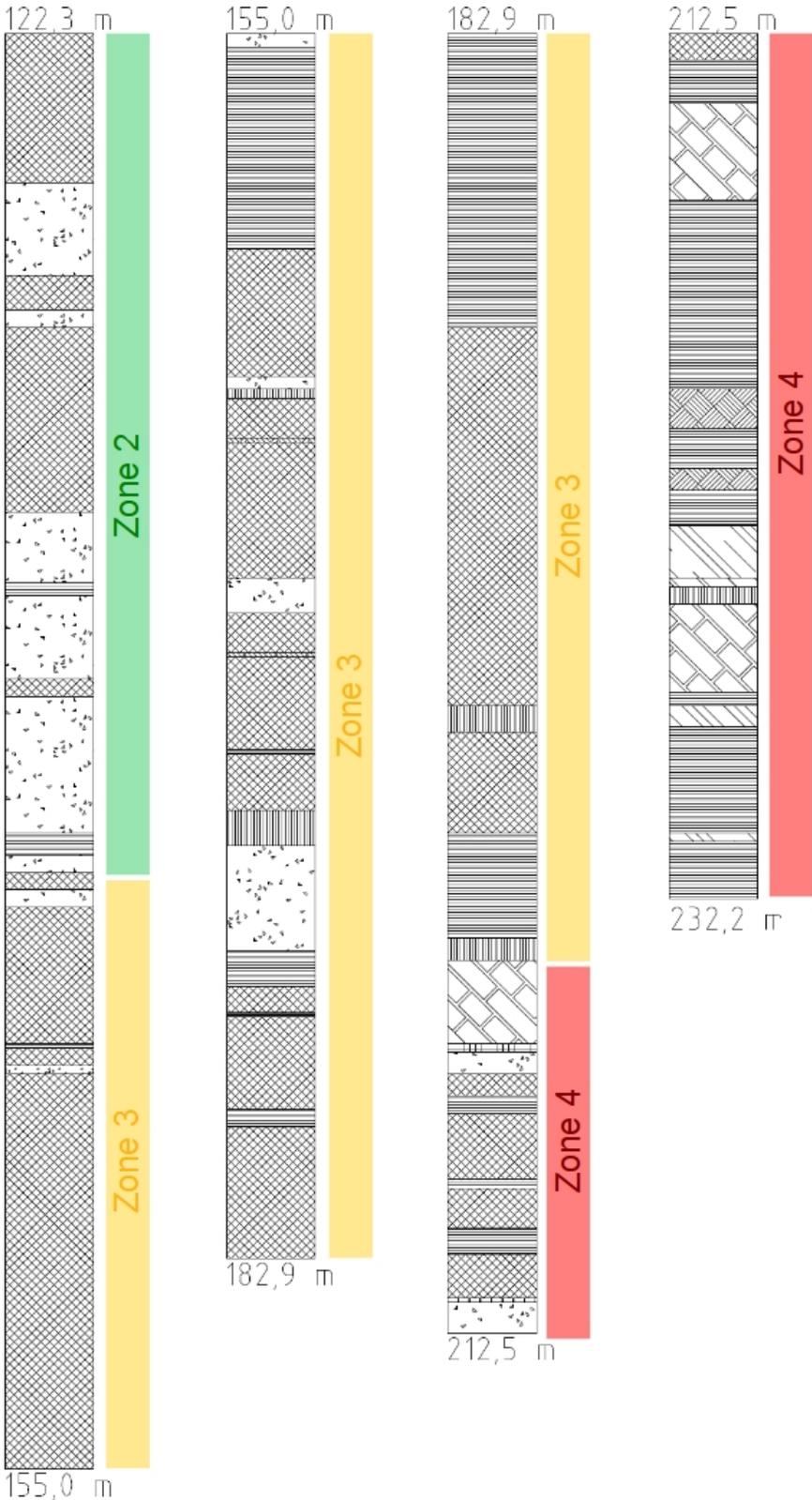


Abb. 10B: Bohrkern-Profil A: Abschnitt 122,3-232,2 m

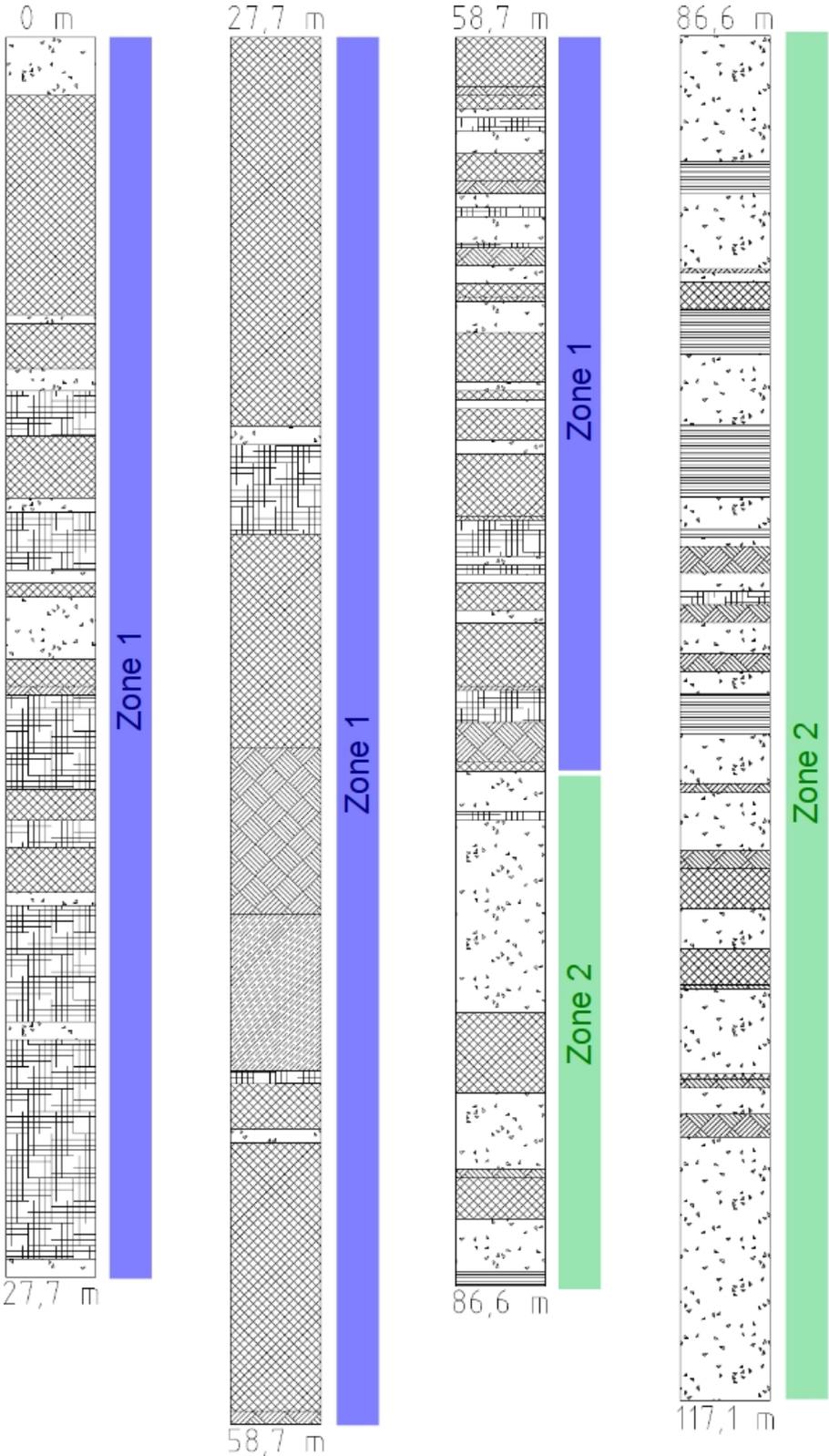


Abb. 11A: Bohrkern-Profil B: Abschnitt 0-117,1 m

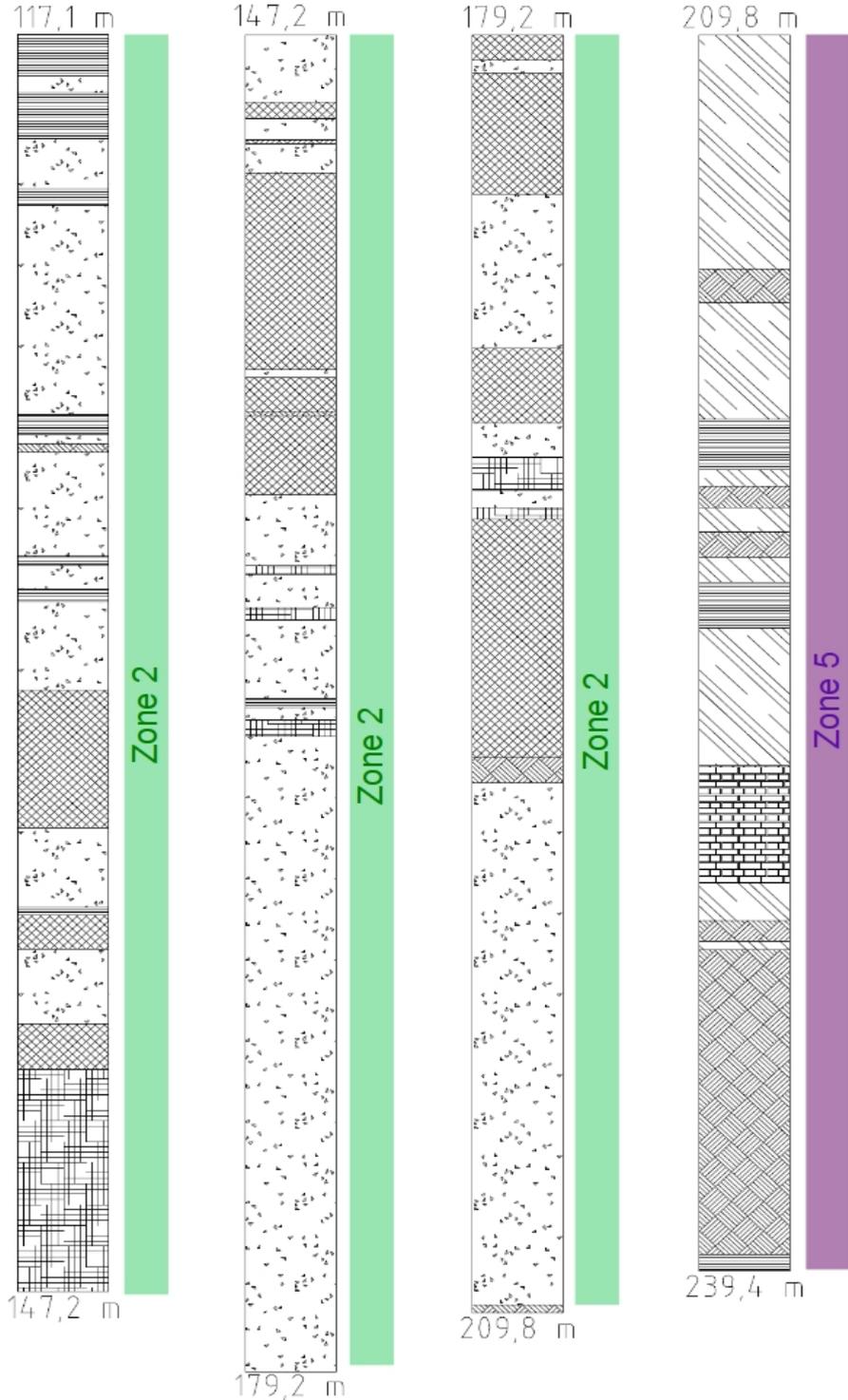


Abb.11B: Bohrkern-Profil B: Abschnitt 117,1-239,4 m

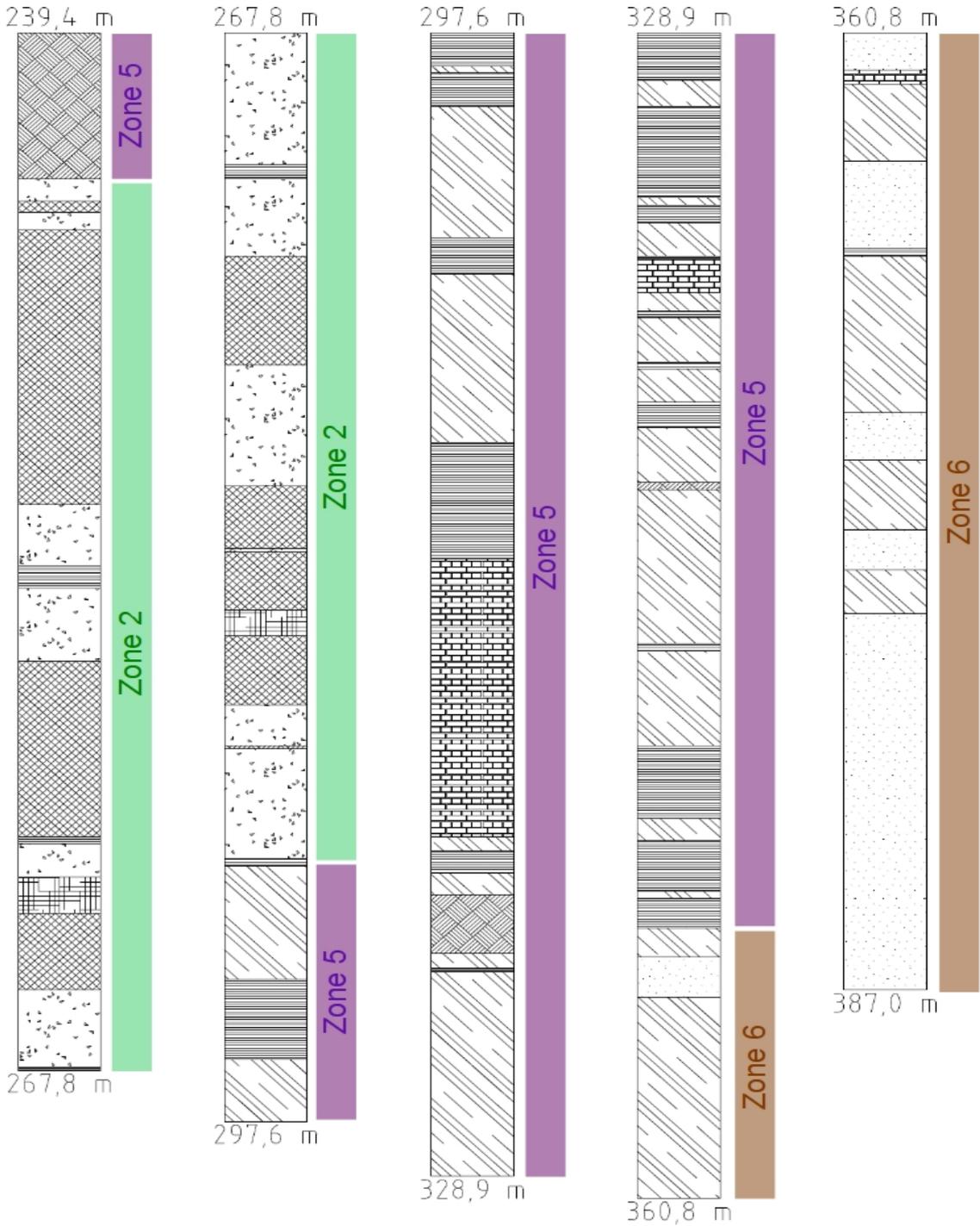


Abb. 11C: Bohrkern-Profil B: Abschnitt 239,4-387,0 m

5. Petrographie und Mineralchemie

Beiden Bohrkernprofilen wurden folgende repräsentative Proben entnommen: Dem Profil A eine Probe der Zone 1 und zwei Proben der Zone 3, dem Profil B fünf Proben der Zone 2 und zwei Proben der Zone 5. Die Entnahmeposition innerhalb des Bohrprofils und die Probenbezeichnung sind der Tab. 4 zu entnehmen. Die verwendeten Mineralabkürzungen sind in Tab. 5 zusammengestellt. Die Proben wurden petrographisch mittels Durchlichtmikroskopie und EMS untersucht. Zudem wurde mit Hilfe semiquantitativer XRD-Analysen die Mineralzusammensetzung der Proben bestimmt. In drei der Proben konnte die Mineralchemie ausgewählter Sulfate mittels Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) analysiert werden.

Tab. 4: Übersicht der petrographisch und mineralchemisch untersuchten Proben

Profil	Bohrkern	Bezeichnung	Probennummer	Laufmeter	Zone
A	B-HTNU 360	a	S 9	29,10	1
	B-HTNU 360	b	S 2	173,10	3
	B-HTNU 360	c	S 1	179,40	3
B	B-HTNU 381	a	S 10	84,20	2
	B-HTNU 381	b	S 3	154,20	2
	B-HTNU 381	c	S 4	196,60	2
	B-HTNU 381	d	S 7	197,10	2
	B-HTNU 381	e	S 11	217,90	5
	B-HTNU 381	f	S 6	280,30	2
	B-HTNU 381	g	S 8	322,30	5

Tab. 5: Verwendete Mineralabkürzungen

Mineral	Abkürzung	Mineral	Abkürzung
Halit	Hi	Dolomit	Dol
Anhydrit	Anh	Calcit	Cal
Polyhalit	Phl	Pyrit	Py
Glauberit	Glb	Sphalerit	Sp
Coelestin	Cls	Quarz	Qtz
Kalistrontit	Kst	Kalifeldspat	Kfs
Görgeyit	Gör	Tonminerale (Chlorit, Illit, ...)	Clay
Magnesit	Mgs		

5.1. Profil A

5.1.1. Steinsalz (Zone 1, Profil A) – Schliff D 9

Die Probe D 9 stammt aus Zone 1 (29,05 m - 29,15 m) von Profil A und besteht vorwiegend aus Halit. Makroskopisch erscheint das Steinsalz in dieser Probe gelblich-weiß bis dunkelgrau (Abb. 12). Die in Abb. 12B erkennbaren, dunklen Stellen sind durch Verunreinigungen (wie z.B. Tonpartikel) verursacht, die auch für die hell-dunkel-Bänderung der Probe (Abb. 12A) verantwortlich sind.

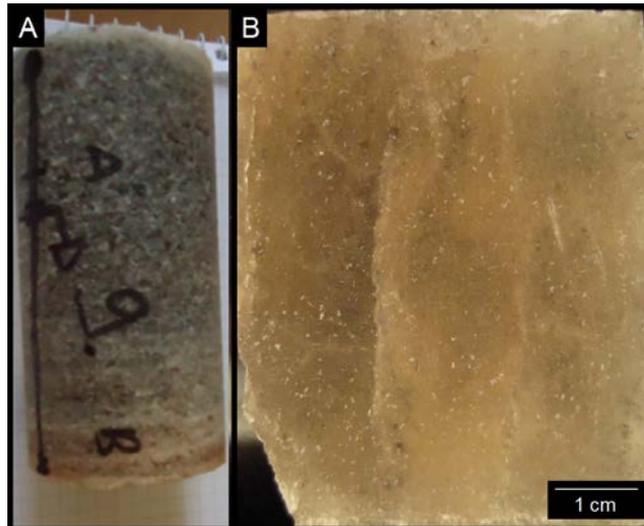


Abb. 12: A) Bohrkern und B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 9

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt, dass Halit die Grundmasse dieser Probe bildet, in die nur vereinzelt Kristalle anderer Minerale eingebettet sind. Diese Einsprenglinge sind meist Anhydrit-Kristalle, die in einigen Bereichen angereichert zu beobachten sind (Abb. 13A und B). Der Anhydrit bildet meist mehrere 100 μm große, hypidiomorphe (meist leistenförmige) Kristalle (Abb. 13E). In einigen Fällen kommt Anhydrit vergesellschaftet mit anderen Mineralen vor; als Besonderheit ist an einigen Korngrenzen der Anhydrite Coelestin vertreten (Abb. 13D). Coelestin kommt aber auch in Rissen innerhalb der Halit-Matrix vor. Zudem weisen einige Anhydrite Mineraleinschlüsse, wie Magnesit, Quarz oder Tonminerale auf.

Die Magnesit-Kristalle zeigen hypidiomorphe bis xenomorphe Kornformen, deren Größe zwischen 5 bis 40 μm variiert (Abb. 13C). Die Quarz-Einschlüsse in Anhydrit erreichen ebenfalls teilweise die Größe von einigen 10er μm (Abb. 13F). Gemeinsam mit den Tonmineralen, die als Einschlüsse in Anhydrit oder mit diesem vergesellschaftet zu beobachten sind, ist auch Pyrit, meist akzessorisch, vertreten.

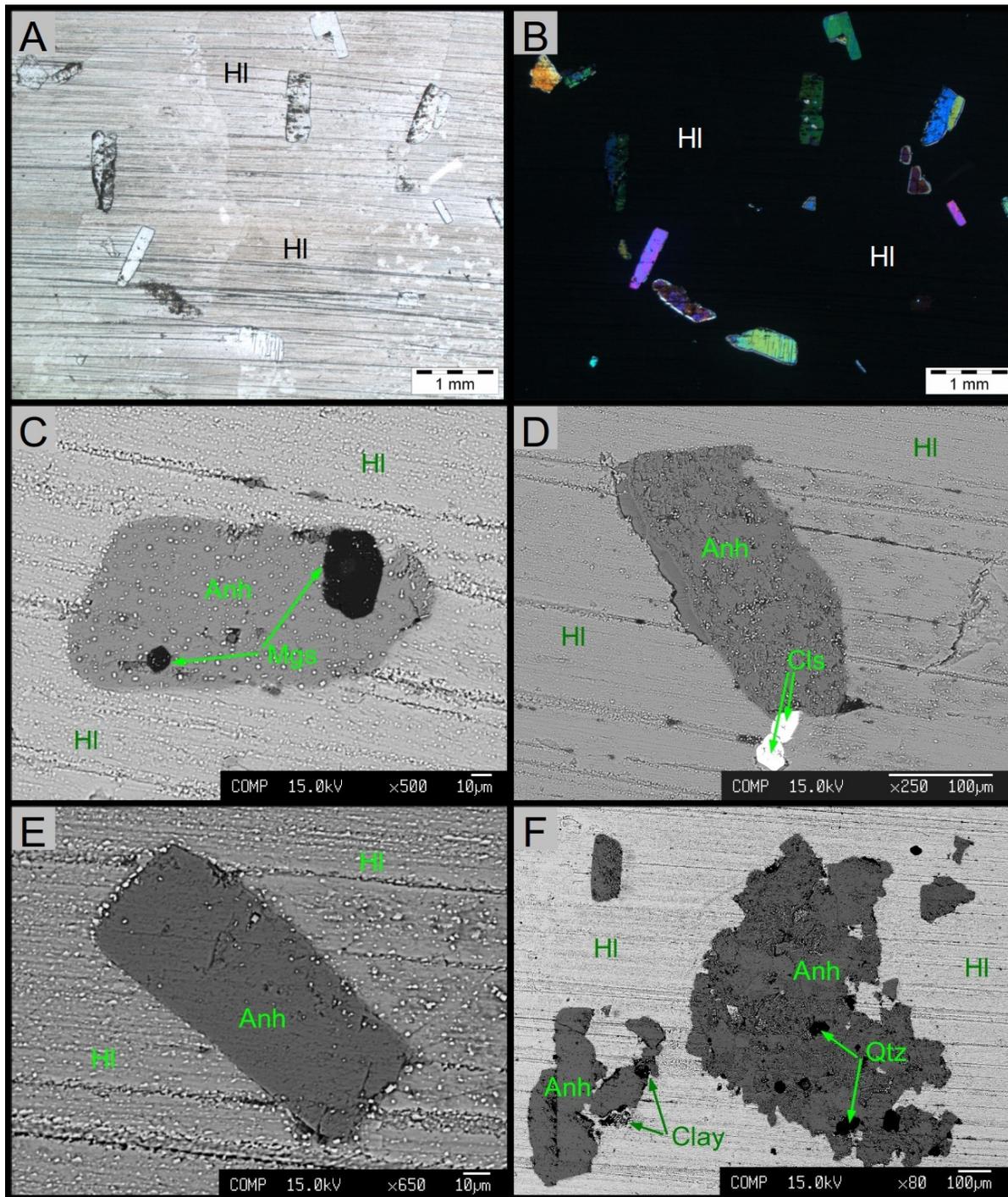


Abb. 13: A und B) Halit-Matrix mit leistenförmigen Anhydrit-Kristallen; A) Dünnschliffaufnahme (// Pol); B) (x Pol); C-F) BSE-Aufnahmen der Probe D 9; C) Anhydrit mit Magnesit-Einschlüssen in Halit; D) Anhydrit neben Coelestin in Halit; E) leistenförmiger Anhydrit-Kristall in Halit; F) Anhydrit gemeinsam mit Quarz und Tonminerale in Halit

5.1.2. Kontakt Stinkdolomit/Anhydrit zu Kernsalz (Zone 3, Profil A) – Schliff D 2

Probe D 2 stammt aus der Zone 3 (179,1 m - 179,25 m) von Profil A und zeigt den Kontakt von Stinkdolomit/Anhydrit zu Kernsalz (siehe Abb. 14). Im Bohrkern sind drei verschiedene Bereiche erkennbar (Abb. 15A und B): Der obere Bereich besteht aus Kernsalz, das vorwiegend grau gefärbt ist. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass Halit das Hauptmineral der Matrix darstellt (Abb. 16). Es fällt auf, dass das Kernsalz in der Nähe des Kontaktes eine orange Färbung aufweist (siehe Abb. 15B). Im unteren Bereich des Bohrkernabschnitts ist die Wechsellagerung von Dolomit-reichen Anhydrit-Lagen (dunkelgrau) und Anhydrit (weiß) gut zu erkennen (Abb. 15A).

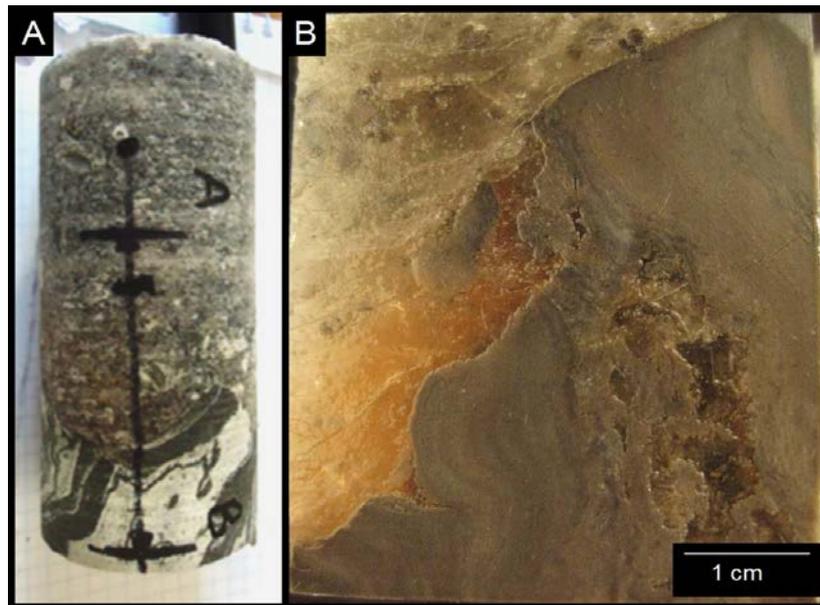


Abb. 14: A) Bohrkern (Bohrkernbreite 4,6 cm); B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 2; mit dem Kontakt Stinkdolomit/Anhydrit (links) – Kernsalz (rechts)

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die feinkörnige Grundmasse in den Anhydrit-reichen Lagen aus Anhydrit besteht. Die Untersuchung der Stinkdolomit-Anhydrit-Lage mittels XRD ergab einen Mineralbestand von Anhydrit, Dolomit und Quarz, wobei Anhydrit die dominante Mineralphase in diesem Bereich darstellt. Das XRD-Spektrum der Probe aus diesem Bereich ist Abb. A-1 in Anhang A-1 zu entnehmen.

Innerhalb der Anhydrit-Lage ist Dolomit nach Anhydrit das häufigste Mineral, wobei Dolomit oft in feinen Bändern angereichert vorkommt (Abb. 16A). Die durchschnittliche Korngröße der Dolomit-Kristalle liegt zwischen 5 und 20 μm . Direkt am Kontakt zum Kernsalz ist ebenfalls eine Anreicherung von Dolomit innerhalb der Anhydrit-Lage zu beobachten (siehe Abb. 15 und Abb. 16E). Zudem liegen innerhalb der Anhydrit-Lage als Einsprenglinge Schichtsilikate, Pyrit, Coelestin, sowie Kalifeldspat und Sylvinit vor. In diesem Bereich sind auch bis zu 200 μm große, idiomorphe Quarz Kristalle verbreitet (Abb. 16C).

In der Steinsalz-Lage ist vor allem Anhydrit in Form von Einsprenglingen vorhanden. Diese treten häufig gemeinsam mit Tonmineralen, Pyrit, Dolomit und Quarz auf. Eine ähnliche

Paragenese zeigt sich auch in der Anhydrit-Lage.

Im Kontaktbereich zum Anhydrit sind innerhalb der Steinsalz-Lage bis zu mehreren 100 μm große, hypidiomorphe Anhydrit-Kristalle zu beobachten (siehe Abb. 16D und E). Auch die Dolomit-Kristalle werden zum Kontakt hin deutlich grobkörniger und erreichen teilweise Größen bis zu 300 μm .

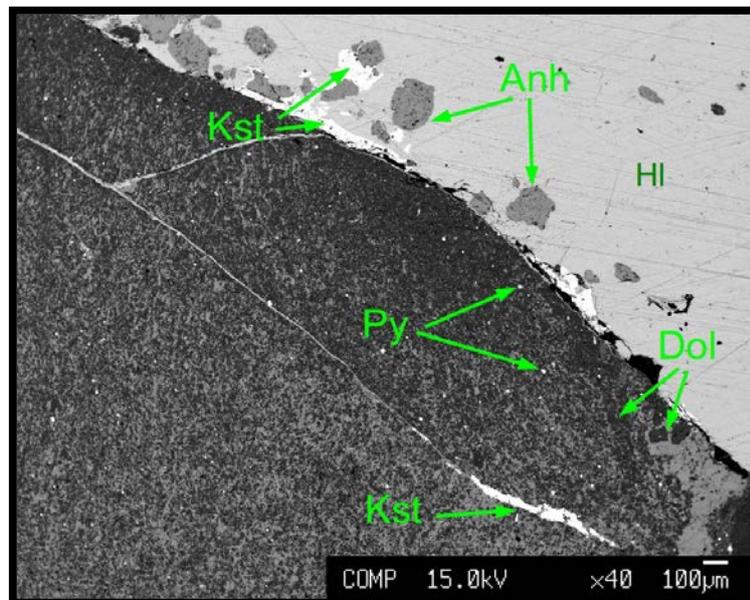


Abb. 15: BSE-Aufnahme vom Kontakt der Anhydrit/Dolomit-Lage zur Kernsalz-Lage. Kalistrontit (Kst) tritt entlang dieses Kontaktes auf.

Eine Besonderheit in dieser Probe ist das Sulfatmineral Kalistrontit. Einzelne xenomorphe, mehrere 100 μm große Kristalle sind insbesondere im Kontaktbereich beider Gesteine zu sehen. Auffällig sind Adern innerhalb der Anhydrit-Matrix, die teilweise ebenfalls Kalistrontit enthalten (Abb. 15). Diese sind insbesondere im Kontaktbereich zum Kernsalz mit Kalistrontit angereichert.

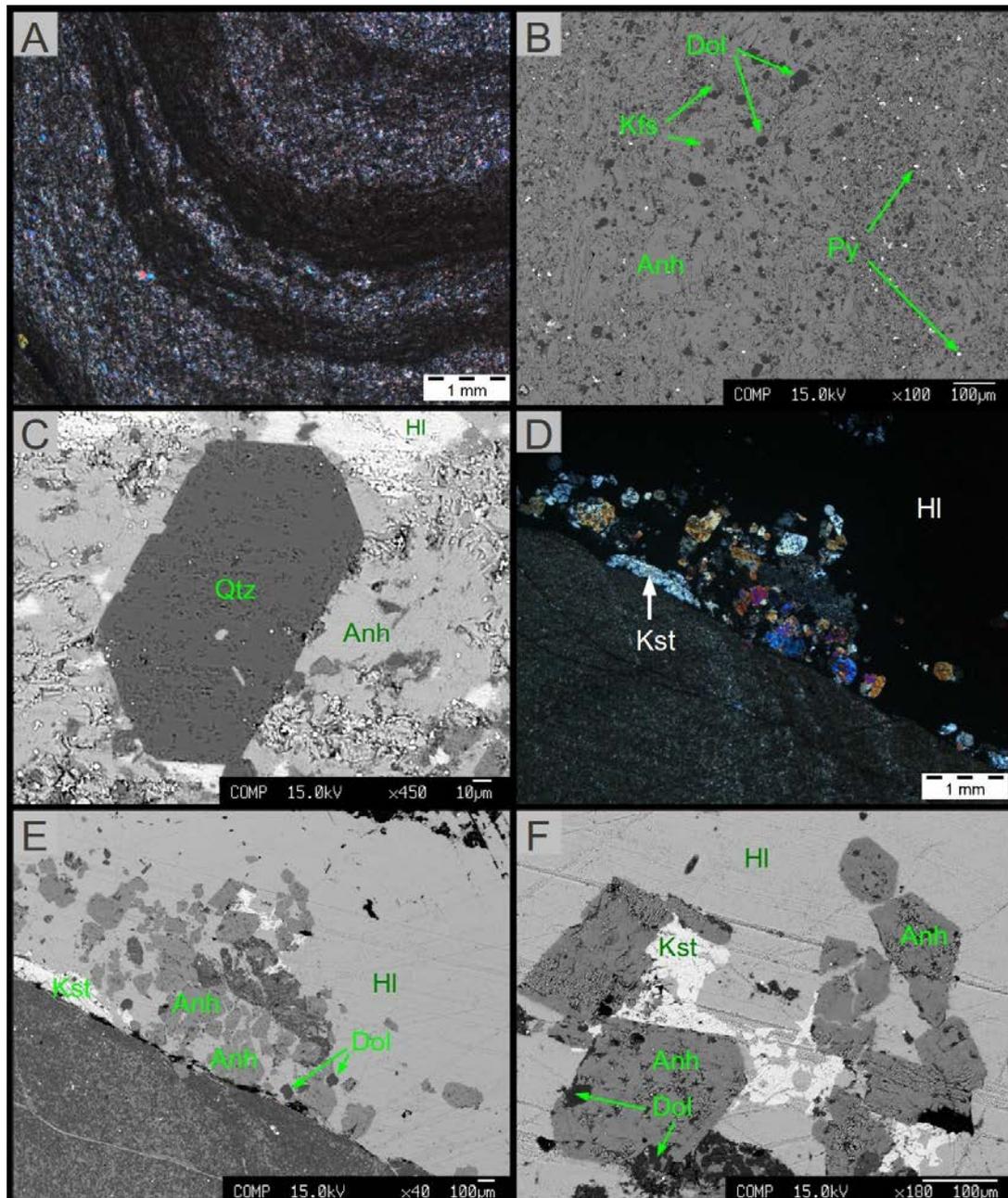


Abb. 16: A) Dünnschliffaufnahme (x Pol) bunte Anhydritbänder neben dunklen Dolomit-reichen Bereichen B) BSE-Aufnahmen zeigt feinkörnige Anhydrit-Matrix mit Einsprenglingen von Dolomit, Kalifeldspat und Pyrit; C) idiomorpher Quarz-Kristall in Anhydrit-Matrix; D) Dünnschliffaufnahme (x Pol) des Kontaktbereiches; E) zeigt in etwa den gleichen Bildausschnitt wie D) als BSE-Aufnahme F) BSE-Aufnahme des oberen Bildausschnittes von E): Anhydrit, Kalistrontit, Dolomit-Kristalle in Halit-Matrix

5.1.3. Kontakt von Kernsalz zu Anhydrit (Zone 2, Profil A) – Schliff D 1

Probe D 1 stammt aus Zone 2 (179,4 m - 179,53 m) von Profil A und zeigt den Kontakt von Kernsalz zu Anhydrit. Die XRD-Analyse einer Probe aus dem Kontaktbereich (Abb. 17B, orange-farbiger Bereich) zeigte, dass in diesem Bereich Halit die häufigste Mineralphase ist (Abb. A-2, Anhang A-1). Zudem wurden untergeordnet Anhydrit, Kalistrontit und Polyhalit nachgewiesen.

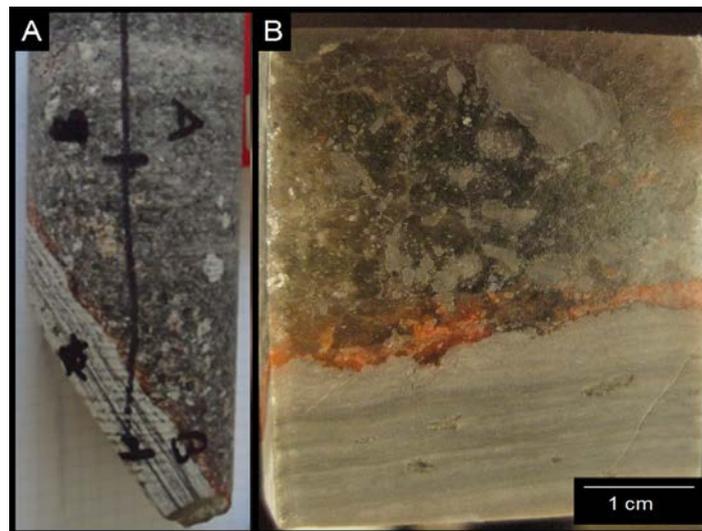


Abb. 17: A) Bohrkernabschnitt; B) Dünnschliffklötzchen aus Probe D 1 mit dem Kontakt von Kernsalz (oben) zu Anhydrit (unten)

Der hellgraue Anhydrit weist eine feine Bänderung auf (Abb. 17B). In der Kernsalz-Lage sind Anhydrit-Klasten und Ton-Bruchstücke gut zu erkennen (Abb. 17B). Im Kontaktbereich ist das Kernsalz rötlich-orange (Abb. 17B). Abb. 18A zeigt eine BSE-Aufnahme des gesamten Dünnschliffes. Auch im BSE-Bild sind beide Gesteinslagen gut voneinander zu unterscheiden. Die feine Bänderung des Anhydrits ist hier gut zu erkennen. Diese Bänderung entsteht durch die Einlagerung von Tonmineralen und Quarz zwischen den Anhydrit-Schichten. Vereinzelt Bereiche zeigen Anreicherungen kleiner (ca. 10 μm) Magnesitkügelchen.

In der Kernsalz-Lage stellt Halit die Grundmasse dar, in die vorwiegend Ton-Bruchstücke sowie Anhydrit-Kristalle eingebettet sind (Abb. 18A). Besonders am Kontakt wurden Anhydrit-Kristalle mit hypidiomorpher Kornform beobachtet (Abb. 18D). Zum Teil weisen diese Anhydrit-Kristalle Einschlüsse von Polyhalit-Relikten auf (Abb. 19). Die Hauptminerale der Ton-Bruchstücke innerhalb des Kernsalzes bilden Schichtsilikate, wie Chlorit und Illit. Untergeordnet sind Quarz, Kalifeldspat, Pyrit und feinkörniger Magnesit innerhalb der Ton-Bruchstücke zu beobachten. Akzessorisch treten vereinzelt Monazit, Baryt und Sphalerit auf.

Eine Besonderheit dieser Probe stellt das Mineral Gorgeyit dar, das nur in diesem Dünnschliff vertreten ist. Insbesondere an den Rändern von Anhydrit-Kristallen konnte die Bildung von idiomorphen Gorgeyit-Kristallen festgestellt werden (Abb. 18B und C). Zudem wurden vereinzelt bis zu 1 mm große Gorgeyit-Kristalle gemeinsam mit Tonmineralen und Magnesit

beobachtet (Abb. 22). Der Görgeyit weist meist Einschlüsse von Anhydrit und Halit auf (Abb. 21 und Abb. 22). Die verschiedenen Mineralphasen sind im Elementverteilungsbild (EVB) des Elements Ca besonders gut zu unterscheiden. Die mineralchemische Untersuchung an drei Görgeyit-Kristallen zeigt, dass ein Teil des Ca (0,01-0,10 pro Formeleinheit) durch Sr substituiert wurde (Analysen in Anhang A-2). Der Einbau von Sr in Görgeyit konnte auch im EVB beobachtet werden (siehe Abb. 21 und Abb. 22). Hier wird auch deutlich, dass der Görgeyit eine Sr-Zonierung aufweist (Abb. 22).

Eine weitere Besonderheit in dieser Probe ist der Kalistrontit. Wie in der Probe D 2 wurde dieser im Kontaktbereich der Halit- zur Anhydrit-Lage beobachtet (Abb. 18A). In diesem Bereich wurden an fünf Kalistrontit-Kristallen Mikrosondenanalysen durchgeführt (siehe Abb. 20). Die Untersuchung zeigte, dass ein Teil des Sr (0,09 bis 0,27 pro Formeleinheit) durch Ca ersetzt wurde (siehe Anhang A-2).

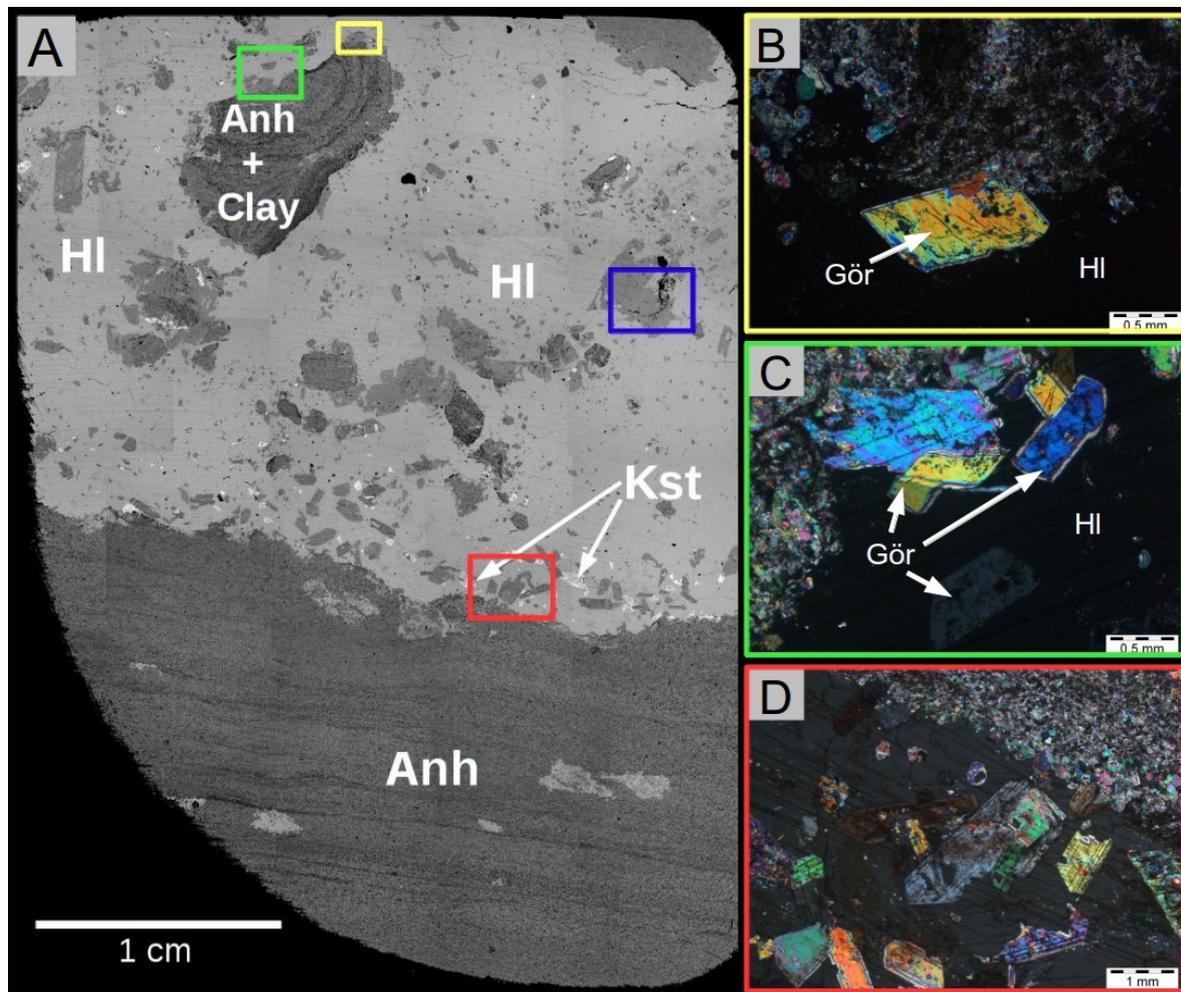


Abb. 18: A) BSE-Aufnahme des Dünnschliffs der Probe D 1; zusammengestellt aus 24 Einzelbildern; markierte Bildausschnitte: gelb: Abb. 18B; grün: Abb. 18C; rot: Abb. 18D; blau: Abb. 22; Abb. 18B-C) Dünnschliff-Aufnahmen (x Pol) von Görgeyit in Halit und (D) Anhydrit in Halit.

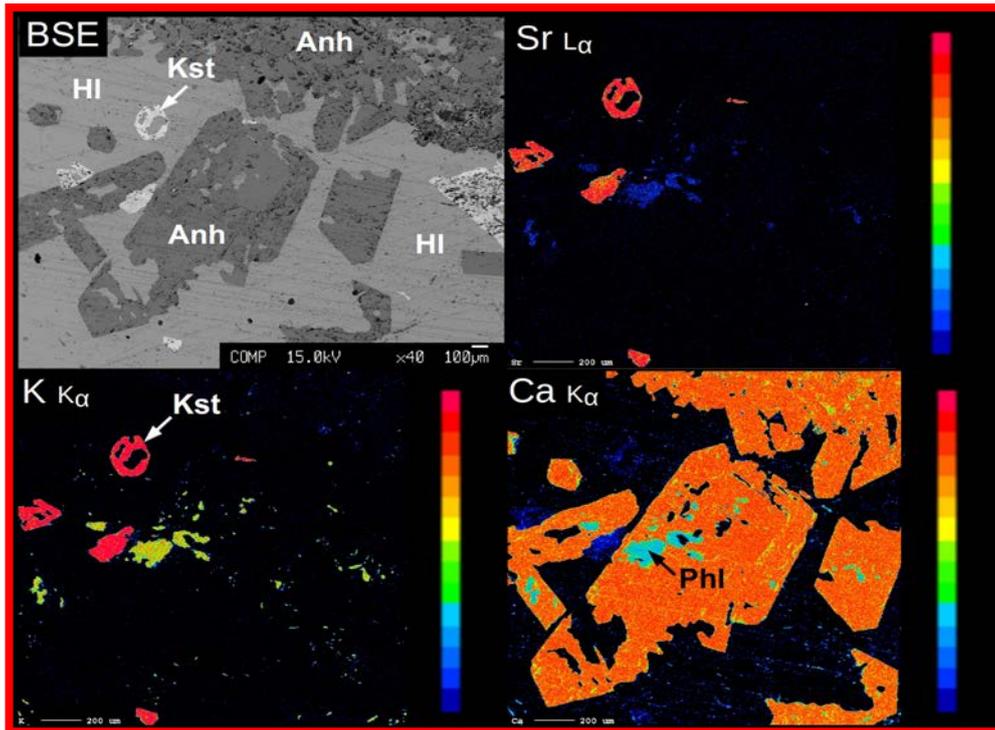


Abb. 19: BSE-Bild und EVB der Elemente Sr, K und Ca von Kalistrontit neben Anhydrit in Halit-Matrix; Bildausschnitt siehe rote Markierung Abb. 18A bzw. Abb. 18D

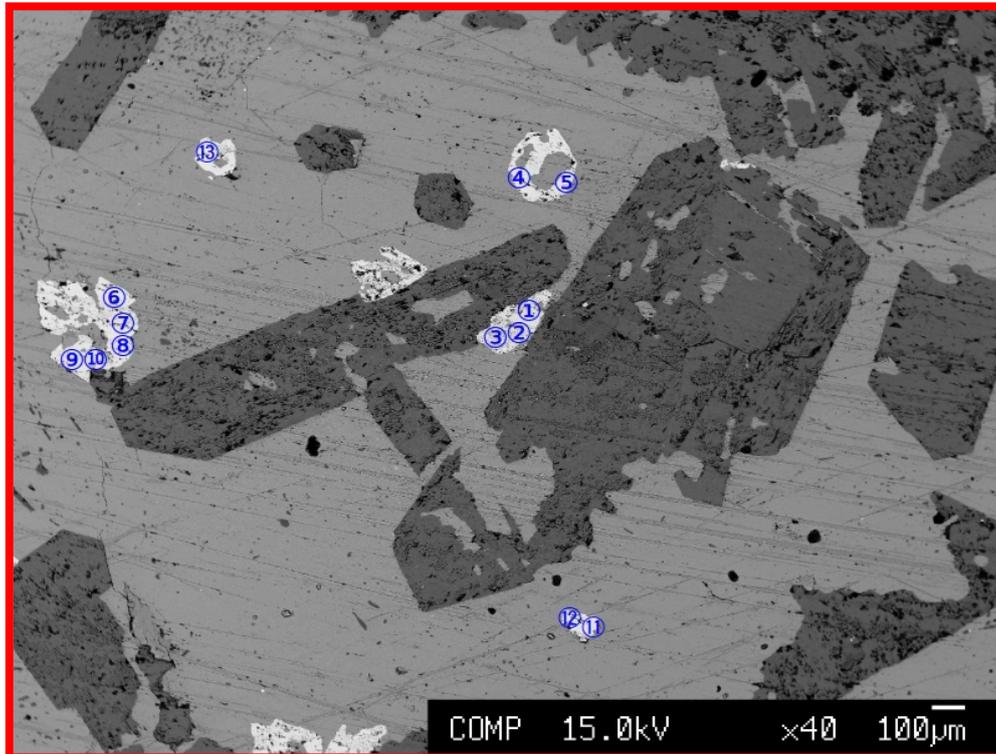


Abb. 20: BSE-Bild mit den eingezeichneten Positionen der Messpunkte für die chemischen Analysen von Kalistrontit; Bildausschnitt siehe rote Markierung Abb. 18A bzw. Abb. 18D

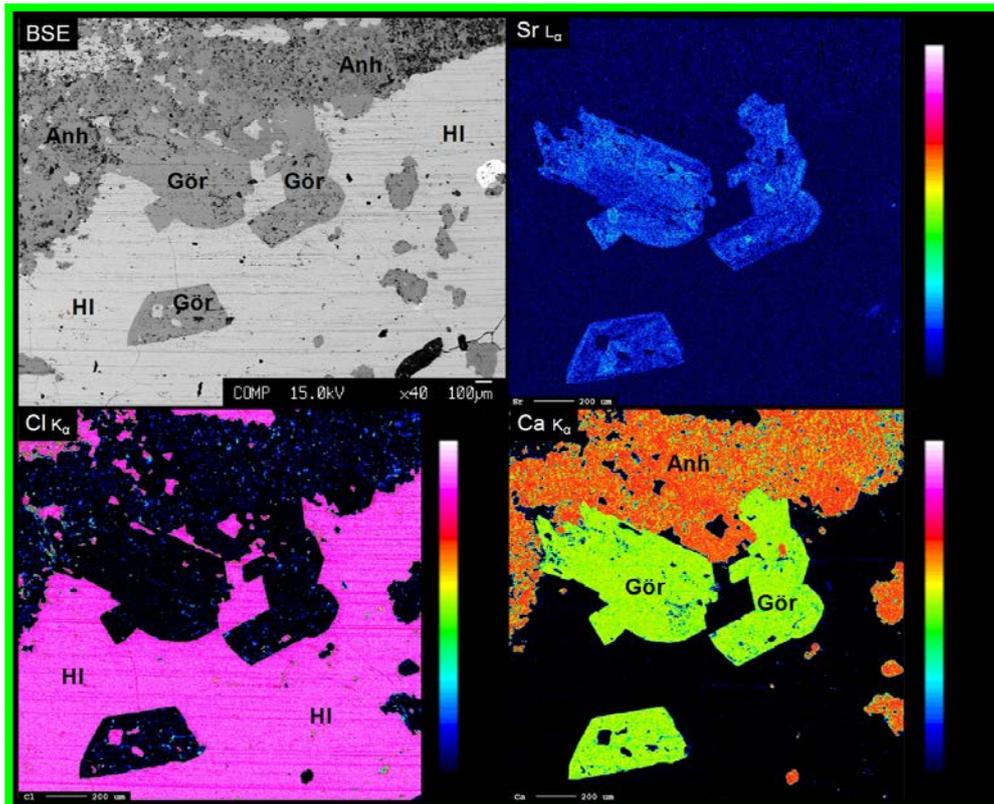


Abb. 21: BSE-Bild und EVB der Elemente Sr, Cl, Ca mit Anhydrit neben Gorgeyit in Halit; Bildausschnitt siehe grüne Markierung Abb. 18A bzw. Abb. 18C

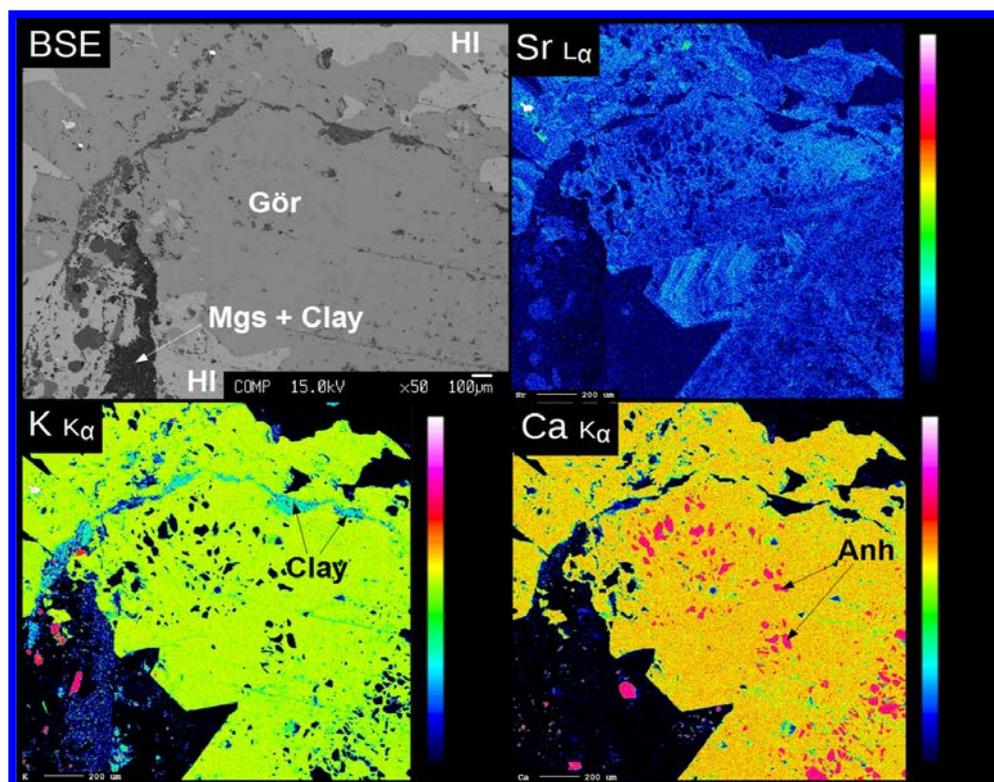


Abb. 22: BSE-Bild und EVB der Elemente Sr, K, und Ca von Gorgeyit mit Anhydrit-Einschlüssen neben Magnesit und Tonmineralen in Halit; Bildausschnitt siehe rote Markierung Abb. 18A

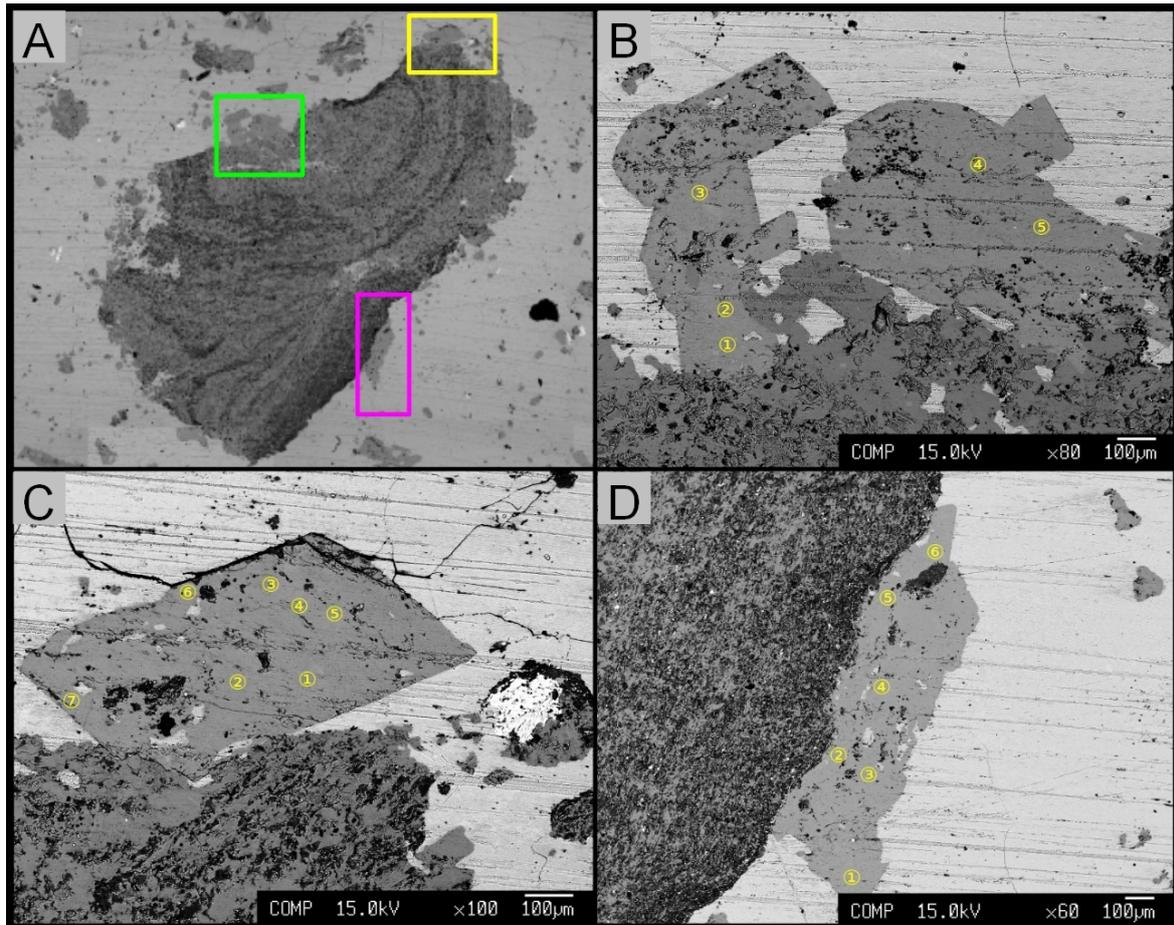


Abb. 23: BSE-Aufnahmen des Dünnschliffs D 1; A) Anhydrit-Klast mit Görgeyit-Kristallen; B-D) Görgeyit mit eingezeichneten Messpunkten der Mikrosondenanalysen; B) Bildausschnitt des grün markierten Bereichs; C) Bildausschnitt des gelb markierten Bereichs; D) Bildausschnitt des magenta markierten Bereichs

5.2. Profil B

5.2.1. Kontakt Kernsalz zu Polyhalit (Zone 2, Profil B) – Schliff D 10

Probe D 10 stammt aus Zone 2 (84,19 m - 84,30 m) von Profil B und zeigt Kernsalz (hellgrau) am Kontakt zu einer Wechselfolge aus Polyhalit (orange-rot) und tonreichen Schichten (dunkelgrau) (Abb. 24A und B). Mit Hilfe der XRD-Analyse einer Probe aus dem orange-farbenen Bereich konnte nachgewiesen werden, dass hier Polyhalit monomineralisch vorkommt (siehe Abb. A-3 in Anhang A-1).

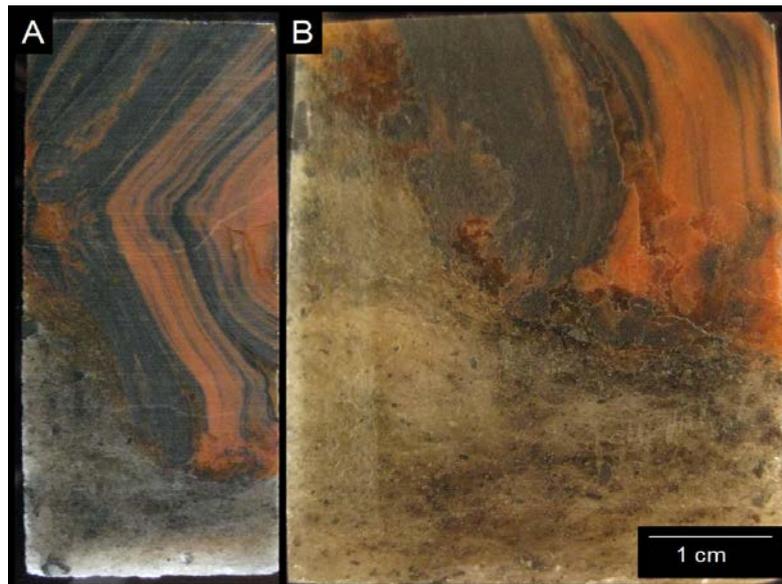


Abb. 24: A) Schnitt durch den Bohrkern; B) Dünnschliff der Probe D 10 mit Kontakt von Kernsalz (unter) zu Polyhalit (oben).

Die mikroskopische Untersuchung der Ton-/Polyhalit-Lage zeigte, dass die Tonminerale in der Polyhalit-Matrix in dünnen, nicht durchgehenden Lagen angereichert sind (Abb. 25C). In diesen Ton-Schichten liegt oft Pyrit vor. Die Polyhalit-Kristalle sind eingeregelt und weisen meist eine längliche Kornform mit unregelmäßigen Korngrenzen auf. Viele Polyhalite zeigen zudem Zwillingsbildungen (Abb. 25A).

In der Übergangszone zwischen Polyhalit und Kernsalz sind die Polyhalite filzig bis stengelig ausgebildet (Abb. 25B und D). Im kontaktnahen Bereich sind zudem Polyhalit-Säume um Anhydrit-Klasten zu beobachten. Im EVB der Elemente K und Ca sind diese Anhydrit-Einschlüsse in Polyhalit gut zu erkennen (Abb. 26). Dies weist darauf hin, dass Anhydrit von Polyhalit verdrängt worden ist. Mikrosonden-Analysen belegen, dass ein geringer Teil des Mg bzw. Ca im Polyhalit durch Sr ersetzt ist (bis zu 0,01 pro Formeleinheit; siehe Tabellen in Anhang A-2, Messpunkte in Abb. 27).

Eine Besonderheit stellt in diesem Bereich das Vorkommen von Glauberit neben Magnesit dar. Wie in Abb. 25E deutlich zu sehen, kristallisierten diese in der Halit-Grundmasse. Dies deutet auf deren späteren Bildung hin (Abb. 25E). In den Glauberit-Körnern wurden zudem

Spuren an Mg und Sr gemessen (bis zu 0,01 Mg und Sr pro Formeleinheit, siehe Tabellen in Anhang A-2). Die Kernsalz-Lage zeichnet sich durch einen hohen Anteil von Halit mit eingebetteten Ton-Bruchstücken aus, neben denen auch Anhydrit, teilweise vergesellschaftet mit Coelestin, vorliegt (Abb. 25F). Die Mikrosondenanalyse zeigt, dass im Coelestin ein Teil des Sr durch Ba bzw. Ca ersetzt wurde. In dieser Probe konnten in den Coelestinen Gehalte von bis zu 0,05 Ba pro Formeleinheit nachgewiesen werden. Die Ergebnisse der Analysen sind in Anhang A-2 aufgeführt. Der durchschnittliche Ba-Gehalt beträgt 0,03 Ba pro Formeleinheit, der durchschnittliche Ca-Gehalt liegt bei 0,01 Ca pro Formeleinheit.

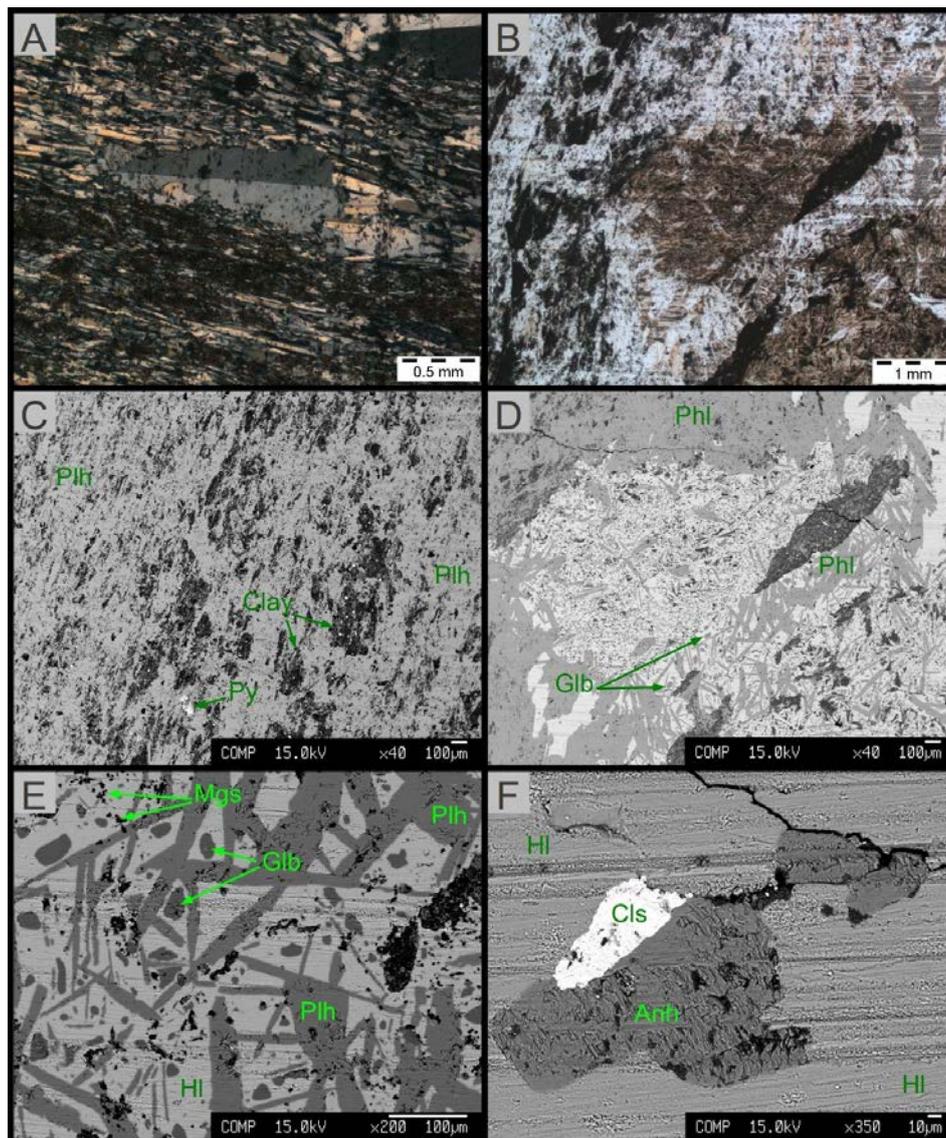


Abb. 25: A) Dünnschliffaufnahme (x Pol) feinkörnige Polyhalit-Matrix in der Polyhalit-Zwillinge mit unregelmäßiger Kornform eingebettet sind; B) Dünnschliffaufnahme (// Pol) des Kontaktbereiches, Reaktionssaum bräunlich, dunkle Tonkomponenten und feinkörnige Polyhalit-Matrix; C-F) BSE-Aufnahmen: C) Ton-/Polyhalit-Lage; D) Kontakt Polyhalit-Kernsalz mit filzigem-stängeligem Polyhalit, in etwa Bildausschnitt B); E) Stängeliger Polyhalit, Glauberit-Körner und Magnesit in Halit-Matrix am Kontakt; F) Anhydrit mit Coelestin-Einschluss

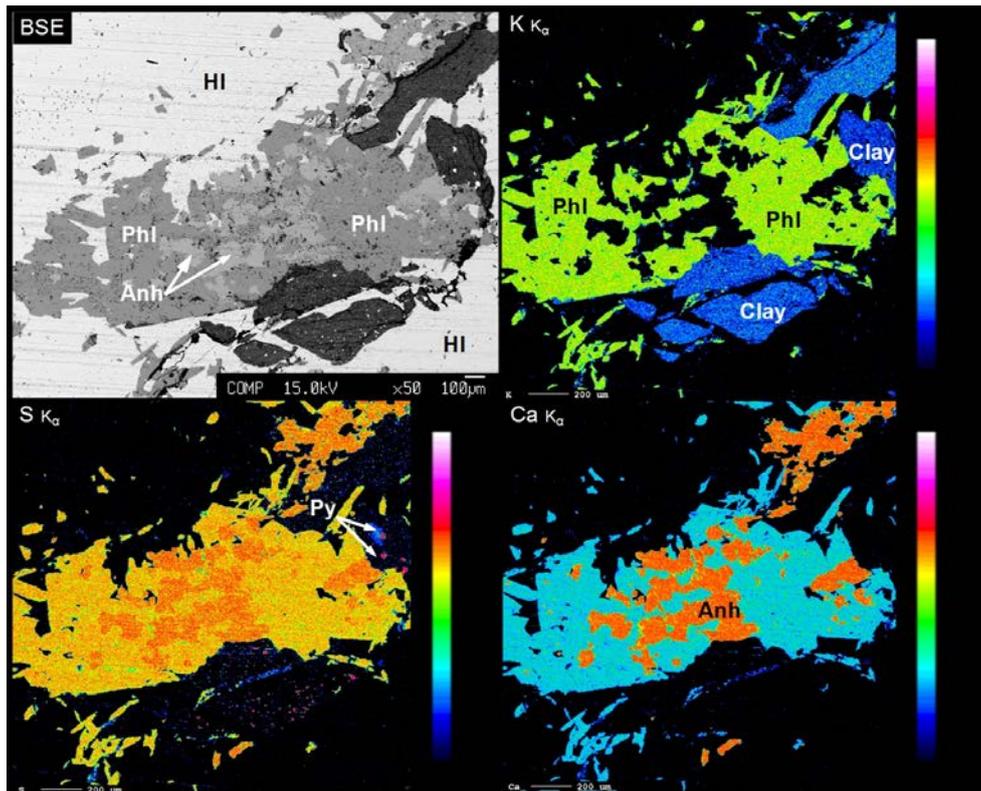


Abb. 26: BSE-Bild und EVB für die Elemente K, S und Ca; Anhydrit-Einschlüsse in Polyhalit neben tonreichen Bereichen in Halit-Matrix

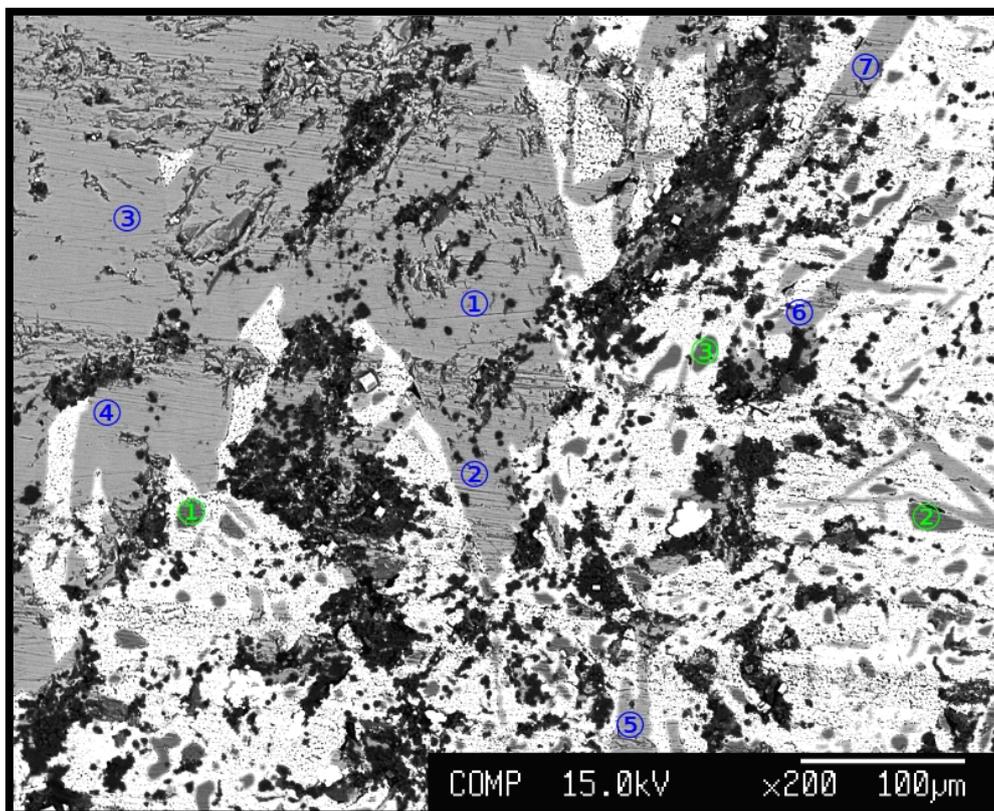


Abb. 27: BSE-Bild des Kontaktbereiches; die Position der Analysepunkte der Minerale wurde farblich markiert (grün, Glauberit; blau, Polyhalit); Analysen sind den Tabellen in Anhang A-2 zu entnehmen

5.2.2. Anhydrit (Zone 2, Profil B) - Schliff D 3

Die Probe D 3 stammt aus Zone 2 von Profil B (154,2 m - 154,35 m) und besteht in erster Linie aus Anhydrit und Halit. Der hellgrau gefärbte Anhydrit bildet den Großteil des Schliffes. Die mikroskopischen Untersuchungen, sowie die XRD-Analyse zeigen, dass Anhydrit zwar die dominante Mineralphase innerhalb dieser Probe ist aber auch Halit und untergeordnet Magnesit auftreten (siehe Abb. A-4 in Anhang A-1). Makroskopisch sind die honiggelb-farbenen Halit-Adern im Anhydrit gut zu erkennen (Abb. 28B).

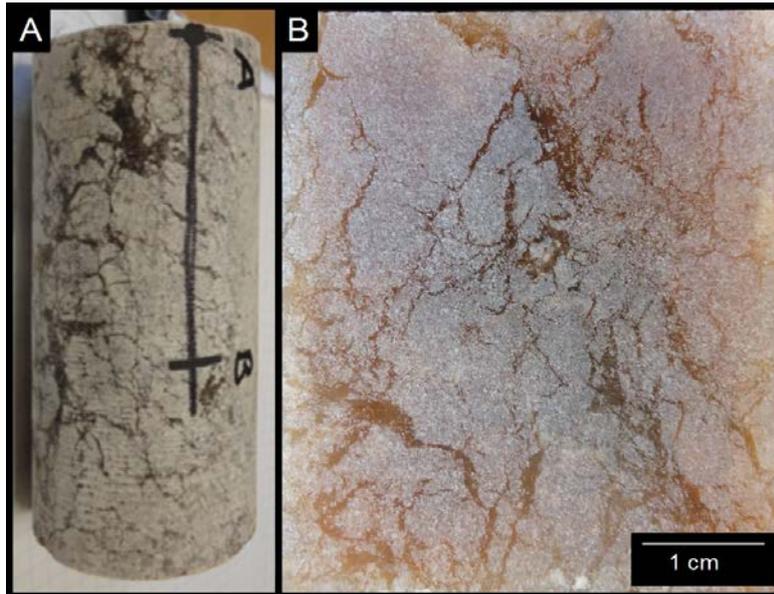


Abb. 28: A) Bohrkern; B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 3; 154 m

Die bis zu 1 mm großen xenomorphen Anhydrit-Kristalle sind in der Halit Grundmasse eingebettet (Abb. 29A, B und C).

In den Kontaktbereichen von Anhydrit zu Halit finden sich Anreicherungen von bis zu 10 μm großen Magnesit-Kristallen (Abb. 29D und E). Untergeordnet sind mit einer durchschnittlichen Korngröße von 5 μm zudem Coelestin, sowie Pyrit und Sphalerit bevorzugt innerhalb der Anhydrit-Kristalle zu beobachten (Abb. 29E und F).

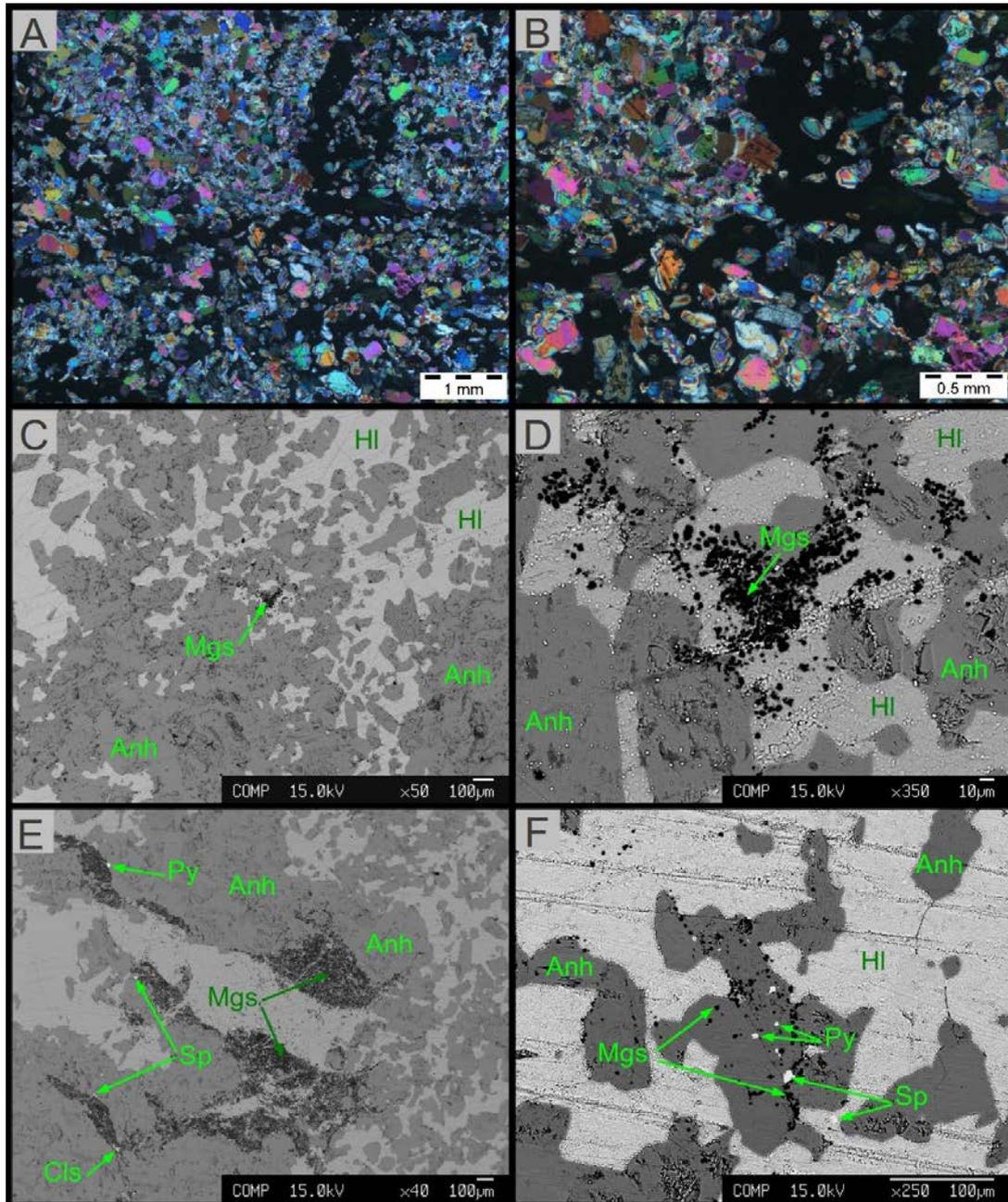


Abb. 29: A und B) Dünnschliffaufnahmen (x Pol) der Probe D 3; schwarzer Hintergrund durch isotropen Halit in der Matrix, mit Anhydrit (bunt); B) vergrößerter Ausschnitt aus A); C-F) BSE-Aufnahmen; C) Xenomorphe Anhydrit-Kristalle in Halit-Matrix; D) Anreicherung von Magnesit neben Anhydrit und Halit; E) Anreicherung von Sulfiden und Magnesit im Anhydrit, vereinzelt auch Coelestin; F) Anhydrit mit Einschüssen von Magnesit, Pyrit, Sphalerit

5.2.3. Kontakt Kernsalz – Polyhalit (Zone 2, Profil B) – Schliff D 4

Probe D 4 stammt aus Zone 2 von Profil B (196,6 m - 196,75 m) und zeigt den Kontakt von Kernsalz zu Polyhalit. In Abb. 30B ist das Kernsalz mit roten und grauen Tonstein-Bruchstücken innerhalb der Halit-Matrix gut zu erkennen. Der angrenzende gräulich-rote Polyhalit ist in dieser Probe eher massig ausgebildet. Am Kontakt der beiden Lagen ist eine rötlich gefärbte Übergangszone zu beobachten (Abb. 30B).

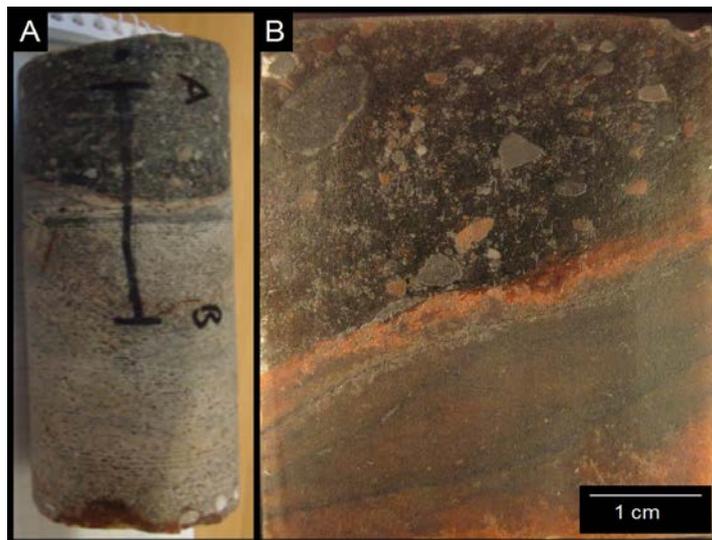


Abb. 30: A) Bohrkernabschnitt, Breite des Bohrkerns 4,6 cm;
B) Dünnschliffklötzchen, oben: Haselgebirge, unten: Polyhalit

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der makroskopisch massig wirkende Polyhalitkörper großteils nadelige Kristalle bildet (Abb. 31A). Viele Polyhalit-Kristalle zeigen zudem Zwillingsbildungen. Untergeordnet sind in einigen Bereichen Halit, Anhydrit und Magnesit zu beobachten.

In der Kernsalz-Lage bildet Halit die Grundmasse, in die vor allem Tonstein-Fragmente eingebettet sind. Die häufigsten Minerale innerhalb dieser Fragmente sind Schichtsilikate, wobei Chlorit und Illit dominieren. Vereinzelt kommt in diesen tonreichen Bereichen Pyrit vor. In den Kernsalz-Lagen wurden zudem bis zu 2 mm große Anhydrite festgestellt, die in vielen Bereichen mit Coelestin vergesellschaftet sind (Abb. 31H).

In der Übergangszone zwischen den beiden Lagen sind vermehrt feine Klüfte zu beobachten, die oft in die Polyhalit-Lage hineinragen. Hier zeigt sich häufig Magnesit (Abb. 31F). Neben Sphalerit sind in diesen Bereichen vereinzelt Körner aus elementarem Schwefel sowie idiomorph ausgebildete Quarze zu erkennen. Die Anhydrit-Kristalle sind in diesem Kontaktbereich nadelförmig ausgeprägt (Abb. 31B, E und F). Wie in den EVB der Elemente Ca und Mg gut zu erkennen ist, enthalten diese Anhydrite häufig Relikte von Polyhalit als Einschlüsse (Abb. 31G, Abb. 32).

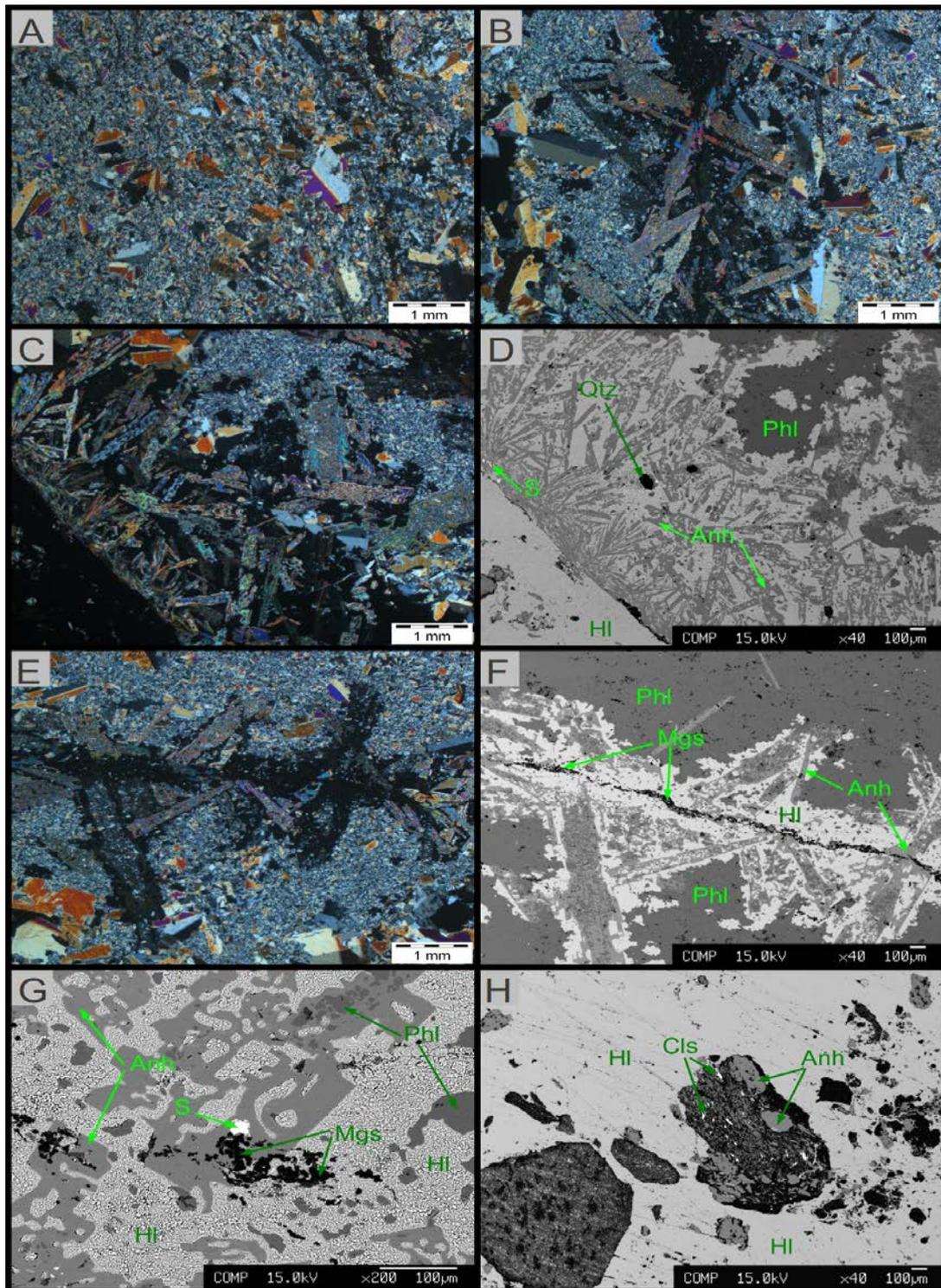


Abb. 31: A-C und E) Dünnschliffaufnahmen (x Pol) der Probe 4; A) Feinkörnige Matrix aus Polyhalit mit bis zu 2 mm großen Polyhalit-Zwillingen; B und E) Kluft innerhalb der Polyhalit-Lage mit Anhydritleisten; C und D) Kontakt Polyhalit – Kernsalz mit Anhydritnadeln im Übergangsbereich als Dünnschliff und BSE-Aufnahme; D) Kontakt Polyhalit – Halit, (vgl. C): Anhydrit mit Skelettwachstum; F) Kluft innerhalb der Polyhalit-Lage mit Anhydritstängeln (vgl. E) G) Reliktische Polyhalit-Einschlüsse in Anhydrit mit Skelettwachstum; H) Tonklast mit Anhydrit und Coelestin in Halit-Grundmasse

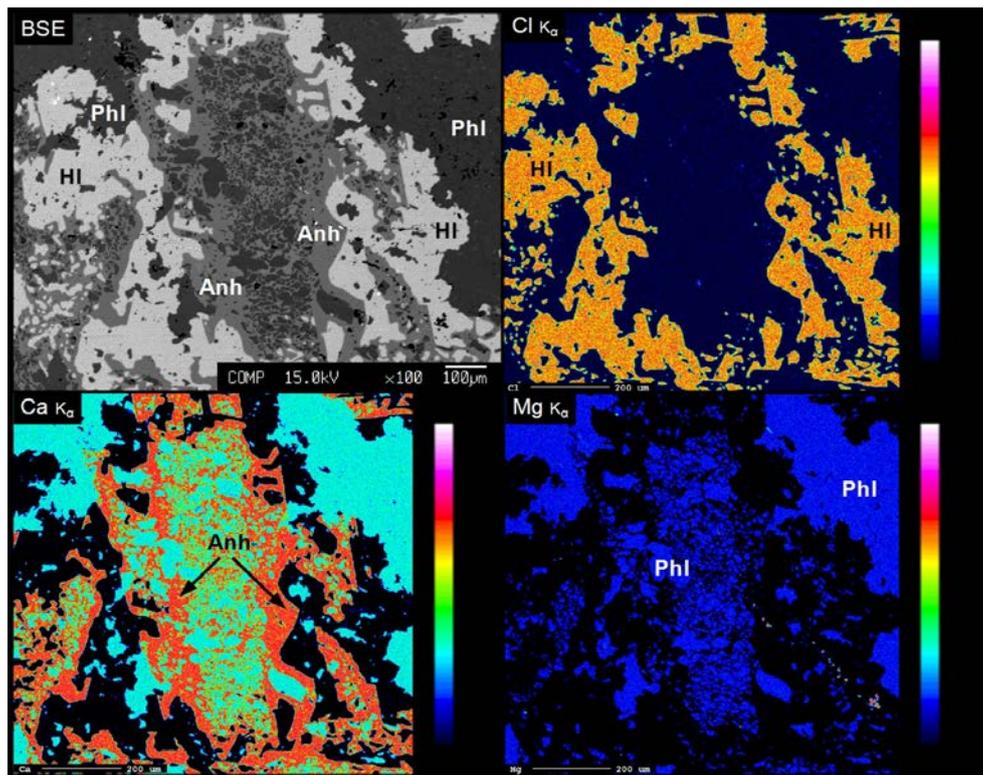


Abb. 32: BSE-Bild und EVB für die Elemente Cl, Ca und Mg der Probe D 4; Polyhalit-Einschlüsse in Anhydrit eingebettet in Halit-Matrix

5.2.4. Kontakt Polyhalit – Haselgebirge (Zone 2, Profil B) – Schliff D 7

Probe D 7 stammt aus Zone 2 von Profil B (197,1 m - 197,25 m) und zeigt den Kontakt von Polyhalit zum Haselgebirge. Makroskopisch ist der orange-rote Polyhalit gut vom dunkelgrauen Haselgebirge zu unterscheiden. Am Kontakt der beiden Gesteinslagen ist eine Übergangszone, zwischen Polyhalit und Haselgebirge, gefolgt von einer Tonschicht, zu beobachten (Abb. 33B und Abb. 34E). Innerhalb der Übergangszone sind makroskopisch nadelig ausgebildete Minerale zu erkennen.

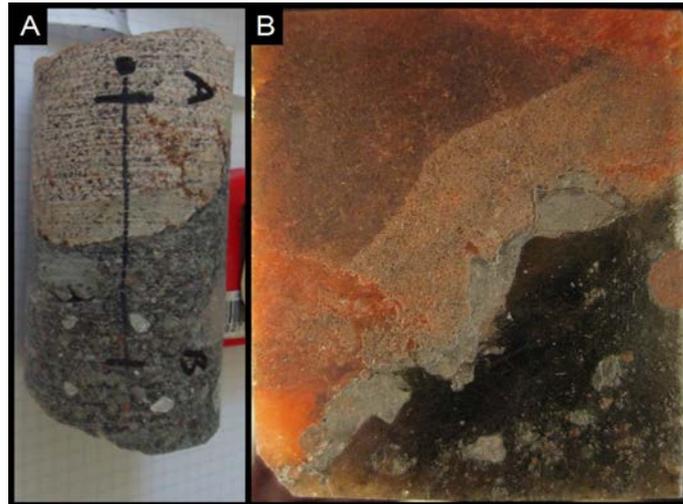


Abb. 33: A) Bohrkernabschnitt, Breite des Bohrkerns 4,6 cm;
B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 7 mit Kontakt von Polyhalit zum Haselgebirge

Die rötlich gefärbte Lage besteht aus millimetergroßen Polyhaliten, die im Dünnschliff anhand ihrer Verzwilligung gut erkennbar sind (Abb. 34A). Mikroskopisch sind vereinzelt Bereiche mit Halit zu erkennen. Dieser ist häufig in Kombination mit $< 5 \mu\text{m}$ großen Magnesit-Kristallen vertreten (Abb. 34D).

Im Haselgebirge stellt Halit die Grundmasse dar, in die vor allem Ton-Fragmente eingebettet sind. Diese bestehen vorwiegend den Schichtsilikaten Chlorit und Illit. Untergeordnet liegt Quarz vor. Im Haselgebirge tritt zudem Anhydrit und Magnesit auf, wobei die Magnesit-Kristalle hier bis zu $150 \mu\text{m}$ groß sind (Abb. 34F).

Die in dem Dünnschliff-Klötzchen beobachtete Übergangszone (Abb. 33B) wird großteils durch stängelig bis nadelig ausgebildete Anhydrit-Kristalle aufgebaut, die in die Halit-Matrix des Haselgebirges hineinwachsen (Abb. 34B und C). Zudem war häufig die Bildung von Glauberit-Säumen um die Polyhalite zu beobachten (Abb. 34C). Die bis zu $40 \mu\text{m}$ großen Coelestine sind in der Übergangszone ebenfalls angereichert. Die Mineralphasen Polyhalit, Glauberit, Anhydrit und Halit sind in den EVB, die den Kontakt Polyhalit – Halit zeigen, gut zu unterscheiden (Abb. 35 und Abb. 36).

Mikrosondenanalysen bestätigten, dass die drei Mineralphasen Anhydrit, Glauberit und Polyhalit in der Übergangszone nur geringe chemische Variationen zeigen (siehe Anhang A-2).

Die mineralchemische Untersuchung zeigt, dass beim Anhydrit bis zu 0,59 Gew.-% des Ca durch Sr ersetzt sind, in einigen Messpunkten lag der Sr-Gehalt unter der Nachweisgrenze. (Mittelwert 0,23 Gew.-% Sr, n = 21). Im EVB ist gut zu erkennen, dass Anhydrit insbesondere im Randbereich erhöhte Sr-Gehalte enthält (siehe Abb. 36). Das Mineral Polyhalit zeigt von allen drei Mineralphasen die geringste chemische Variation. Hier ist nur ein minimaler Ersatz von Ca durch Sr zu beobachten (siehe Anhang A-2). Im Glauberit ist Ca durch Sr (bis zu 0,5 Gew.-%) und teilweise durch Mg substituiert (siehe Anhang A-2). Zwischen dieser Übergangszone und dem Haselgebirge ist makroskopisch eine Tonschicht zu erkennen, innerhalb der Chlorit und Illit als häufigste Minerale auftreten. Zudem ist hier auch Pyrit angereichert (Abb. 34E).

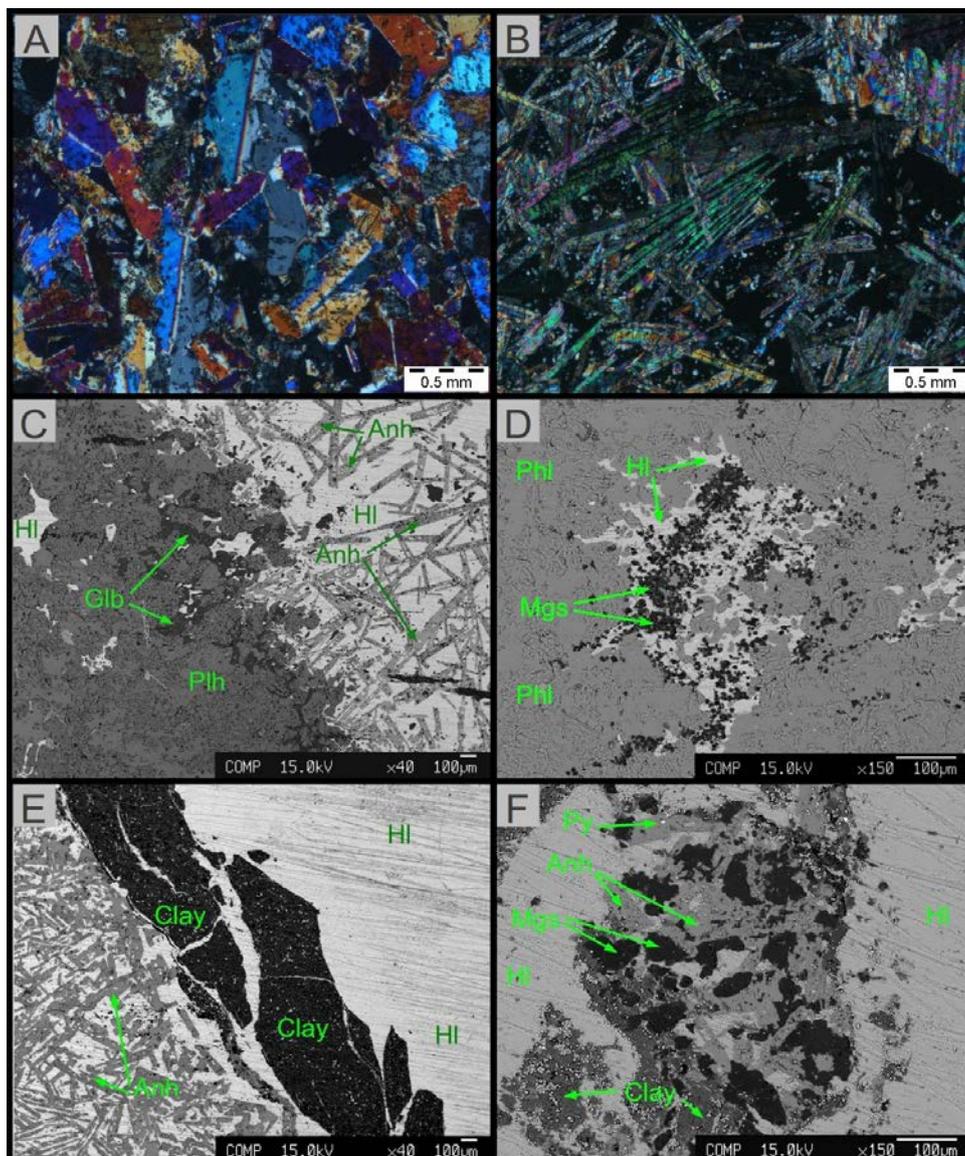


Abb. 34: A und B) Dünnschliffaufnahmen (x Pol) und C-F) BSE-Bilder der Probe D 7; A) Übersicht aus der Polyhalit-Lage, mit Polyhalit-Zwillingen; B) Übersicht aus dem Kontaktbereich des Haselgebirges mit Anhydrit-Nadeln in Halit; C) Kontakt Polyhalit – Haselgebirge; D) Magnesit und Halit in Polyhalit-Matrix; E) Ton-Zwischenschicht; F) Magnesit, Anhydrit, Tonminerale

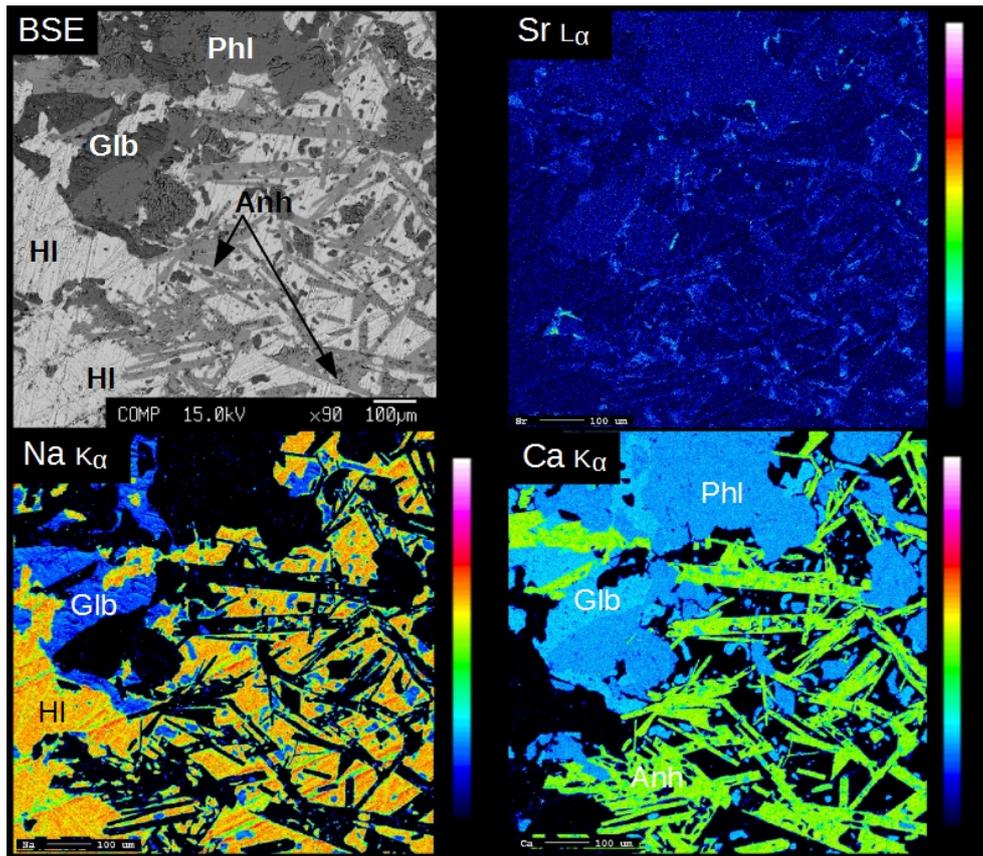


Abb. 35: BSE-Bild und EVB für die Elemente Sr, Na und Ca der Probe D 7; zeigt den Kontaktbereich zwischen Polyhalit und Kernsalz; Polyhalit mit Reaktionssaum aus Glauberit, stängelige Anhydrit-Kristalle in Halit-Matrix

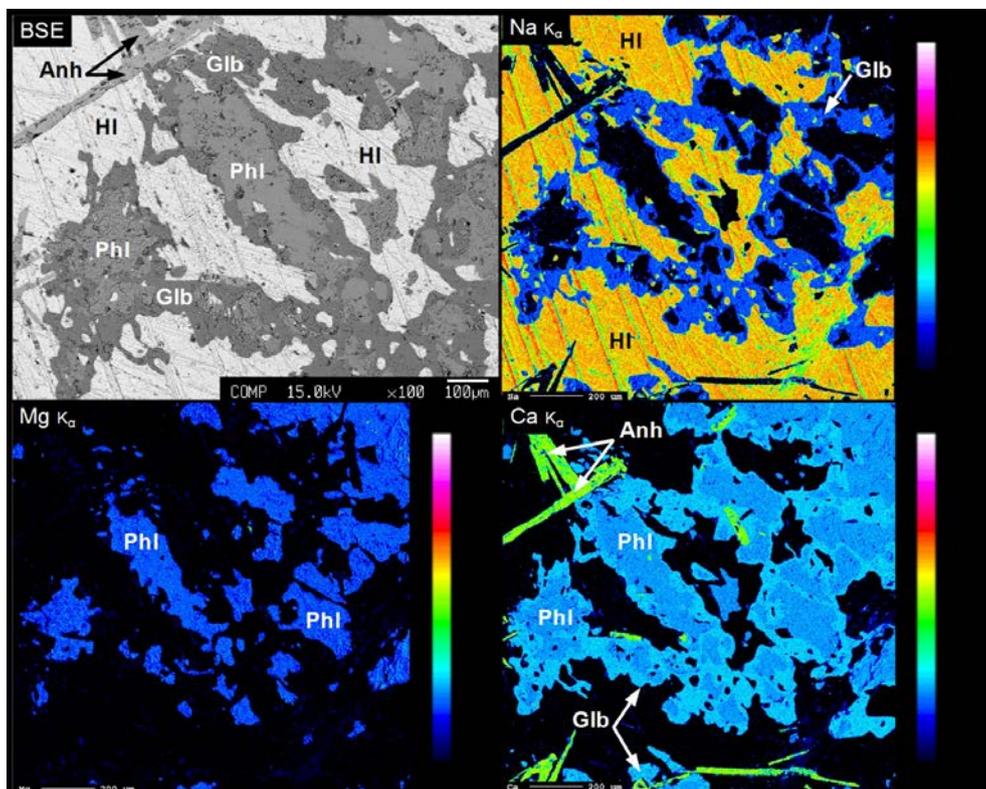


Abb. 36: BSE-Bild und EVB für die Elemente Na, Mg und Ca der Probe D 7; Polyhalit mit Reaktionssaum aus Glauberit in Halit-Matrix

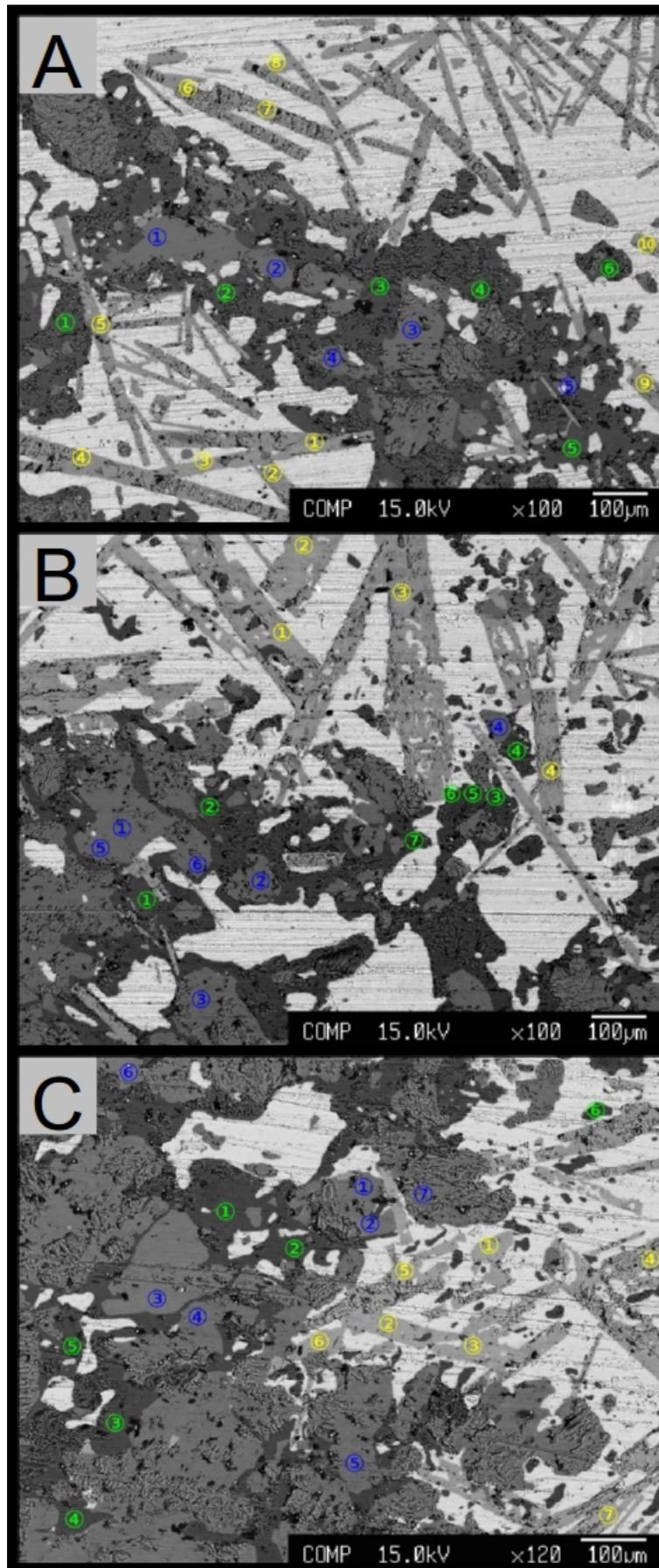


Abb. 37: BSE-Bilder mit den eingezeichneten Messpunkten für die mikrochemische Analyse ; blau = Polyhalit; gelb = Anhydrit; grün = Glaubert

5.2.5. Anhydrit mit tonreichen Zwischenlagen (Zone 5, Profil B) – Schliff D 11

Probe D 11 stammt aus Zone 5 (217,85 m – 218 m) von Profil B. Der Dünnschliff zeigt den Kontakt von Anhydrit zu einer tonreichen Anhydrit-Lage. Makroskopisch sind die Lagen farblich gut zu unterscheiden. Der orange-rote Anhydrit hebt sich gut gegen die dunkelgraue tonreiche Anhydrit-Lage ab (siehe Abb. 38).

Anhydrit bildet in weiten Teilen des Dünnschliffes die Matrix. Im dunkel gefärbten Bereich sind reichlich feinkristalline Tonminerale vertreten (Abb. 40). Zudem tritt gehäuft Pyrit, Quarz und Kalifeldspat auf. Die

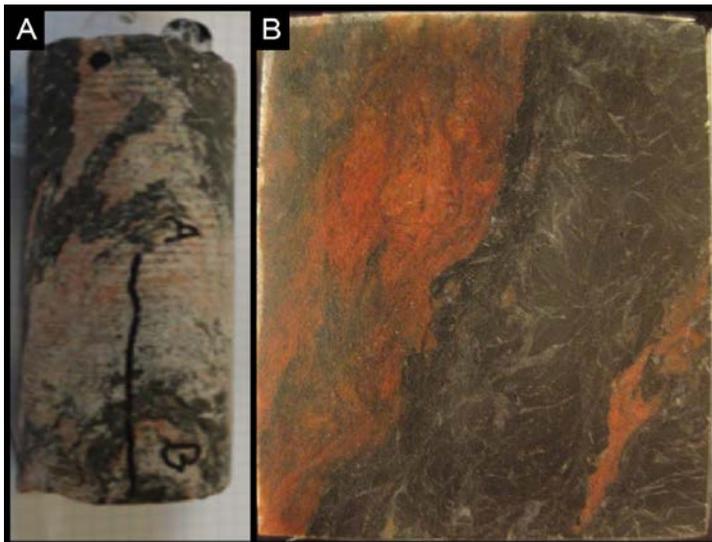


Abb. 38: A) Bohrkernabschnitt und B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 11

Karbonate Dolomit und Calcit sind in diesem Bereich ebenfalls vertreten, wobei Dolomit dominiert. Die Dolomit-Kristalle weisen meist eine Korngröße $> 50 \mu\text{m}$ auf. Wie im EVB (Abb. 39) zu erkennen, zeigt der Dolomit eine ausgeprägte Zonierung mit Fe-Mg-Substitution. Am Kontakt zur tonarmen Anhydrit-Lage hin nimmt der Dolomit-Gehalt innerhalb der Probe zu.

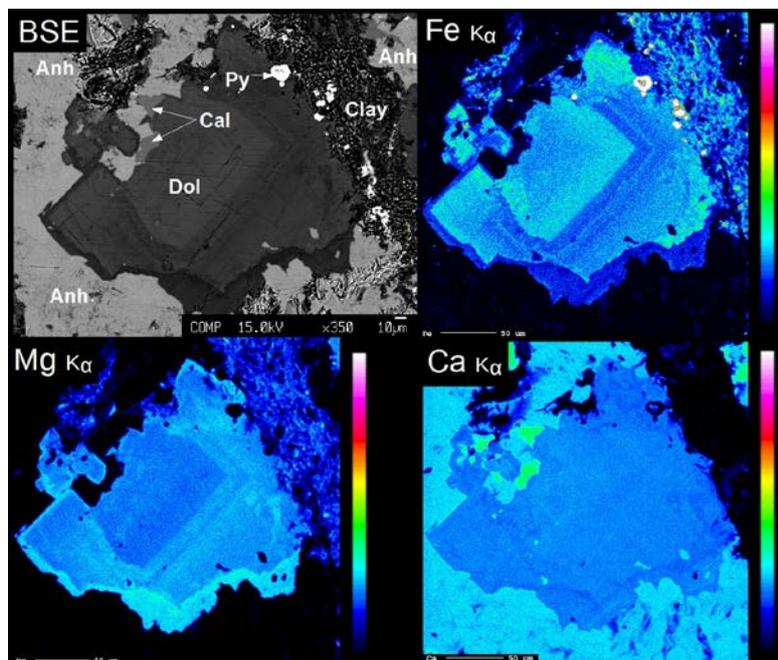


Abb. 39: BSE-Bild und EVB eines Dolomits; Fe-Mg EVB zeigen eine ausgeprägte Zonierung.

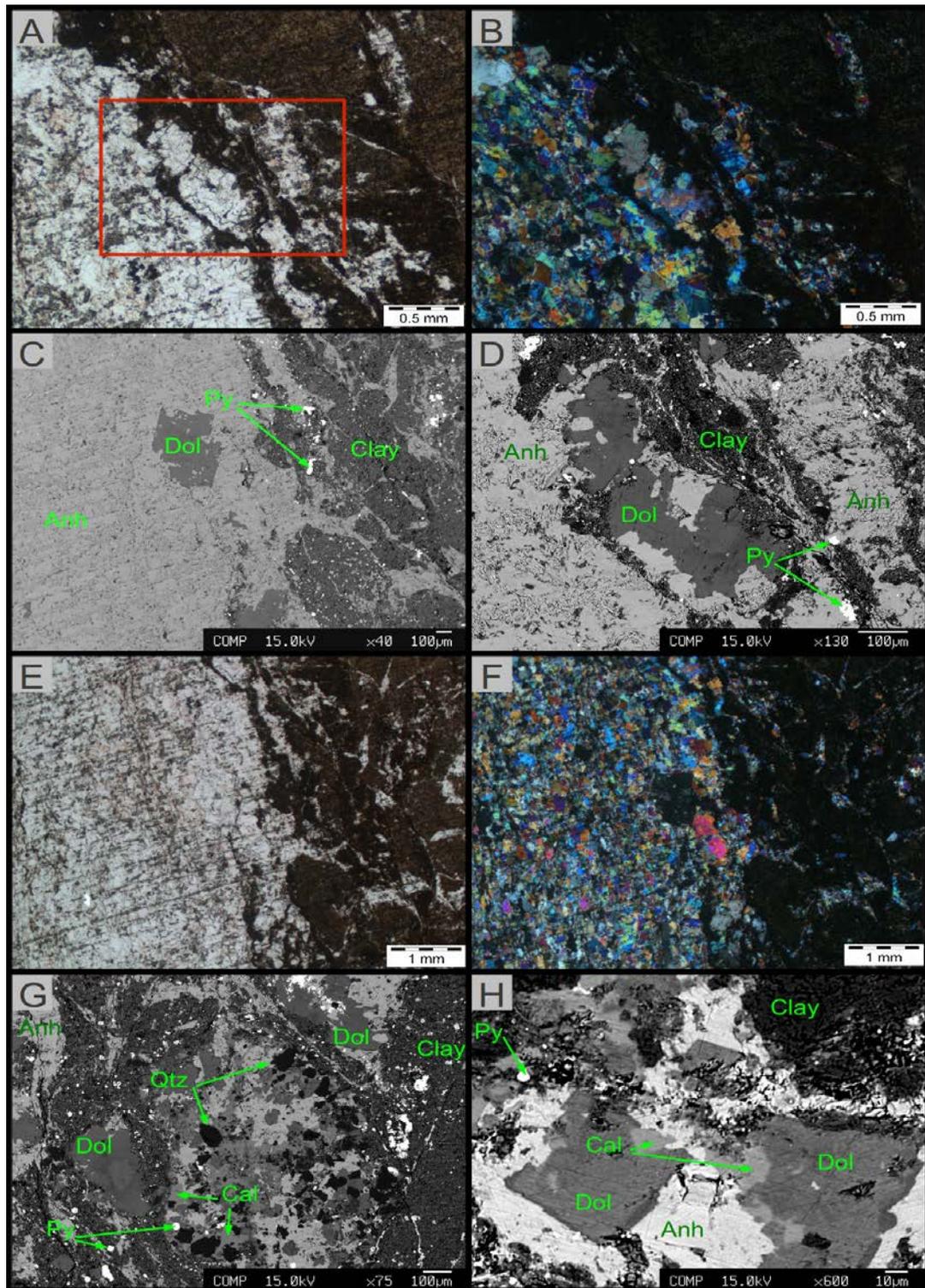


Abb. 40: A, B und F) Dünnschliffaufnahmen; A) Kontakt Anhydrit – tonreicher Anhydrit (// Pol); rot markierter Bereich entspricht in etwa Bildausschnitt D; B) Ausschnitt A mit x Pol C) Kontaktbereich mit Dolomit und Pyrit; D) Dolomit-Kristall neben Tonkomponenten in Anhydrit-Matrix am Kontakt E) Dünnschliffaufnahme des Kontakts (// Pol); F) Dünnschliffaufnahme (x Pol) bunt: großteils Anhydrit und Dolomit; dunkel: Tonminerale G) Feinkörnige Schichtsilikate, Quarz, Pyrit, Carbonate in Anhydrit-Matrix H) Dolomit/Calcit-Kristalle.

5.2.6. Calcit mit Halitadern (Zone 5, Profil B) – Schliff D 6

Probe D 6 stammt aus Zone 5 von Profil B (228,3 m - 228,45 m) und besteht vorwiegend aus Calcit, der sich hier in einer bläulich-grauen Farbe zeigt. Bereits makroskopisch sind Klüfte und Risse erkennbar, die mit Halit verfüllt sind (Abb. 41A und B). Im Bohrkern, ist ein ca. 5 mm großer, goldgelber Pyritkristall zu erkennen (Abb. 41A). Die Untersuchung mittels XRD ergibt einen Mineralbestand von Calcit, Dolomit, Halit und Quarz (Abb. A-6 im Anhang A-1).

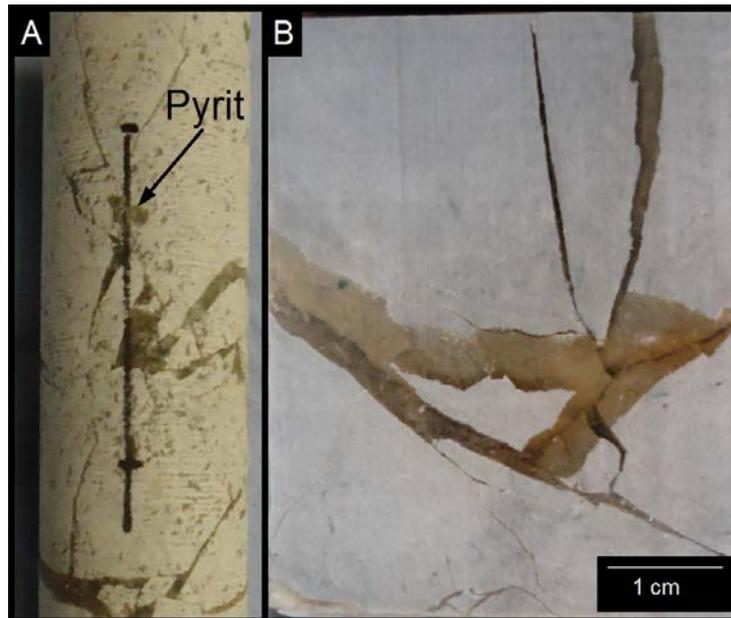


Abb. 41: A) Bohrkernabschnitt und B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe D 6; mit Halit verfüllte Risse in Calcit

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt, dass die Grundmasse dieser Probe neben dem feinkörnigen Calcit in kluftnahen Bereichen auch Dolomit enthält. Zudem sind in diesen Bereichen reichlich, grobkörnige Pyrit-Kristalle vertreten (Abb. 41A und Abb. 42C). Die mikroskopische Untersuchung bestätigt Halit als Hauptmineral in den Klüften in denen auch mehrere 100 μm große Dolomit-Kristalle auftreten (Abb. 42A und B). Zudem ist in einigen Adern neben Dolomit auch Anhydrit zu beobachten (siehe Abb. 42D, E und F).

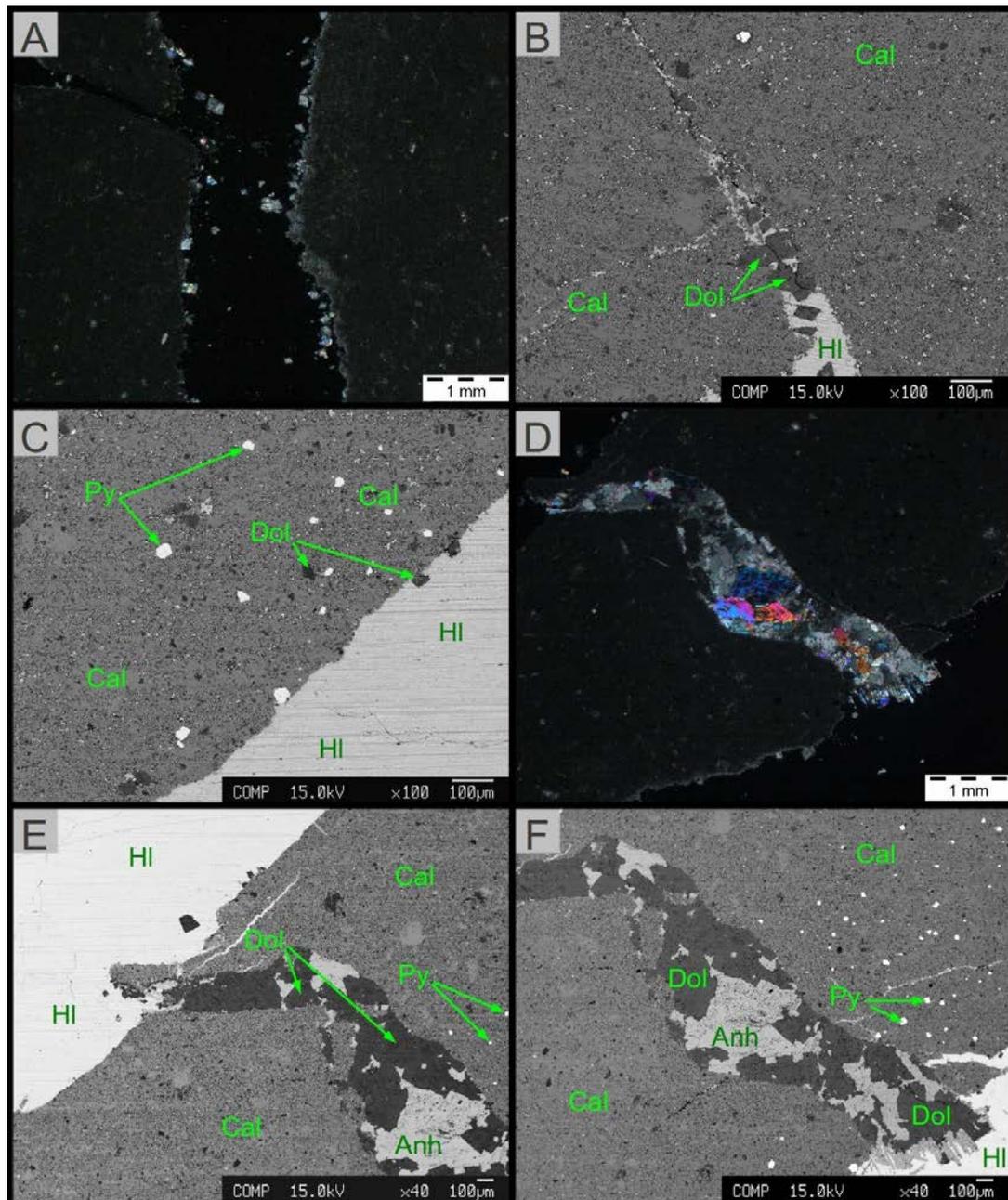


Abb. 42: A) Dünnschliffaufnahme (x Pol) Calcit mit Halitader und bunten Dolomit-Kristallen B und C) BSE-Bild Calcit-Matrix mit Einsprenglingen von Pyrit (weiß) und Dolomit in Halit-Ader (dunkelgrau); D) Dünnschliffaufnahme (x Pol) Anhydrit und Dolomit als Aderfüllung; E und F) BSE-Bilder Anhydrit und Dolomit als Aderfüllung.

5.2.7. Kontakt Polyhalit – Anhydrit (Zone 5, Profil B) – Schliff D 8

Probe D 8 stammt aus Zone 5 (322,2 m - 322,3 m) von Profil B und fällt durch die intensiv roten Bereiche innerhalb einer dunkelgrauen Lage auf (Abb. 43). Die XRD-Spektren des dunkelgrau gefärbten Bereichs zeigen Anhydrit, Coelestin und Quarz (siehe Abb. A-7 in Anhang A-1).

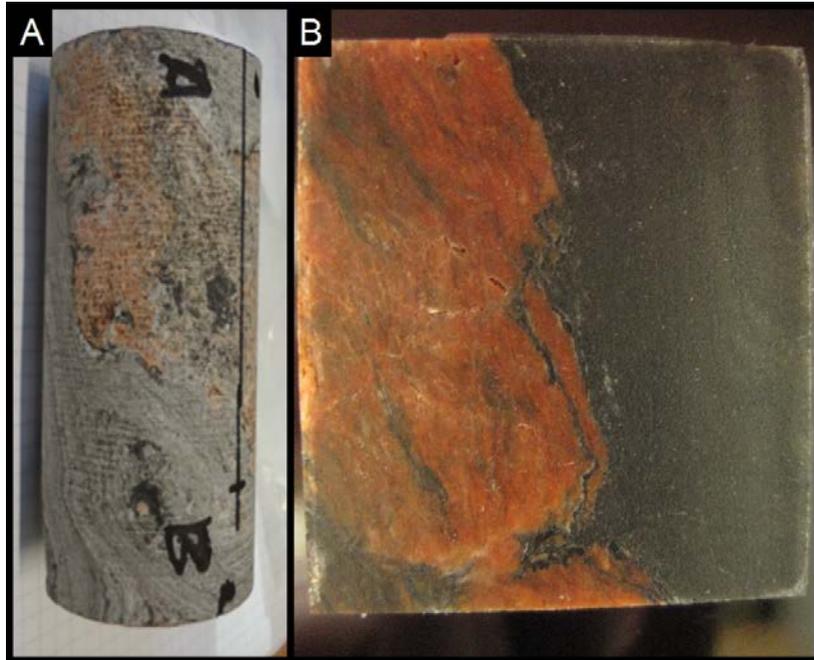


Abb. 43: A) Bohrkernabschnitt und B) Dünnschliff-Klötzchen aus Probe 8 mit dem Kontakt von roten Polyhalit zu dunkelgrauen tonreichen Anhydrit.

In welligen Lagen sind Tonminerale angereichert, die neben Chlorit und Illit auch Amphibol enthalten (Abb. 44D und F). Zudem liegen im Zentrum der Anhydrit-Lage Dolomit-Kristalle vor, deren Korngröße von mehreren μm bis zu 1 mm reicht (Abb. 44E).

Die Matrix des makroskopisch rötlich erscheinenden Bereichs wird durch dickstengelige Polyhalit-Kristalle aufgebaut, die häufig Verzwilligungen zeigen (Abb. 44A und B). Vereinzelt sind in diesem Bereich Coelestin-Kristalle mit einer durchschnittlichen Größe von ca. $100\ \mu\text{m}$ zu beobachten, zudem Quarz- sowie Halit-reiche Bereiche (Abb. 44C). Insbesondere im Kontaktbereich beider Lagen konnte gehäuft Dolomit beobachtet werden, vereinzelt sind auch Pyrit, Sphalerit und Magnesit vertreten (Abb. 44F).

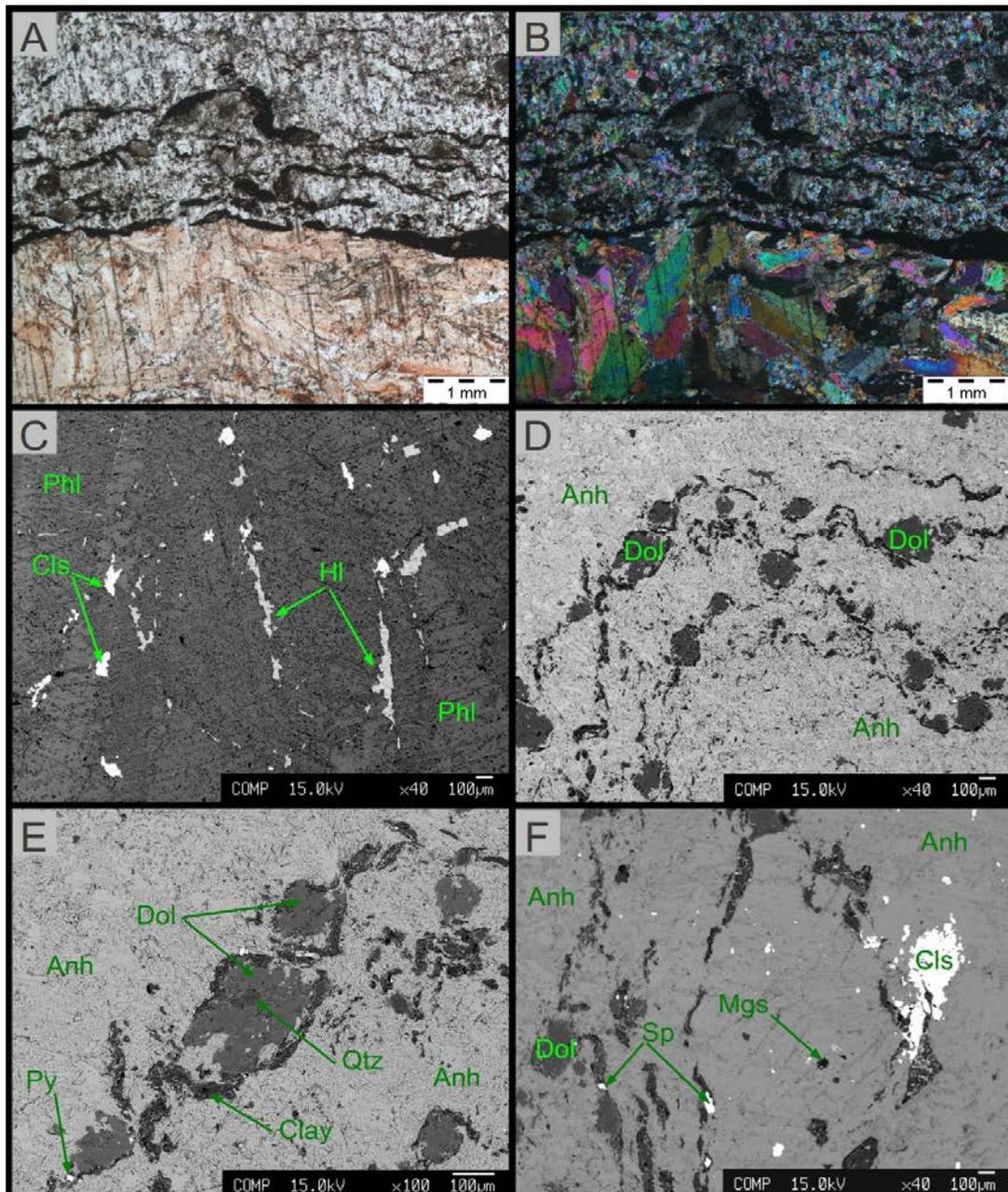


Abb. 44: A und B) Dünnschliffaufnahme; A) ($//$ Pol) Kontakt Polyhalit (rötlich)-Anhydrit; B) (x Pol) Polyhalit-Zwillinge und feinkörnige Anhydritmatrix; C-F) BSE-Bilder C) Polyhalitmatrix mit Coelestin-Kristallen und Halit-Einschlüssen; D) und E) Ton-Lagen in Anhydritmatrix mit Dolomit-Kristallen im Zentrum; F) Ton-Lage in Anhydritmatrix mit Dolomit, Magnesit, Sphalerit und Coelestin.)

6. Schwefel-Isotopenverhältnisse von Sulfatgesteinen

Ein Schwerpunkt dieser Studie liegt in der Untersuchung der Variation des Isotopenverhältnisses $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ in Sulfatgesteinen entlang der Bohrprofile. In einem weiteren Schritt war der Sr-Gehalt der wasserlöslichen Anteile in diesen Proben zu bestimmen.

Hierfür wurden 20 Proben ausgewählt, die sich aufgrund ihrer signifikanten Gehalte an Anhydrit und/oder Polyhalit besonders gut für die Schwefelisotopen-Untersuchung eignen (siehe Kapitel 3: Methoden), wobei zwölf Proben aus Profil A und acht Proben aus Profil B stammen. 15 der 20 Proben (siehe Tab. 6) wurden Anhydrit- bzw. Polyhalit-reichen Lagen entnommen, wohingegen vier Proben (SI 20, SI 23, SI 25, SI 30) aus mehreren Zentimeter großen Klasten stammen, die in das Haselgebirge eingebettet sind. Probe SI 29 stellt eine Besonderheit dar, da diese verschiedene Mg- und K-haltige Sulfate enthält. Wie in (Abb. 45) zu sehen, haben sich auf der Oberfläche des Bohrkerns sekundäre "Ausblühungen" von Sulfatmineralen gebildet. Mittels Röntgendiffraktometrie wurden die Minerale Leonit ($\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), Pikromerit ($\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), Blödit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) und Hexahydrit ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) nachgewiesen.

Eine Übersicht über den Mineralbestand der untersuchten Proben zeigt Tab. 6. In 15 Proben ist Anhydrit das dominierende Sulfatmineral, wobei eine dieser Proben (SI 23) neben Anhydrit untergeordnet auch Polyhalit enthält. In vier Proben (SI 7, SI 14, SI 20 und SI 25) liegt Polyhalit als die dominante Mineralphase vor. Sieben Proben enthalten zudem Karbonate als Begleitminerale (siehe Tab. 6).



Abb. 45: Probe SI 29 Steinsalz mit sekundär an der Oberfläche "ausgeblühten" Sulfaten (weiß), die Länge des abgebildeten Bohrkernes beträgt ca. 15 cm.

Tab. 6: Mineralbestand der ausgewählten Proben ; + Hauptmineral > 30 Gew.-%; Nebenmineral; Akzessorien < 1 Gew.-%

Profil	Probe (SI)	Zone	Sulfate						Karbonate			Sonstige		
			Anh	Phl	Lt	Pm	Bd	Hh	Cal	Dol	Mgs	Qtz	Clay	HI
Profil B	SI 3	2	+									-		-
	SI 5	2	+								-			
	SI 7	2	±	+										
	SI 12	5	+											
	SI 14	5	±	+										
	SI 15	5	+									-	-	-
	SI 16	5	+											
	SI 17	5	+						-	-	-	-	-	
Profil A	SI 20	1	+	+										+
	SI 23	1	+	±										-
	SI 25	1	±	+										-
	SI 27	1	+									±		+
	SI 29	1			±	±	±	±						+
	SI 30	2	+											-
	SI 31	3	+								-			
	SI 32	3	+											
	SI 34	3	+								-			-
	SI 35	3	+								-			
	SI 37	3	+								-			
	SI 39	4	+								+	-	-	

Bei der Auswahl der Proben für die Schwefelisotopen-Untersuchung wurde darauf geachtet, dass der Schwefel vorzugsweise in den Sulfat-Mineralen Anhydrit und/oder Polyhalit gebunden vorliegt. Untergeordnete mögliche Quellen für Schwefel, in Bezug auf die Schwefel-Konzentrationen in den Proben, sind das Sr-Sulfat Mineral Coelestin, sowie Sulfide, wie z.B. Pyrit und Sphalerit. Die letzteren Mineralphasen sind in den meisten Dünnschliffen mikroskopisch als Akzessorien zu beobachten. Ein Nachweis mittels XRD war jedoch in der Regel aufgrund der geringen Gehalte nicht möglich. Da die Sulfide schwer wasserlöslich sind, wurden diese – falls vorhanden – bei der Probenaufbereitung abgetrennt (siehe Kapitel 3: Methoden). Es kann daher davon ausgegangen werden, dass Sulfid-Mineralen und Coelestin praktisch keinen Einfluss auf die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte haben. Falls sich die Bildung der Minerale Anhydrit und Coelestin auf die gleiche Sulfatquelle bezieht, ist es wahrscheinlich, dass sich die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte beider Minerale kaum unterscheiden. Dies ergibt sich aus einer praktisch nicht relevanten Isotopenfraktionierung von $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ im Sulfat bei der Abscheidung von Sulfatmineralen (Faure & Mensing, 2005).

Zur Verifizierung der $\delta^{34}\text{S}$ -Analysen wurden alle Proben zweimal gemessen und hieraus

Mittelwert und Standardabweichung ermittelt (Tab. 7). Die mittlere Standardabweichung der Messungen beträgt $\pm 0,5$ ‰. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte liegen zwischen 10,6 und 30,8 ‰ (siehe Tab. 7). Im Profil B zeigen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Proben nur eine geringe Variation zwischen + 10,6 und + 12,8 ‰. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Proben des Profils A hingegen variieren sehr stark (Abb. 46). Im oberen Bereich des Profils (0,85 bis 73,2 m) wurden $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $11,6 \pm 0,80$ ‰, vergleichbar mit den Proben des Profils B, beobachtet. In größeren Tiefen zeigen die beiden Proben aus 222,5 und 189,3 m Tiefe ebenfalls diese geringen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte. Auffällig sind jedoch vier Proben (144,2 m - 202,3 m), deren $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen + 28,5 und + 30,8 ‰ liegen und damit deutlich isotopisch schwerer sind als die der anderen Proben (siehe Tab. 7). Diese vier Proben stammen aus Anhydritlagen der Zone 3, die in diesen Bereichen eine feine Bänderung mit Dolomit oder Magnesit zeigen.

Es ist bemerkenswert, dass alle Proben, deren Hauptphase nicht Anhydrit ist, durchschnittlich etwas leichtere $\delta^{34}\text{S}$ -Werte aufweisen: Die Polyhalit-reichen Proben SI 7, SI 14, SI 20 und SI 25 sowie die Mg-Sulfatprobe SI 29 besitzen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen 10,6 und 11,3 ‰ (Mittelwert $10,8 \pm 0,27$ ‰).

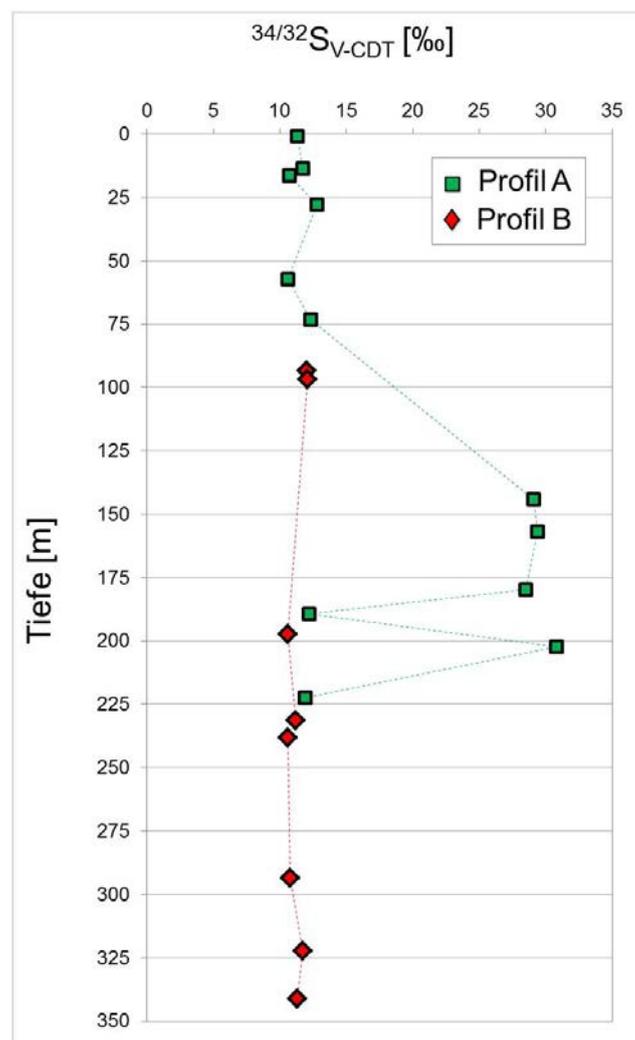


Abb. 46: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in wasserlöslichen Sulfatmineralen vs. Tiefe

Tab. 7: Ergebnis der $\delta^{34}\text{S}$ -Analysen der Proben mit zunehmender Tiefe in den Bohrprofilen A und B, die berechneten Sr-Gehalte der Anhydrit-Proben sowie das molare Sr/Ca-Verhältnis der Gesamtproben. hervorgehoben sind die Werte Polyhalit-haltiger Proben

Profil	Probe (SI)	Bohrkern Lfm (Tiefe)	Zone	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ -Wert ‰	Sr Gew.% in Anhydrit	Sr/Ca (molares)
Profil B	SI 3	93,4	2	12,0	0,05	0,00079
	SI 5	96,7	2	12,1	0,06	0,00097
	SI 7	197,2	2	10,6	n.A.	0,00258
	SI 12	231,4	5	11,2	0,12	0,00181
	SI 14	238,0	5	10,6	n.A.	0,00635
	SI 15	293,6	5	10,8	0,35	0,00544
	SI 16	322,4	5	11,7	0,07	0,00104
	SI 17	341,2	5	11,3	0,15	0,00234
Profil A	SI 20	0,85	1	11,3	n.A.	0,00145
	SI 23	13,6	1	11,7	n.A.	0,00121
	SI 25	16,4	1	10,7	n.A.	0,00396
	SI 27	27,8	1	12,8	0,09	0,00139
	SI 29	57,3	1	10,6	n.b.	n.b.
	SI 30	73,2	2	12,3	0,07	0,00107
	SI 31	144,2	3	29,1	0,17	0,00262
	SI 32	156,7	3	29,4	0,11	0,00166
	SI 34	179,8	3	28,5	0,10	0,00148
	SI 35	189,3	3	12,2	0,13	0,00208
	SI 37	202,3	3	30,8	0,06	0,00100
SI 39	222,5	4	11,9	0,20	0,00310	

In den Proben mit Anhydrit als einzig röntgenographisch erfasste Sulfatphase ließ sich aus den Ca- und Sr-Gehalten der Sr-Gehalt im Anhydrit errechnen. In einigen Proben wurde neben Anhydrit auch Polyhalit festgestellt (siehe Tab. 6). Da das Sr auch in Polyhalit enthalten sein kann, ist das molare Sr/Ca-Verhältnis des wasserlöslichen Anteils der Probe ebenfalls angegeben.

Der Sr-Gehalt im Anhydrit variiert zwischen 0,05 bis 0,35 Gew.-%. Die Polyhalit-haltigen Proben weisen im Durchschnitt etwas höhere molare Sr/Ca-Verhältnisse (molares Sr/Ca = 0,00311) auf als die Anhydrit-dominierten Proben (molares Sr/Ca = 0,00284). Eine Ausnahme bildet Probe SI 29 mit verschiedenen Mg-Sulfaten als Hauptphasen, da hier Ca nur in geringen Mengen vorliegt, liegt der Sr-Gehalt in der Aufschlusslösung unterhalb der Nachweisgrenze.

7. Chemische Charakterisierung des Steinsalzes

Insgesamt sind in 67 Halit-dominierten Proben die Konzentrationen der Kationen K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} sowie der Anionen Cl^- , Br^- und SO_4^{2-} über Auflösungsansätze bestimmt worden. Die Zahlenwerte sind den Tabellen in Anhang A-3 zu entnehmen. Abb. 47 zeigt das ladungsäquivalente molare Verhältnis der Anionen zu Kationen. Die Abweichung der Ladungsbilanz liegt im Durchschnitt bei $\pm 0,52\%$, und damit innerhalb des präparativ-analytischen Toleranzbereichs von $< 3\%$.

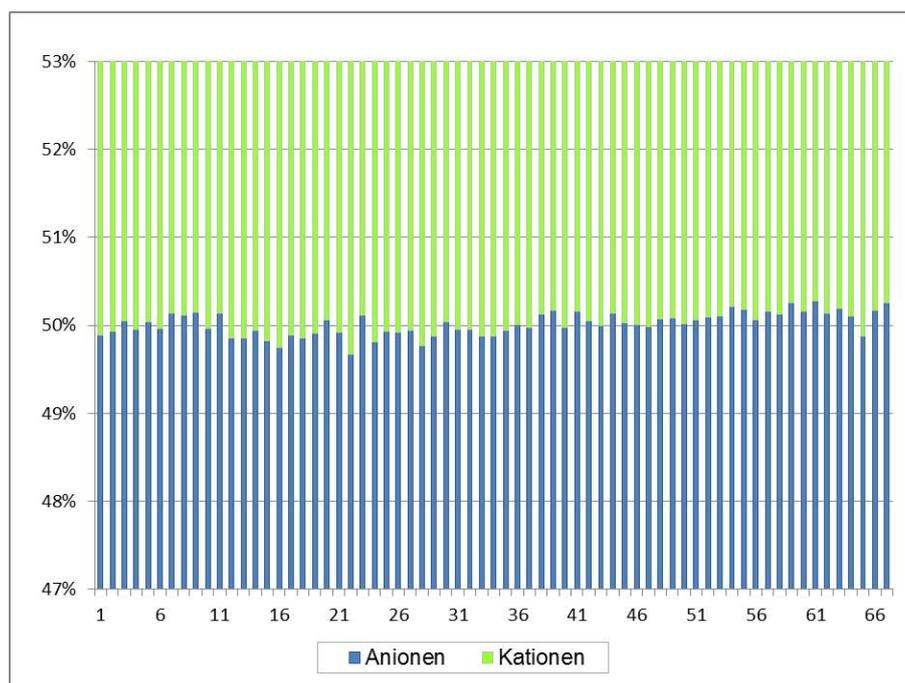


Abb. 47: Ladungsäquivalente molare Verhältnisse der Anionen zu Kationen in den Halit-dominierten Proben. Zwecks besserer Übersicht wurde der Ausschnitt zwischen 47 und 53 % dargestellt. Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu.

Kationen

Abb. 48 zeigt die prozentuale molare Verteilung der Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} und Sr^{2+} für die einzelnen Proben. Na^+ ist in allen Proben das dominierende Kation, dessen Anteil mit einer Ausnahme (Probe B 65, 91,5 Mol.-% Na^+) über 95 Mol.-% der Gesamtkationen liegt. Bei 39 Proben ist Ca^{2+} das zweithäufigste Kation. Bei 58 % der Proben ist der molare Anteil von Ca und K ähnlich hoch (~ 20 Mol.-%). Eine Ausnahme bildet Probe B 9 mit deutlich höherer K- gegenüber Ca-Konzentration.

Eine Vielzahl der Proben zeigt eine deutliche Korrelation zwischen dem K- und Mg-Gehalt (Abb. 49). Dieser Trend ist vor allem in den K- und Mg-reichen Proben besonders stark ausgeprägt. Der Großteil der Proben liegt nahe auf einer Geraden mit einer Steigung von 0,5 – entsprechend einem K:Mg-Verhältnis = 2:1. Lediglich drei Proben weichen deutlich von

diesem Trend ab. Somit können drei Gruppen unterschieden werden: Gruppe 1 mit sehr geringen Gehalten an K ($< 0,0250$ mmol/g) und Mg ($< 0,0125$ mmol/g). Gruppe 2 zeigt eine ausgeprägte lineare Korrelation von K und Mg innerhalb eines relativ weiten Konzentrationsbereichs für K (0,04 bis 0,30 mmol/g) und Mg (0,02 bis 0,15 mmol/g). Die Gruppe 3 weicht deutlich von diesem Trend ab: Probe B 10 und B 43 (rot) haben deutlich höhere Mg-Werte, während der Mg-Anteil von Probe B 63 (gelb) sehr gering ist.

Als Spurenkomponente konnte Strontium in allen Proben bis auf Probe B 44 nachgewiesen werden. Das durchschnittliche molare Verhältnis von Sr:Ca beträgt 1:112 mit dem Median 1:84. Das geringste Sr:Ca Verhältnis von 1:33 wurde in der Probe B 63 beobachtet.

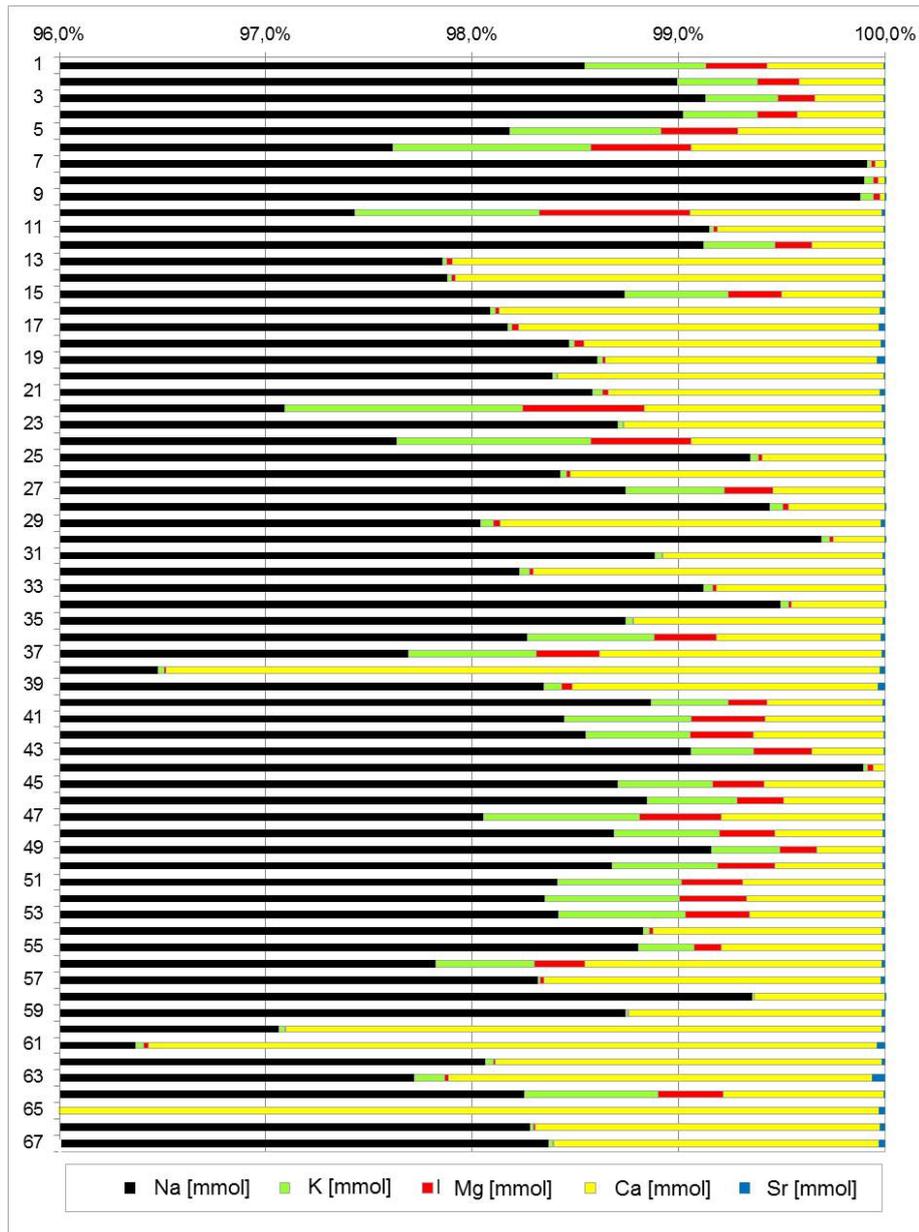


Abb. 48: Mol.-% der Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} und Sr^{2+} in den Halit-dominierten Proben. Zwecks besserer Übersicht ist der Bereich zwischen 96 und 100 Mol.-% dargestellt. Bei Probe B 65 liegt der Gehalt der Kationen Na^+ , K^+ und Mg^{2+} ausserhalb des dargestellten Bereichs (Na 91,5 Mol.-%; K 1,9 Mol.-%; Mg 1,0 Mol.-%). Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu.

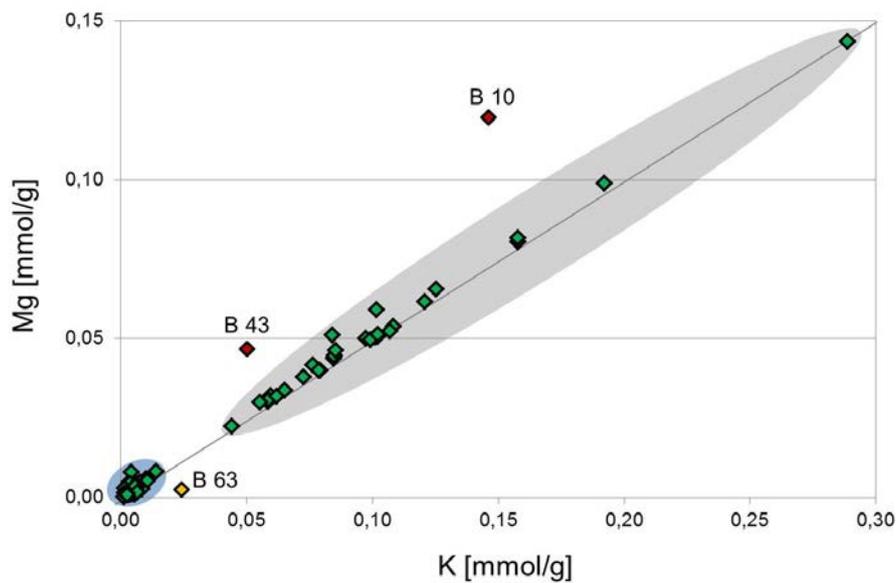


Abb. 49: Gehalte von K und Mg in mmol pro Gramm wasserlöslichem Probenmaterial. Die durchgezogene Linie besitzt die Steigung 0,5. Gruppe 1 ist blau unterlegt; grau unterlegt sind die Proben der zweiten Gruppe; die dritte Gruppe besteht aus den Proben B 10 (rot), B 43 (rot), B 63 (gelb).

Anionen

Cl^- ist in allen Halit-dominierten Proben mit über 95 Mol-% das vorherrschende Anion (Abb. 50). Lediglich in Probe B 65 liegt der Cl-Gehalt bei 91,4 Mol-% der Gesamtanionen; entsprechend ist auch der Na-Gehalt dieser Probe am geringsten. SO_4^{2-} ist in allen Proben das zweithäufigste Anion und variiert zwischen 0,06 und 8,6 Mol-%. Br kann in allen Proben als Spurenelement nachgewiesen werden ($< 0,02$ Mol-%).

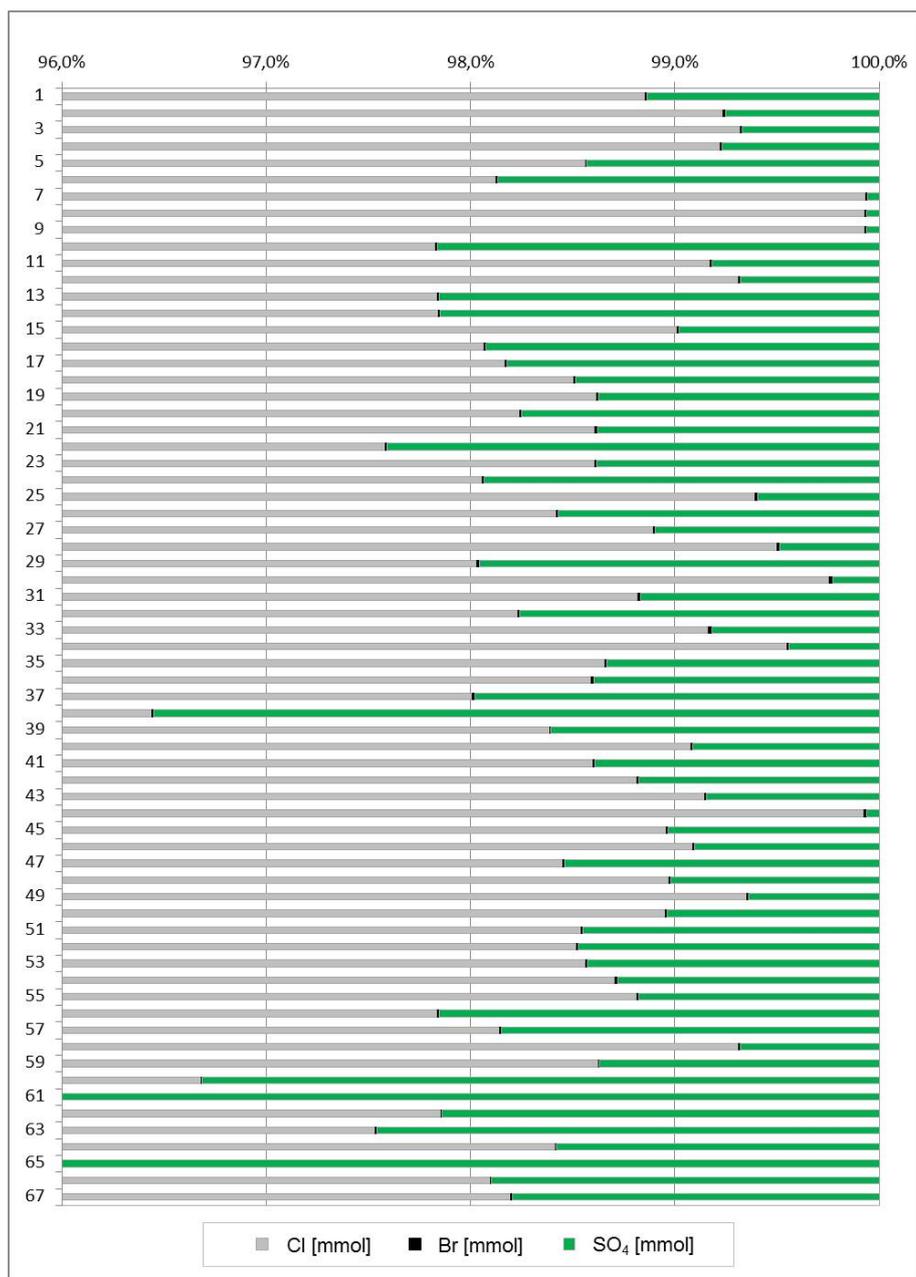


Abb. 50: Mol.-% der Anionen Cl^- , SO_4^{2-} und Br^- in einem Datenbereich zwischen 96 und 100 Mol.-%. Bei den Proben B 63 und B 65 liegt der Cl-Gehalt außerhalb des dargestellten Bereichs (B 63 95,95 Mol.-%; B 65 91,40 Mol.-%). Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu.

Mineralgehalt der Proben

Die Nebenbestandteile der Proben mit den Kationen K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} sowie den Anionen Br^- und SO_4^{2-} ergeben durchschnittlich 3,37 Gew.-%. Das ermittelte molare K/Mg-Verhältnis 2:1 in Abb. 51 entspricht dem K/Mg-Verhältnis von Polyhalit. Wie in zu sehen ist, entspricht bei 22 Proben das gemessene Molverhältnis $\text{K}:\text{Mg}:\text{Ca}:\text{SO}_4 = 2:1:2:4$ dem von Polyhalit. Somit enthalten diese Proben praktisch ausschließlich Polyhalit als Nebenbestandteil. Entsprechend wurde Polyhalit in einer Vielzahl der Proben sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch beobachtet.

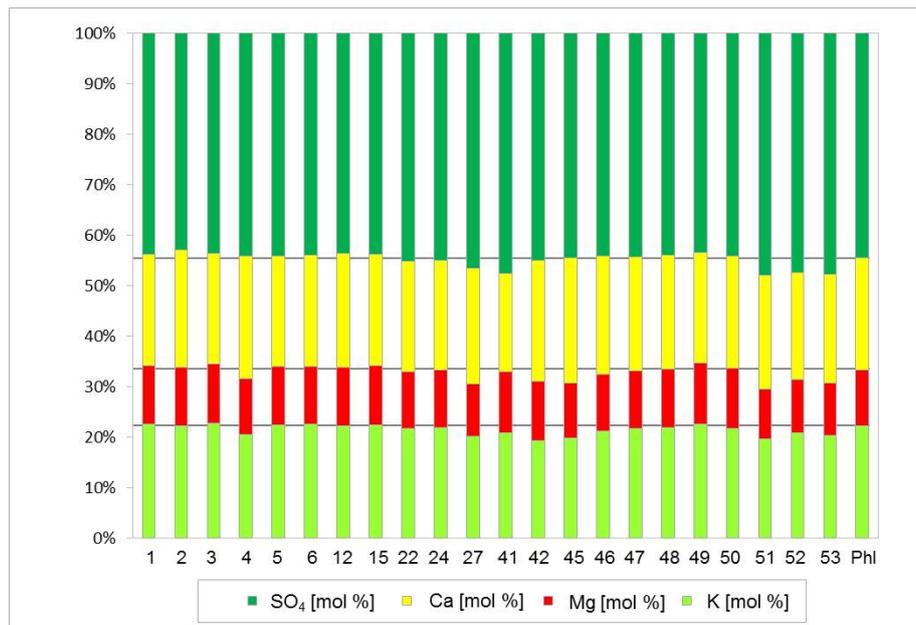


Abb. 51: Mol.-% von $K:Mg:Ca:SO_4$ der Proben im Vergleich zum Molverhältnis dieser Elemente im Polyhalit (Phl) als Referenz. Dies lässt den Schluss zu, dass in diesen Proben bevorzugt Polyhalit als Nebenbestandteil vorliegt. Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu.

In einer Vielzahl der Proben ist ein hoher Anteil an Ca und SO_4 vorhanden (Abb. 51). In den Proben, die ein $Ca:SO_4$ Mol.-Verhältnis von nahezu 1:1 aufweisen, kann davon ausgegangen werden, dass Anhydrit das dominierende Sulfat-Mineral darstellt (Abb. 52). Ansonsten liegen in der Probe weitere Sulfat-haltige Mineralphasen vor.

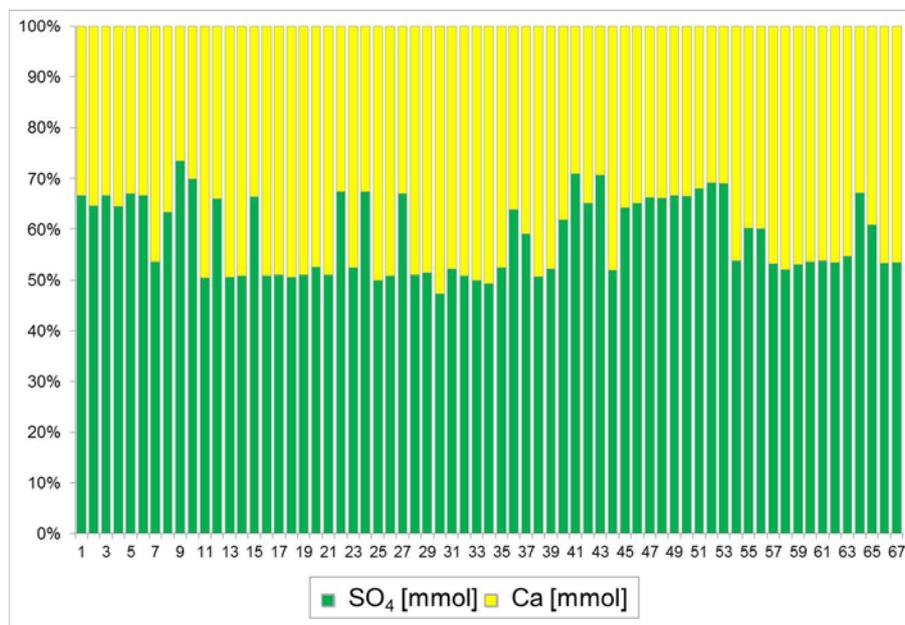


Abb. 52: Mol.-% von SO_4 und Ca in den Halit-dominierten Proben. Die Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu.

Dies entspricht der Beobachtung, dass in den Halit-dominierten Proben als Nebenbestandteile Anhydrit und Polyhalit vertreten sind. Anhand der Stöchiometrie von Polyhalit und Anhydrit wurden die Anteile dieser Minerale in den Proben berechnet (siehe Anhang A-3): Zuerst wurden die K-, Mg-, Ca-, SO_4 -Konzentrationen in mmol/g Probenmaterial umgerechnet. Die Stoffmengen wurden anschließend gemäß der Stöchiometrie des Polyhalits dividiert ($\text{K}/2$; $\text{Mg}/1$; $\text{Ca}/2$; $\text{SO}_4/4$). Der limitierende Gehalt eines Ions bestimmt den Anteil von Polyhalit in mmol. Anhand der Molmasse des Polyhalits wird sein Anteil im gelösten Probenmaterial (Gew.-%) ermittelt. Als nächster Schritt wird die restliche Stoffmenge bestimmt. Der limitierende Gehalt des restlichen SO_4 bzw. Ca ergibt nun den Anhydrit Anteil. Über das Molgewicht kann dessen Gew.-% im gelösten Probenmaterial berechnet werden.

Im Durchschnitt konnte für die Halit-dominierten Proben ein Polyhalit-Gehalt von 1,36 Gew.-% und ein Anhydrit-Gehalt von 1,75 Gew.-% ermittelt werden (siehe Anhang A-3): Der Anteil von Polyhalit bzw. Anhydrit in diesen Proben ist maximal 8,65 bzw. 7,59 Gew.-%. Der wasserunlösliche Feststoffanteil der Proben ist $\leq 1,8$ Gew.-% und beträgt im Durchschnitt 0,19 Gew.-%. In der Regel besteht letzterer Feststoffgehalt überwiegend aus Tonmineralen.

Bei den Proben der Gruppe 3 (B 10, B 43 und B 63) liegt jeweils ein Überschuss an K bzw. Mg vor, so dass aufgrund der stark abweichenden K- und Mg-Verhältnisse die Mineralphasen Polyhalit und Anhydrit nicht verrechnet werden konnten (siehe Abb. 49). Wie bereits weiter oben dargestellt (Abb. 48 und Abb. 50) enthalten alle Proben mehr als 90 Mol-% Na und Cl. Das Verhältnis der Na^+ - zu Cl^- -Ionen beträgt in allen Proben nahezu $1,0025 \pm 0,003$ (Abb. 53). Bereits makroskopisch wurde Halit als die dominante Mineralphase bestimmt. Das ausgeglichene Verhältnis von Na:Cl zeigt, dass neben Halit keine weiteren Chlorid-haltigen Salze vorhanden sind. Die Berechnung des Halit-Gehalts anhand der Cl- und Na-Konzentrationen (siehe Anhang A-3) ergibt im Durchschnitt 96,0 Gew.-% ($n = 67$) Halit.

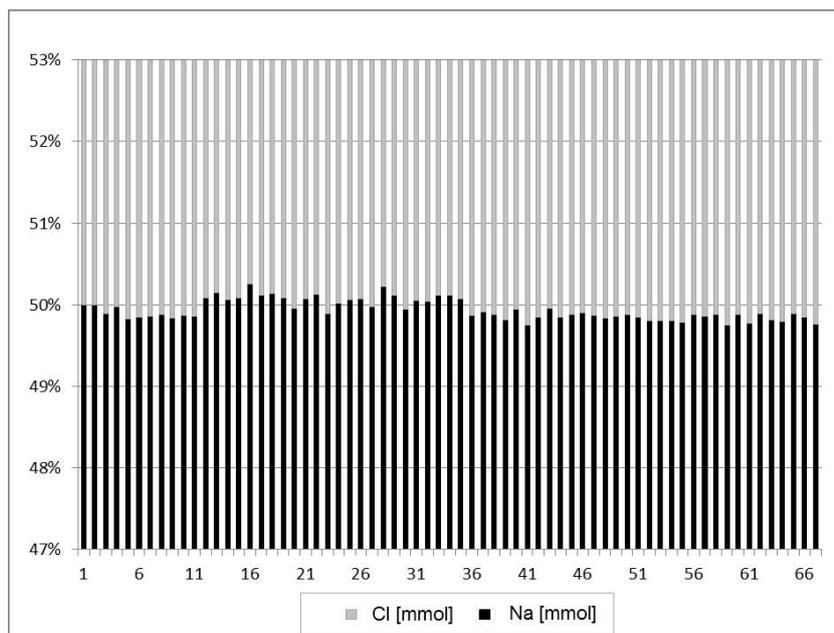


Abb. 53: Mol.-% von Natrium- und Chlorid-Ionen in den analysierten Proben. Probennummer nimmt mit zunehmender Entnahmetiefe im Bohrkernprofil zu

Die ermittelten Halit-Gehalte (Anhang A-3) stellen die Grundlage für die Berechnung des Br-Gehalts (in $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$) im Halit dar. Die Br-Gehalte variieren zwischen 64 und 223 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ (siehe Anhang A-3). Der Mittelwert liegt bei $124 \pm 25 \mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$.

Abb. 54 zeigt die statistische Verteilung der Br-Gehalte im Halit (Tab. 8). Einzelne Punkte außerhalb der Antennen des Boxplots stellen Ausreißerwerte dar; die äußersten dieser Punkte kennzeichnen den Minimal- und Maximalwert. Die linke und rechte Kante der Box wird als unteres (Q 1: 25 %) und oberes Quartil (Q 3: 75 %) bezeichnet, d.h. 50 % der berechneten Werte liegen zwischen 111 und 132 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ (grünes Rechteck in Abb. 54 (links)). Die statistische Auswertung ergibt, dass der Median (schwarze Linie in Abb. 54) mit 126 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ und der Mittelwert mit 124 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ relativ eng zusammenliegen.

Abb. 54 (rechts) zeigt ebenfalls die Häufigkeitsverteilung der Br-Werte in 20 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ Klassen. Hier liegen die meisten Werte (50 Proben) zwischen 100 und 140 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$, mit einem Schwerpunkt zwischen 120 und 140 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ (36 Proben).

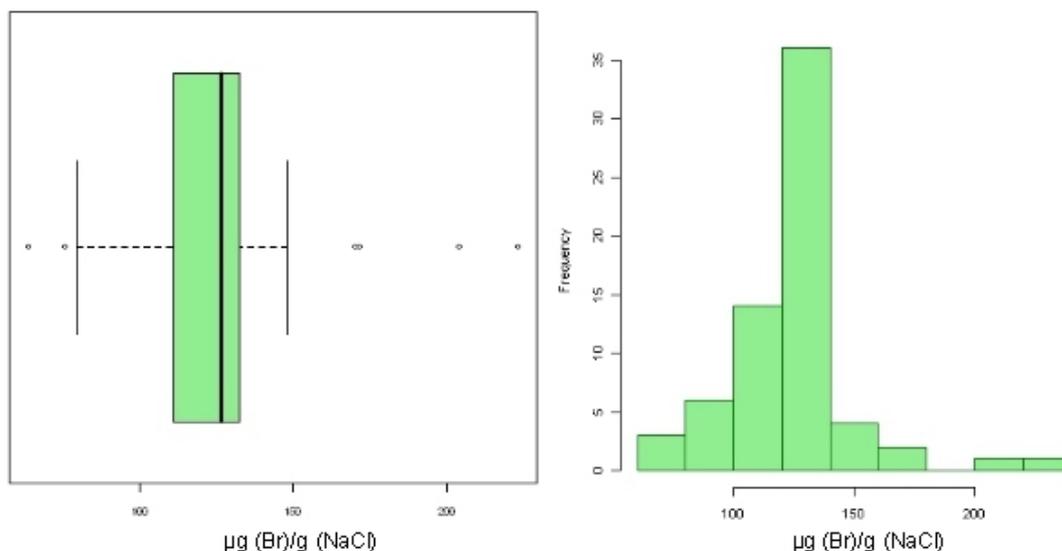


Abb. 54: links: Boxplot der Br-Gehalte im Halit; rechts: Häufigkeitsverteilung der Br-Gehalte im Halit

Tab. 8: Statistische Auswertung der Br-Gehalte im Halit

Probenanzahl	Mittelwert	Standardabweichung	Min.	Q1 (25%)	Median (50%)	Q3 (75%)	Max.
67	124	25	64	111	126	132	223

In wurden die Br-Gehalte im Halit in Abhängigkeit der Entnahmeposition geplottet. Hierbei zeigt sich, dass die niedrigsten Br-Gehalte bevorzugt im unteren Abschnitt des Profils vorkommen. Im Mittelabschnitt (kleiner 140 m) steigen die Br-Gehalte relativ konstant bis ca. 130 $\mu\text{g}(\text{Br})/\text{g}(\text{NaCl})$ an. Auffällig ist eine deutliche Zunahme der Br-Gehalte im oberen

Abschnitt, bei etwa 40 m Tiefe. Die Werte zeigen dabei eine relativ breite Streuung.

Innerhalb des untersuchten Profils A konnten vier lithologische Haupt-Zonen unterschieden werden (siehe Kapitel 3). Diese Einteilung wurde für die Untersuchung der Br-Gehalte übernommen und in farblich gekennzeichnet.

Ein ca. 25 m mächtiger Abschnitt in etwa 20 bis 45 m Tiefe wurde mit geringerem Probenabstand untersucht (grau hinterlegter Bereich in Abb. 55). Die Proben aus den jeweiligen Zonen wurden getrennt statistisch ausgewertet (Tab. 9): In Zone 4, im Liegenden des Profils (> 200 m), ergibt sich ein durchschnittlicher Br-Gehalt von $104 \pm 4 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$. In Zone 3 (200 bis 141 m) wurden die niedrigsten Br-Gehalt in Halit ermittelt. Der Br-Gehalt variiert hier zwischen 64 und $104 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ um einen Durchschnittswert von $88 \pm 12 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$. In Zone 2 hingegen (141,4 - 62,85 m) zeigen die Werte nur geringfügige Variationen. Es wurden Br-Gehalte zwischen 107 und $148 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ gemessenen, mit einen Mittelwert von $127 \pm 10 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$. Die Werte sind somit deutlich höher als die der Zonen 3 und 4. Die Proben aus Zone 1, im Hangenden des Profils (62,85 - 0 m), zeigen den größten Variationsbereich an Br-Gehalten zwischen 82 und $223 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ mit einem Mittelwert von $132 \pm 23 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$. Die höchsten Br-Gehalte wurden im Bereich des Detailprofils (116 bis $223 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ mit einem Mittelwert von $138 \pm 25 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ bestimmt.

Tab. 9: Statistische Auswertung der Br-Gehalte in Halit für die lithologischen Zonen 1 bis 4 (Angaben in $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$).

Profil A	Anzahl (n)	Mittelwert und Standardabweichung	Median	Min.	Max.
Zone 1	43	132 ± 23	130	82	223
Zone 1 (Detailprofil)	28	138 ± 25	129	116	223
Zone 2	12	127 ± 10	129	107	148
Zone 3	10	88 ± 12	90	64	104
Zone 4	2	109 ± 4	109	105	113
Gesamt	67	124 ± 25	126	64	223

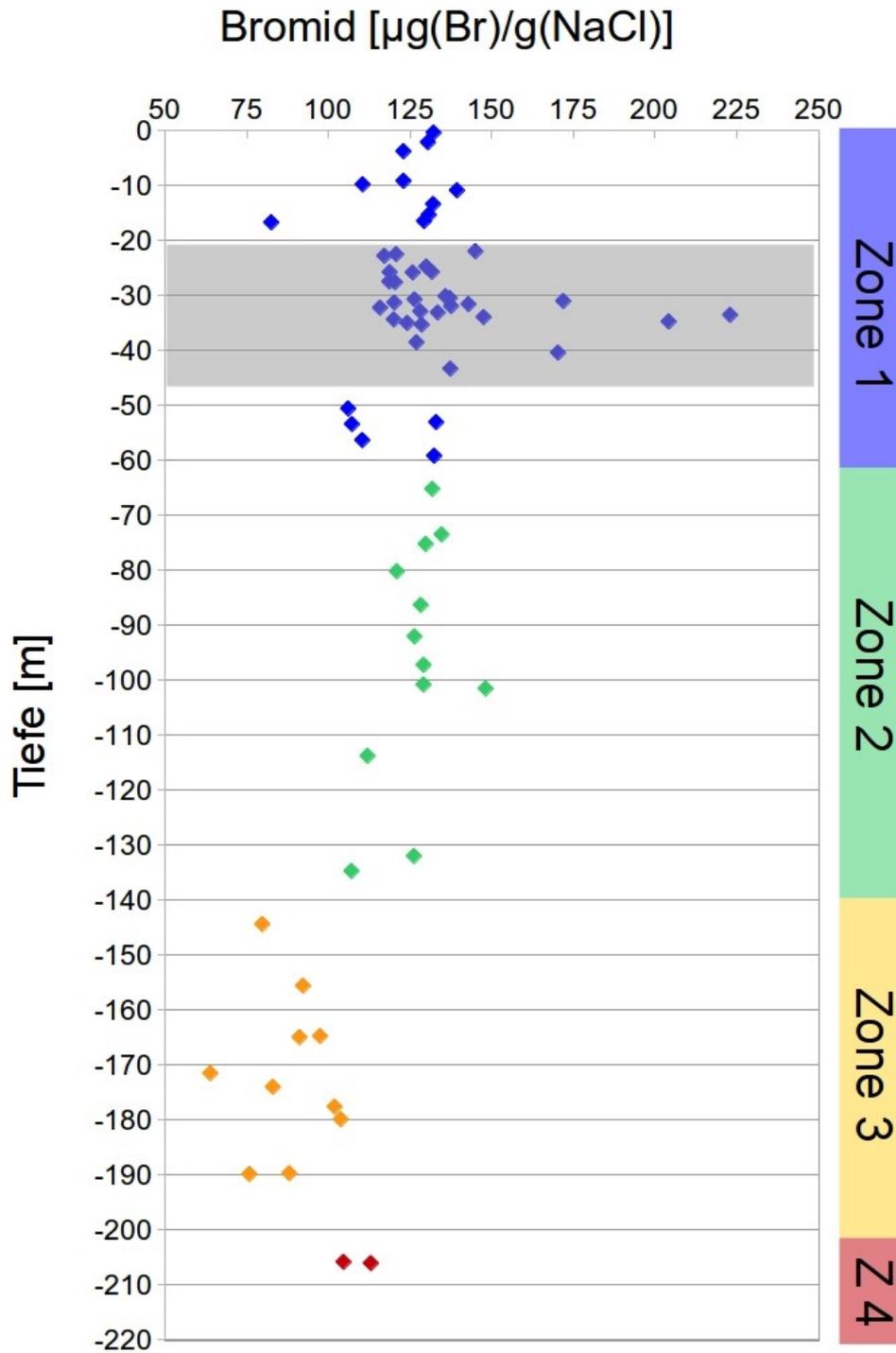


Abb. 55: Br-Gehalte im Halit in Abhängigkeit der Entnahme-position; die Probenpunkte sind entsprechend der lithologischen Zonen farblich gekennzeichnet.

8. Diskussion

Ziel dieser Studie ist, die im Hallstätter Salzberg vertretenen Evaporit-Gesteinstypen mineralogisch, geochemisch und isotopengeochemisch zu charakterisieren. Mit Hilfe der Neben- und Spurenelemente sowie der Schwefelisotopie sollen Proxies für die Entwicklung der vorliegenden Lithologie erarbeitet werden.

Für die detaillierten Untersuchungen standen zwei Bohrkerne A und B zur Verfügung. Aufgrund der lithologischen Merkmale konnten in den beiden Profilen jeweils vier unterschiedliche Hauptzonen unterschieden werden, wobei die für die Zonen 1 und 2 typische Lithologie in beiden Profilen beobachtet wurde (siehe Tab. 10).

Tab. 10: Übersicht über die Lithologie der einzelnen Zonen in den Profilen A und B der untersuchten Bohrkerne; ++ Hauptbestandteil; + Nebenbestandteil

Zone	Profil	(Haupt-) Lithologie	Untergeordnete Lithologie
1	A, B	Wechsellagen Kerngebirge (++) – Haselgebirge (+)	Profil A: Steinsalz, Blättersalzgebirge, Pro Steinsalz, Blättersalzgebirge, Polyhalit
2	A, B	Wechsellagen Haselgebirge (++) – Kerngebirge (+)	Profil A: Anhydrit, Polyhalit Profil B: Steinsalz
3	A	Wechsellagen Kerngebirge (++) – Anhydrit (+)	Haselgebirge, Stinkdolomit/Anhydrit
4	A	Wechsellagen Anhydrit (++)	Polyhalit, Dolomit/Anhydrit, Kernsalz, Glanzschiefer
5	B	Glanzschiefer	Anhydrit, Polyhalit, Calcit
6	B	Wechsellagerung Mergel – Glanzschiefer	Anhydrit, Calcit

Da die beiden Bohrungen in verschiedene Richtungen und in unterschiedlichen Winkeln abgeteuft wurden und die Lagerstätte sehr inhomogen aufgebaut ist, ist ein direkter Vergleich der beiden Profile, entsprechend der Tiefe, nur bedingt möglich.

8.1. Lithologisch-petrographische Einteilung

Die Zonen 5 und 6 von **Profil B** stellen die tiefsten lithologischen Einheiten dar (siehe Abb. 9). Zone 6 und Teile von Zone 5 werden aus Mergel- bzw. Glanzschiefer-Lagen und untergeordnet Calcit-Bänken aufgebaut. Die Anwesenheit von Mergel spricht für ein marines sedimentäres Ablagerungsmilieu. Als Ausgangsmaterial für die zwischengelagerten Glanzschiefer-Lagen wird ebenfalls Mergel angenommen, der durch tektonische Beanspruchung (in Glanzschiefer) umgewandelt wurde (Medwenitsch, 1954). Aus tonig-mergeligen Ausgangsgestein kann durch tektonische Beanspruchung Glanzschiefer entstehen. Für die Entstehung der Glanzschiefer ist nach Tollmann (1976) auch der mergelig-tonige Rückstand des Haselgebirges (ausgelaugtes Haselgebirge) in Betracht zu ziehen, der nach der Auslaugung der primären Evaporite zurückgeblieben ist. Die Beobachtung von Calcit-Bänken innerhalb dieser Zonen spricht für ein marines Ablagerungsmilieu in geringer Wassertiefe von < 100 m. Aus diesem Grund werden diese Abfolgen als taube Einlagerungen der juvavischen Einheiten in den Zonen 5 und 6 dem Subsalinar zugeordnet (Medwenitsch, 1954).

Der saline Anteil der Zone 5 besteht überwiegend aus Anhydrit- und Polyhalit-Lagen. Mit Hilfe der mikrochemischen Untersuchungen konnte gezeigt werden, dass diese Phasen sekundär aus Gips gebildet wurden. Gips wird typischerweise unter schwach salinaren Bedingungen ausgefällt. Da in Zone 5 keine Halit-haltigen Lagen zu beobachten sind, kann davon ausgegangen werden, dass die Halitfazies innerhalb der Zone 5 nicht erreicht wurde.

Die Anhydrit- und Polyhalit-Lagen kommen wiederholt zwischen den Calcit-, Mergel- bzw. Glanzschiefer-Lagen vor. Deshalb kann es sich nicht um eine primär sedimentäre Abfolge handeln. Vielmehr sprechen die salinaren Einheiten als Zwischenlagen für eine tektonische Verschuppung mit dem Subsalinar. Somit kann die Zone 5 zusammenfassend als Übergangsgebirge zwischen Salinar und Subsalinar aufgefasst werden, in welchem die Gesteine beider Faziesbereiche tektonisch ineinander verschuppt auftreten.

Zone 2 besteht zu etwa gleichen Teilen aus Haselgebirgs- und Kernsalz-Lagen, in die vereinzelt Lagen aus Anhydrit und Polyhalit eingeschaltet sind. Der hohe Anteil der Halit-haltigen Lagen lässt darauf schließen, dass die Gesteine dieser Zone überwiegend in einer salinaren Fazies, d.h. mit dominierender Halit-Präzipitation gebildet wurden.

Das wiederholte Auftreten der Zonen 5 und 2 innerhalb des Profils B lässt den Schluss zu, dass es sich hierbei um eine Überschiebung (Duplex-Struktur) handelt. D.h. es handelt sich bei den Gesteinen der Zonen 5 und 2 wahrscheinlich um den gleichen Horizont, der durch tektonische Aktivität übereinander geschoben wurde. Es zeigte sich, dass in der Zone 5 an der Basis des Profils Anhydrit gegenüber Polyhalit als dominante Sulfatphase führt, während in der Zone 5 im Hangenden des Profils Polyhalit gegenüber Anhydrit überwiegt. Die bevorzugte Polyhalitisierung im oberen Abschnitt setzt K- und Mg-reiche Lösungen in diesem Bereich voraus.

Zone 1 unterscheidet sich von Zone 2 vor allem durch den höheren Halit-Gehalt. Der Anteil von Kernsalz und Steinsalz ist im Vergleich zum Haselgebirge deutlich höher. Die Minerale

Anhydrit und Polyhalit liegen nur untergeordnet vor. Zone 1 ist in einer salinaren Fazies mit untergeordneter Gipsbildung abgelagert worden. Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, dass es sich beim wiederholten Auftreten von Polyhalit im Profil ebenfalls um eine sekundäre, allochthone Bildung handelt. Die Lithologie in Zone 1 spricht für den höchsten Evaporationsgrad während der Sedimentation im untersuchten Profil.

Zone 4 bildet die unterste Zone in **Profil A** (siehe Abb. 9) und wird vor allem durch Anhydrit-, Anhydrit/Dolomit-, Polyhalit- und Kernsalz-Lagen aufgebaut. Anhydrit-Lagen dominieren, während Halit-haltige Lagen (Kernsalz, Haselgebirge) nur vereinzelt zu beobachten sind. Zum Hangenden nimmt der Halit-Gehalt bzw. der Anteil an Halit-haltigen Schichten zu.

In Zone 3 sind in erster Linie Kernsalz- und Anhydrit-Lagen vertreten, wobei vereinzelt Einschaltungen von Stinkdolomit/Anhydrit-Lagen zu beobachten sind. Die vorgefundene Lithologie dieser Zone stimmt mit den Beschreibungen des Stinkdolomitischen Grausalzgebirges überein (z.B. Schauburger 1986). Die beiden beschriebenen Gesteinseinheiten entsprechen einem Ablagerungsmilieu von schwach salinar (Zone 4) bis salinar (Zone 3). In den Zonen 2 und 1 wird das Ablagerungsmilieu zunehmend salinarer. Entsprechend ist eine Dominanz von Halit und nur untergeordnet Gips zu beobachten. Somit weist die lithologische Abfolge der Evaporitminerale des Profils A insgesamt auf einen progressiven salinaren Zyklus hin.

8.2. Petrologie und Mineralchemie

In den untersuchten Gesteinen bilden die Sulfat-haltigen Minerale neben Halit die Hauptgruppe der Evaporitminerale. Hierbei sind Anhydrit und Polyhalit die häufigsten Sulfatphasen.

Die **Umwandlung von Anhydrit in Polyhalit** ist häufig zu beobachten. Diese Verdrängung zeigt sich besonders gut im Kontaktbereich von Halit-reichen Lagen zu Polyhalit-Lagen (Probe D 10; Abb. 26). Hierbei wurde Anhydrit bzw. Gips mit hypersalinen Mg- und K-reichen Lösungen zu Polyhalit gemäß der Pauschalreaktion

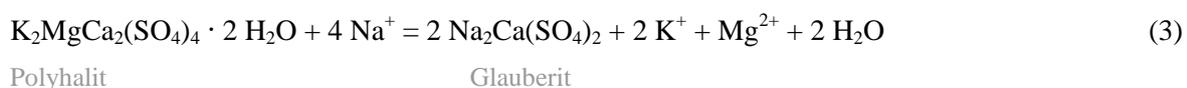


umgesetzt.

Ebenso konnte die Rückreaktion von **Polyhalit in Anhydrit** beobachtet werden (z.B. Probe D 4, Abb. 32), was eine Mobilisation von K, Mg und SO_4 bewirkt. Hierbei wurde Polyhalit insbesondere randlich in Anhydrit umgewandelt und ist teilweise nur noch als Relikt in neugebildetem Anhydrit vorhanden. Diese Anhydrite sind zumeist stängelig ausgebildet und somit als Mineralneubildung gut identifizierbar.

In einer Probe liegt Polyhalit mit einer stängeligen Kornform vor (siehe Probe D 10, Abb. 25). Dies ist ein Anzeichen dafür, dass es sich um eine Pseudomorphose von Polyhalit nach dem sekundären Anhydrit handelt. Das bedeutet, dass Gesteinshorizonte zyklisch Lösungen mit unterschiedlichen chemischen Zusammensetzungen ausgesetzt waren und die Reaktion (2) wiederholt in beiden Richtungen ablaufen konnte.

In Abb. 36 (Probe D 7) ist die komplexe Paragenese von Glauberit, Polyhalit, Anhydrit und Halit zu sehen. Das Vorliegen eines Glauberit-Saums um Polyhalit (z.B. Probe D 7, Abb. 36) kann mit der Pauschalreaktion



beschrieben werden. Dies setzt die Anwesenheit hoher Na-Konzentrationen in der Lösung voraus. Stängelige Anhydrite mit zahlreichen Glauberit-Einschlüssen deuten darauf hin, dass im zweiten Schritt der Glauberit gemäß der Reaktion



weiter zu Anhydrit reagiert, wobei Na wieder mobilisiert wird.

Glauberit wurde oft in der Halit-Matrix beobachtet (z.B. D 10, Abb. 25). Somit kann Halit als Natriumquelle dienen und mit Polyhalit zu Glauberit reagieren:

8.3. Sr-Konzentrationen in Calciumsulfaten

Innerhalb der Ausscheidungsabfolge der Evaporite nimmt der Sr-Gehalt in den ausgefällten Mineralen, und somit auch in Gips, zu. Nach Kühn (1979) liegen die Konzentrationen von Sr in Gips bei CaCO_3 -Sättigung für gewöhnlich in einem Bereich von $1100 \mu\text{g (Sr) / g (CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O)}$, bei NaCl-Sättigung bis zu $2200 \mu\text{g (Sr) / g (CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O)}$. Diagenetischer Anhydrit, der aus Gips hervorgegangen ist, enthält Sr-Gehalte zwischen 1000 und $2000 \mu\text{g (Sr) / g (CaSO}_4)$, während primär ausgefällter Anhydrit durchaus mehr als $10000 \mu\text{g (Sr) / g (CaSO}_4)$ (1 Gew.-% Sr) enthalten kann. Nach Udowski (1973) sind niedrige Sr-Gehalte in Anhydrit unter $1000 \mu\text{g (Sr) / g (CaSO}_4)$ Hinweise für sekundäre Bildungen unter Einwirkung meteorischer Wässer. Somit kann der Sr-Gehalt in Anhydrit als Indikator für sekundäre Umwandlungsprozesse verwendet werden und damit als individuelle Kenngröße dienen.

Die **Sr-Konzentrationen** wurden mittels IC analysiert. Die Sr-Gehalte in Anhydrit variieren zwischen 0,05 und 0,20 Gew.-% – mit Ausnahme einer Probe mit 0,35 Gew.-% Sr in Anhydrit. Das durchschnittliche molare Sr/Ca-Verhältnis dieser Proben beträgt 0,00284. Diese Gehalte stimmen gut mit den bereits publizierten Gehalten von ostalpinen Ca-Sulfaten überein (siehe Weber, 1997). Somit sind diese Anhydrite aufgrund ihrer geringen Sr-Gehalte als sekundäre, aus Gips entstandene Neubildungen anzusehen.

In fünf Proben tritt neben Anhydrit auch Polyhalit auf. In diesen Polyhalit-haltigen Proben liegt zumeist ein etwas höheres molares Sr/Ca-Verhältnis (im Mittel; 0,00311) als in Anhydrit vor (siehe Tab. 7; Kapitel 6). In den meisten Dünnschliff-Proben wurden häufig Coelestin-Kristalle $> 50 \mu\text{m}$ beobachtet. Schon geringe Mengen an Coelestin können die Sr/Ca-Verhältnisse beeinflussen. Dies kann auch den „Ausreißer“ von 0,35 Gew.-% Sr in Anhydrit erklären (SI 15; Tab. 7).

In einer Probe (D 7) wurde die mikrochemische Zusammensetzung der Paragenese Polyhalit – Glauberit – Anhydrit – Halit untersucht. Für **Polyhalit** ist die Substitution von Ca durch Sr bis zu 0,21 Gew.-% Sr (im Durchschnitt 0,05 Gew.-% Sr) ermittelt worden. Im koexistierenden **Glauberit** konnte ebenfalls ein Ersatz von Ca durch Sr bis zu 0,43 Gew.-% Sr festgestellt werden. Die geringen Mg- und K-Konzentrationen in der Analyse (siehe Anhang A-3) können durch Reste von Polyhalit in Glauberit verursacht sein. Die **Anhydrite** können bis zu 0,56 Gew.-% Sr enthalten. Die Sr-Gehalte in Anhydrit variieren stark (Mittelwert 0,23 Gew.-% Sr). In unmittelbarer Nähe zu den analysierten Mineralphasen wurden größere Coelestin-Kristalle ($> 50 \mu\text{m}$) beobachtet. Dies kann auf einen erhöhten Sr-Gehalt (bzw. erhöhtes Sr/Ca Verhältnis) in der Lösung hinweisen. Die mikrochemischen Untersuchungen zeigen, dass in allen Ca-Sulfaten – Anhydrit, Polyhalit und Glauberit – Ca durch Sr substituiert wird. Aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen konnte gezeigt werden, dass die stängelig ausgebildeten Anhydrite sekundär aus Glauberit gebildet wurden (gemäß Reaktion (5)) und letzterer wiederum aus Polyhalit entstanden ist (gemäß Reaktion (4)). Somit ist allgemein zu berücksichtigen, dass diese sekundären Mineralreaktionen das Sr/Ca-Verhältnis der Mineralphasen beeinflussen.

8.4. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verteilung im Sulfat

Abb. 56 zeigt die Variation der Schwefelisotopen-Verhältnisse für die untersuchten 20 Sulfat-haltigen Proben; sie liegen zwischen 10,6 ‰ und 30,8 ‰. 80 % dieser Proben zeigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um 11,5 ‰ (Typ 1), während bei 20 % der Proben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um 29,5 ‰ (Typ 2) vorliegen (Abb. 56).

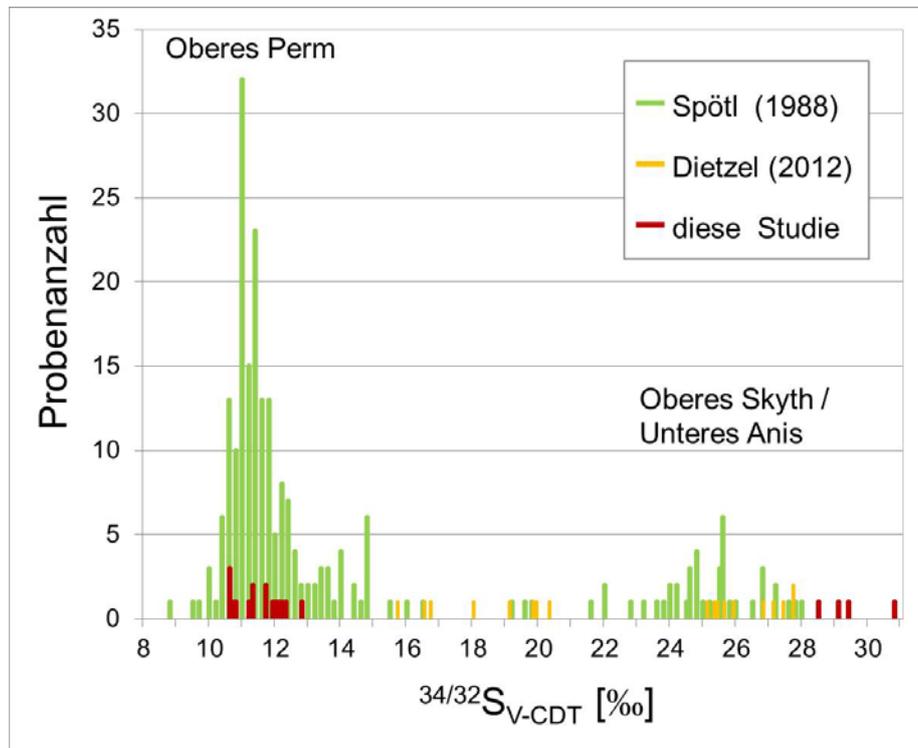


Abb. 56: Übersicht der publizierten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfatgesteine in den NKA (Quelle: Spötl, 1988; Dietzel, 2012) im Vergleich zu eigenen Daten.

Da die Isotopen-Verhältnisse der gelösten Sulfat-Ionen im Meerwasser bei der Bildung von Sulfatmineralen in diesen ohne signifikante Isotopenfraktionierung übertragen werden, können die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der ausgefällten Sulfate als Proxies für die Zusammensetzung des ursprünglichen Meerwassers verwendet werden (Voraussetzung: keine sekundäre Überprägung der Isotopensignale). Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des marinen Sulfates werden durch globale (und z.T. lokale) Prozesse, wie Klima, Verwitterung, Vulkanismus, hydrothermale Aktivitäten (MOR) oder Aktivität bakterieller Sulfatreduzierer, gesteuert. Ein markanter Wechsel zeigt sich insbesondere bei permischen und triassischen Sulfaten. Im oberen Perm waren die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des marinen Sulfates mit rund 11 ‰ isotopisch leicht. Innerhalb einer kurzen geologischen Zeitspanne (Anis) erfolgte ein markanter Anstieg zu isotopisch schwereren $\delta^{34}\text{S}$ -Werten auf rund 27 ‰ (siehe Abb. 7; Holser et al., 1995), so dass hiermit eine zeitlich Einstufung grundsätzlich möglich ist. Dabei ist berücksichtigen, dass lokale Ereignisse die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfate sekundär verändern können.

Verschiedenste Studien liefern $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Sulfatgesteinen in marinen Evaporitvorkommen der NKA (u.a. Pak & Schauburger, 1981; Spötl, 1988; Spötl

& Pak, 1996; Dietzel, 2012). Insbesondere Spötl (1988) gibt eine detaillierte Übersicht über die Variationen des Isotopenverhältnisses $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ der Sulfatgesteine der NKA. Die untersuchten Proben stammen aus der **AHF** und **Reichenhall Formation** (Tab. 10 und Abb. 56). Demnach können zwei Trends unterschieden werden: Zum einen variieren die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfate um einen durchschnittlichen Wert von $11,6 \pm 1,1 \text{ ‰}$ ($n = 179$).

Dieser Wert wird als typisch für ein oberpermisches Bildungsalter angesehen (u.a. Pak & Schaubberger, 1981; Spötl, 1988). Beim zweiten Trend variieren die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um einen deutlich höheren Durchschnittswert von $25,3 \pm 1,8 \text{ ‰}$ ($n = 44$). Diese Sulfatgesteine werden einem triassischen Bildungsalter zugeordnet (u.a. Pak & Schaubberger, 1981). Vergleichbare $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Meerwassersulfate wurden weltweit im Mesozoikum während des sogenannten Röt-Event (Skyth/Anis) beobachtet (z.B. Nielsen, 1989; Holser, 1977, 1995). Dietzel (2012) ermittelte in Sulfatgesteinen des Semmeringebiets der NKA $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen $15,7 - 27,7 \text{ ‰}$. Wie in der Abbildung 1 zu sehen zeigen die Proben eine große Bandbreite an $\delta^{34}\text{S}$ -Werten, diese werden als typisch für triassische marine Evaporite angesehen. In einer weiteren Studie haben Pak & Schaubberger (1981) die Sulfatgesteine des **Hallstätter Salzbergs** untersucht. Auch hier konnten zwei Trends unterschieden werden: Der überwiegende Anteil der Sulfatgesteine des Hallstätter Salzbergs zeigt $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen $9,6$ und $12,5 \text{ ‰}$ (im Mittel $11,2 \pm 0,5 \text{ ‰}$; $n = 29$) und werden daher dem Oberperm zugeordnet. 6 Proben ergaben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen $24,8$ und $28,9 \text{ ‰}$. Der durchschnittliche $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von $26,8 \text{ ‰}$ liegt damit höher als die Werte von Spötl (1988).

Tab. 11 zeigt eine Übersicht über die hier durchgeführten Untersuchungen im Vergleich zu den veröffentlichten Daten. Die Mehrheit der hier untersuchten Proben (Typ 1) haben einen $\delta^{34}\text{S}$ -Wert um $11,5 \pm 0,7 \text{ ‰}$. Nach Spötl (1988) und Pak & Schaubberger (1981) sind sie somit dem Oberperm zuzuordnen. Die verbleibenden 20% der untersuchten Proben (Typ 2) zeigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um $29,5 \pm 1,0 \text{ ‰}$. und sind daher dem Trias zuzuordnen, in diesem Fall in das Röt. Dieser $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von $\approx 30 \text{ ‰}$ ist jedoch isotopisch schwerer als die in Spötl (1988) für triassische Sulfatgesteine angesehenen von rund 25 ‰ im Mittel. Schaubberger & Pak (1981) haben für Sulfate des Stinkdolomitischen Grausalzgebirges im Hallstätter Salzberg ebenfalls leichtere Isotopenverhältnisse ermittelt (Mittelwert $26,8 \text{ ‰}$, $n = 6$).

Tab. 11: Die durchschnittlichen Schwefelisotopen-Verhältnisse der Sulfate im Untersuchungsgebiet im Vergleich zu Literaturdaten: ¹eigene Daten, ²Spötl (1988), ³Pak & Schaubberger (1981). Angaben in [‰] bezogen auf den V-CDT Standard.

Schwefelisotopenverhältnisse $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$			
$\delta^{34}\text{S}$ typisch für:	Hallstatt (Salzberg) ¹	NKA ²	Hallstatt ³
Oberperm	$11,5 \pm 0,7$ ($n = 16$)	$11,6 \pm 1,1$ ($n = 179$)	$11,2$ ($n = 29$)
Skyth/Trias (Röt)	$29,5 \pm 1,0$ ($n = 4$)	$25,3 \pm 1,8$ ($n = 44$)	$26,8$ ($n = 6$)

8.5. Vergleich von Mineralogie und Schwefelisotopie

Insgesamt zeigen die Sulfatproben aus dem Profil B eine relativ geringe Variation der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen + 10,6 bis + 12,1 ‰. Dies bestätigt, dass die Einheiten der Zonen 2 und 5 des Profils B beide der oberpermischen AHF zugeordnet werden können.

Bei Profil A hingegen können anhand der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte insgesamt drei Abschnitte unterschieden werden: Im Hangenden (0,85 bis 73,2 m) des Bohrkernabschnitts – in den Zonen 1 und 2c – wurden leichte $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (< 12,8 ‰) für die Sulfatproben gemessen. Im Liegenden des Bohrkernabschnitts (222,5 m) – in der Zone 4 – wurden ebenfalls bei einer Probe leichte $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (11,9 ‰) bestimmt. Übereinstimmend mit den lithologischen Merkmalen sind daher die Proben der Zonen 1, 2 und 4 der oberpermischen AHF zuzuordnen.

Bei der detaillierten Betrachtung der beiden Profile ist zu beachten, dass insgesamt sechs Proben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte < 11,3 ‰ (Typ 1) aufweisen. Es fällt auf, dass fünf dieser Proben Polyhalit bzw. andere Mg-haltige Sulfate als Hauptphase enthalten. Dies weist darauf hin, dass die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Mg-reicheren Proben gesondert zu betrachten sind. Die Sulfatproben aus dem mittleren Bereich des Bohrkernprofils A – aus der Zone 3 (144,2 bis 202,3 m) – weisen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen 12,2 und 30,8 ‰ auf. Mit einer Ausnahme liegen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen 28,5 und 30,8 ‰ und somit sind diese Proben, wie oben dargelegt, der Trias zuzuordnen. Dieses Ergebnis entspricht der allgemeinen zeitlichen Einstufung des Stinkdolomitischen Grausalzgebirges.

Lediglich für eine Probe aus dem Bereich zwischen 179,8 und 202,3 m innerhalb der Zone 3 wurde ein vergleichsweise leichter $\delta^{34}\text{S}$ -Wert (12,2 ‰; 189,3 m) analysiert. Das bedeutet, dass innerhalb von 22,5 m ein Wechsel in den Schwefelisotopen-Verhältnissen stattfindet.

Die beobachtete kleinräumige und abrupte Änderung des Schwefelisotopen-Verhältnisses kann durch eine primäre sedimentäre Abfolge kaum erklärt werden und weist eher darauf hin, dass diese isotopisch leichtere Anhydrit-Lage durch tektonische Prozesse eingeschuppt wurde. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfatproben aus der Zone 3 des Profil A vermitteln somit eine spätere Bildung als die darunter- und darüberlagernden Schichten der Zonen 1, 2 und 4. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass ein Teil der permischen Salinargesteine tektonisch über die triassischen überschoben wurde. Ferner könnte der Dichteunterschied von Halit und Anhydrit und das unterschiedliche plastische Verhalten der Evaporitminerale im Verlauf der Halokinese zur Überlagerung der triassischen Formationen durch die Halit-reichen permischen Gesteine beigetragen haben.

8.6. Bromid-Verteilung in Halit

Entlang des Bohrprofils A wurden insgesamt 67 Halit-haltigen Proben untersucht und der Br-Gehalt relativ zum Halit-Gehalt der Probe bestimmt. Die Br-Gehalte variieren zwischen 64 und 223 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ (siehe Anhang A-3). Der Br-Gehalt von primären Haliten kann Rückschlüsse auf den Salzgehalt des ursprünglichen Meerwassers und damit als Evaporationsindikator verwendet werden (Braitsch, 1962): Je höher der Br-Gehalt im Halit, desto höher der Evaporationsgrad des Meerwassers. Das bedeutet, dass je nach Evaporationsstadium eine charakteristische Variationsbreite des Br-Gehalts in Halit zu erwarten ist. So können durch die Darstellung des Br-Gehalts z.B. einzelne stratigraphische Horizonte sichtbar gemacht werden (Braitsch, 1962). Demgegenüber zeigen sekundär gebildete Halite zumeist deutlich geringere Br-Gehalte, als primär aus dem Meerwasser gebildete. Damit kann der Br-Gehalt einer Probe auch als Indikator für sekundäre oder lösungsmetamorphe Einflüsse verwendet werden.

Die Verteilung von Br zwischen Halit und Lösung ist in erster Linie von der Zusammensetzung der wässrigen Lösung aus der das Mineral Halit gebildet wird abhängig. Der Br-Einbau in Halit kann mit Hilfe des Verteilungskoeffizienten D_{Br} ausgedrückt werden (Siemann & Schramm, 2000).

$$D_{\text{Br}} = ([\text{Br}]/[\text{Cl}])_s / ([\text{Br}]/[\text{Cl}])_{\text{aq}} \quad (12)$$

Bei der Abscheidung von Halit ist der Verteilungskoeffizient D_{Br} für den Einbau von Br < 1 . Die Konzentrationen und Spezies der gelösten Ionen in einer hochsalinaren Lösung und somit die Ionenstärke haben beträchtlichen Einfluss auf den Verteilungskoeffizienten (Siemann & Schramm, 2000; Siemann & Schramm, 2002). Weitere Faktoren, wie Temperatur und Abscheidungsrate, beeinflussen den Verteilungskoeffizienten von Br in Halit (z.B. Braitsch & Herrmann (1963) Siemann & Schramm, 2000)).

In der Literatur werden unterschiedliche Werte für den Br-Gehalt im Halit angegeben, ab dem der Halit als primär aus dem Meerwasser gebildet angesehen werden kann. Braitsch (1962) bestimmte in Laborexperimenten mit rezenter Meerwasserzusammensetzung mit dem Beginn der ersten Halitabscheidung einen Gehalt von 75 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$. Dieser Wert ist als Grenzwert für aus Meerwasser präzipitierten, also primären Halit anzusehen. Da 66 der untersuchten Proben Werte größer 75 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ aufzeigen, sind sie alle nach den Kriterien von Braitsch (1962) als primär gebildet anzusehen (Abb. 57). Lediglich eine Probe (B 60) weist mit 64 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ niedrige Werte auf und ist daher als sekundärer Halit zu betrachten (Abb. 57).

Im Detail können folgende Trends entlang des Profils A beobachtet werden (siehe Tab. 12 und Abb. 57). Im Bereich zwischen 206 bis 144 m (Zone 3 und 4) liegt der Br-Gehalt um 91 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$, wohingegen im Bereich zwischen 144 und 0 m (Zonen 1 und 2) deutlich höhere Br-Gehalte von durchschnittlich 131 $\mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ gemessen wurden. Diese Einteilung korreliert gut mit den petrographischen Beobachtungen. Während in den

Zonen 3 und 4 mehrere mächtige Anhydrit-Lagen auftreten, ist Anhydrit in den Zonen 1 und 2 bei einem gleichzeitig zunehmenden Anteil von Halit nur untergeordnet vertreten. Dies allein für sich betrachtet würde für eine Zunahme der Salinität von den Zonen 4 und 3 bis hin zu den Zonen 2 und 1 sprechen. Solch eine Abfolge kann grundsätzlich als ein progressiver salinärer Zyklus angesehen werden, wie er bei einer kontinuierlichen Präzipitation aus einer „Mutterlauge“ zu erwarten wäre. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte und die lithologische Ausbildung der Proben der Zone 3 haben jedoch gezeigt, dass die letzteren einer jüngeren Einheit angehören und daher die beobachtete Abfolge in diesem Bereich auf tektonische Umlagerungen zurückzuführen ist.

Der in dieser Studie ermittelte durchschnittliche Br-Gehalt von $132 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ für die Halitgesteine der Zone 1 entspricht dem von Spiess & Spötl (1989) publizierten durchschnittlichen Br-Gehalt in der AHF (Tab. 12). Ferner stimmen diese Werte gut mit dem durchschnittlichen Br-Gehalt von $138 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ überein, die Reinold (1965) für das Kerngebirge der AHF bestimmt hat. Es ist darauf hinzuweisen, dass die Proben aus dem Detailprofil der Zone 1 ebenfalls einen durchschnittlichen Br-Gehalt von $138 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ besitzen.

Tab. 12: Br-Gehalte in Halit für die einzelnen Zonen des Profil A, siehe auch in Abb. 57.

Profil A	Bromid				
	Anzahl	Mittelwert und Standardabweichung	Median	Min.	Max.
Zone 1	43	132 ± 23	130	82	223
Detailprofil (Zone 1)	28	138 ± 25	129	116	223
Zone 2	12	127 ± 10	129	107	148
Zone 3	10	88 ± 12	90	64	104
Zone 4	2	109 ± 4	109	105	113
Gesamt	67	124 ± 25	126	64	223

In den Halit dominierten Proben wurde zudem neben Anhydrit auch Polyhalit beobachtet. Im Allgemeinen können Evaporite anhand der Mineralparagenese in verschiedene Eindunstungsstufen unterteilt werden. Nach D'Ans & Kühn (1940) sind anhand des Br-Gehalts insgesamt vier Regionen zu unterscheiden; die Anhydrit-Region wird in drei weitere Subregionen unterteilt (siehe

Tab. 13). Ein Großteil der hier untersuchten Proben weisen Br-Gehalte auf, die nach D'Ans & Kühn (1940) für eine Bildung in der Anhydrit-Region sprechen (siehe

Tab. 13). Im Detail zeigen die Proben der Zonen 3 und 4 einen Mittelwert von 109 ± 4 bzw. $88 \pm 12 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ und sind damit der unteren bis mittleren Anhydrit-Region zuzuordnen. Für die Proben der Zone 2 wurde ein Mittelwert von $127 \pm 10 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$ bestimmt. Somit entsprechen diese der mittleren Anhydrit-Region an der Grenze zur oberen Anhydrit-Region.

Der Mittelwert der Zone 1 ($132 \pm 23 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$) liegt bereits in der oberen Anhydrit-Region. Bei vier Proben zeigen hohe Gehalte ($> 170 \mu\text{g (Br) / g (NaCl)}$). Sie erfüllen somit die Bedingungen der Polyhalit-Region. Zwei dieser Proben liegen an der Grenze der oberen Anhydrit-Region zu Polyhalit-Region. Diese Verteilung korrespondiert gut mit bereits veröffentlichten Daten (siehe Schaubberger, 1986 und

Tab. 13).

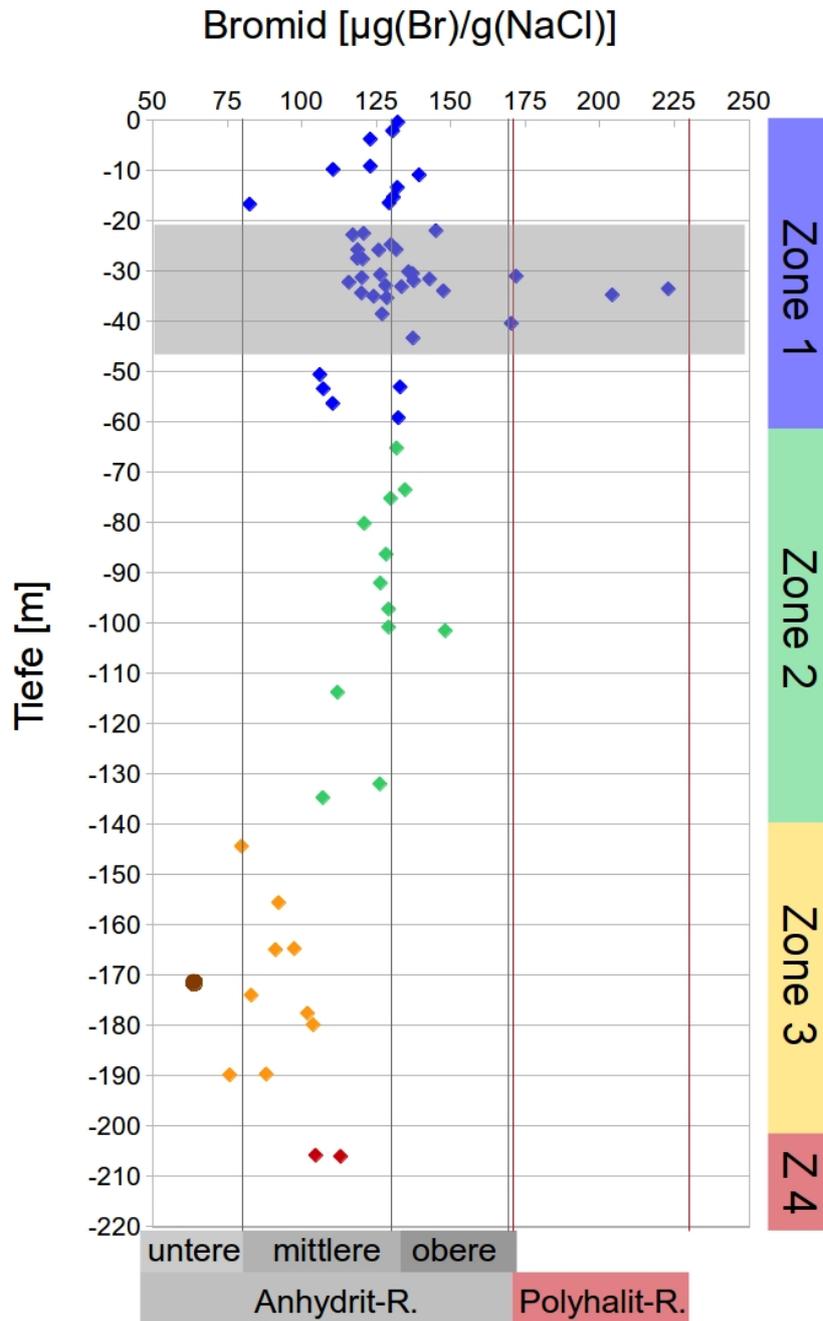


Abb. 57: Br-Gehalt in Halit; Entnahmeposition der Proben im Bohrkern (Tiefe), Einteilung nach D'Ans & Kühn (1940)

Tab. 13: Unterteilung der Proben in Regionen nach D'Ans & Kühn (1940) entsprechend der Br-Gehalte

Regionen (Bezeichnung)	Einteilung der Regionen [µg (Br) /g (NaCl)]	Br-Gehalte im Kernsalz [µg (Br) /g (NaCl)]	Br-Gehalte [µg (Br) /g (NaCl)]
	nach D'Ans & Kühn (1940)	(Schauberger, 1986)	(diese Studie)
Untere Anhydrit-Region	0-40	2	0
Mittlere Anhydrit-Region	30-80	6	2
Mittlere Anhydrit-Region	80-130	74	40
Obere Anhydrit-Region	130-170	13	21
Polyhalit-Region	170-230	1	4

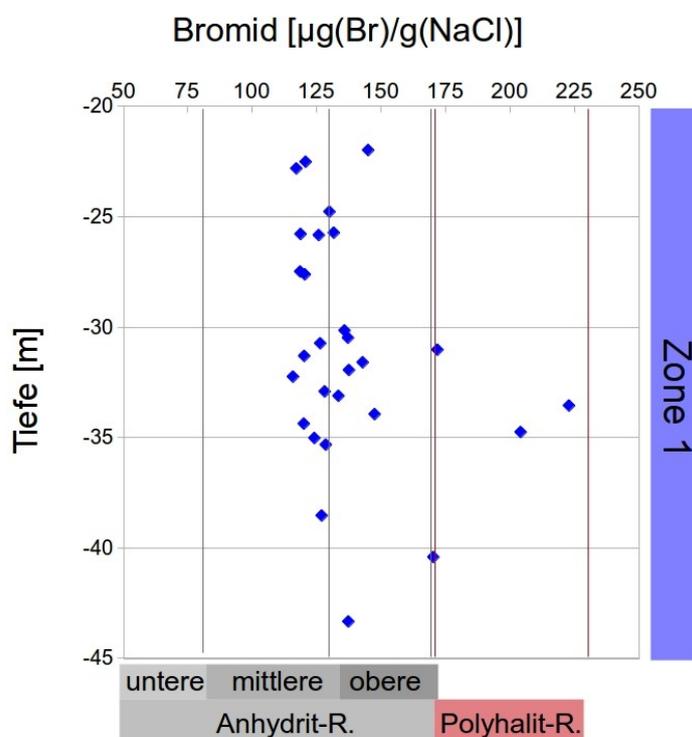


Abb. 58: Detailprofil des in Abb. 57 grau hinterlegten Bohrkernabschnittes; Br-Gehalt in Halit; Entnahmeposition der Probe im Bohrkern (Tiefe), Einteilung nach D'Ans & Kühn (1940)

Bei der Anwendung der Unterteilung nach D'Ans & Kühn (1940) ist jedoch zu beachten, dass die Werte der unteren Anhydrit-Region zwischen 30 – 80 µg (Br) / g (NaCl) liegen. Nach Braitsch (1962) sind Halite mit Br-Gehalten kleiner 75 µg (Br) / g (NaCl) auf eine sekundäre Kristallisation zurückzuführen. Daher stellt sich die Frage, ob die Halite aus dieser Region als sekundär einzustufen sind.

Nach D'Ans & Kühn (1940) beginnt die Polyhalit-Region ab 170 µg (Br) / g (NaCl). Die hier untersuchten Polyhalit-haltigen Proben weisen jedoch häufig deutlich geringere Br-Gehalte

auf. Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen deutlich, dass die Polyhalite sekundäre Mineralphasen sind. Weitere Untersuchungen bestätigen, dass im Hallstätter Salzberg Polyhalit sekundär (allochthon) gebildet wurde (Schorn et al., 2012; Leitner et al. 2013). Deshalb kann das Auftreten von Polyhalit im Hallstätter Salzberg nicht als Indikator für die Eindunstungsstufen nach D'Ans & Kühn (1940) verwendet werden. Somit ist insgesamt eine Übertragung der Einteilung von D'Ans & Kühn (1940), die für das Straßfurter Zechstein entwickelt wurde, auf diese Lagerstätte zu hinterfragen.

In Abb. 59 sind die Br-Gehalte in Halit den $\delta^{34}\text{S}$ -Werten der Sulfate aller Proben des Profils A gegenübergestellt. Für die Proben aus dem Hangenden des Profils – aus den Zonen 1 und 2 – zeichnet sich ein Trend zu höheren Br-Gehalten vs. denen im Liegenden – der Zonen 3 und 4 – ab. Vier Proben zeigen stark erhöhte Br-Konzentrationen, die typisch für ein weiter fortgeschrittenes Evaporationsstadium sind (siehe auch Abb. 57). Demgegenüber besitzen die Proben der Zone 3 an der Basis des Profils geringere Br-Gehalte, aber zumeist schwerere S-Isotopenwerte. Die letzteren Proben der Zone 3 gehören der Einheit Stinkdolomitischen Grausalzgebirges an und sind, wie weiter oben dargelegt, einer zweiten jüngeren Sedimentationsphase unter niedriger Salinität zuzuordnen.

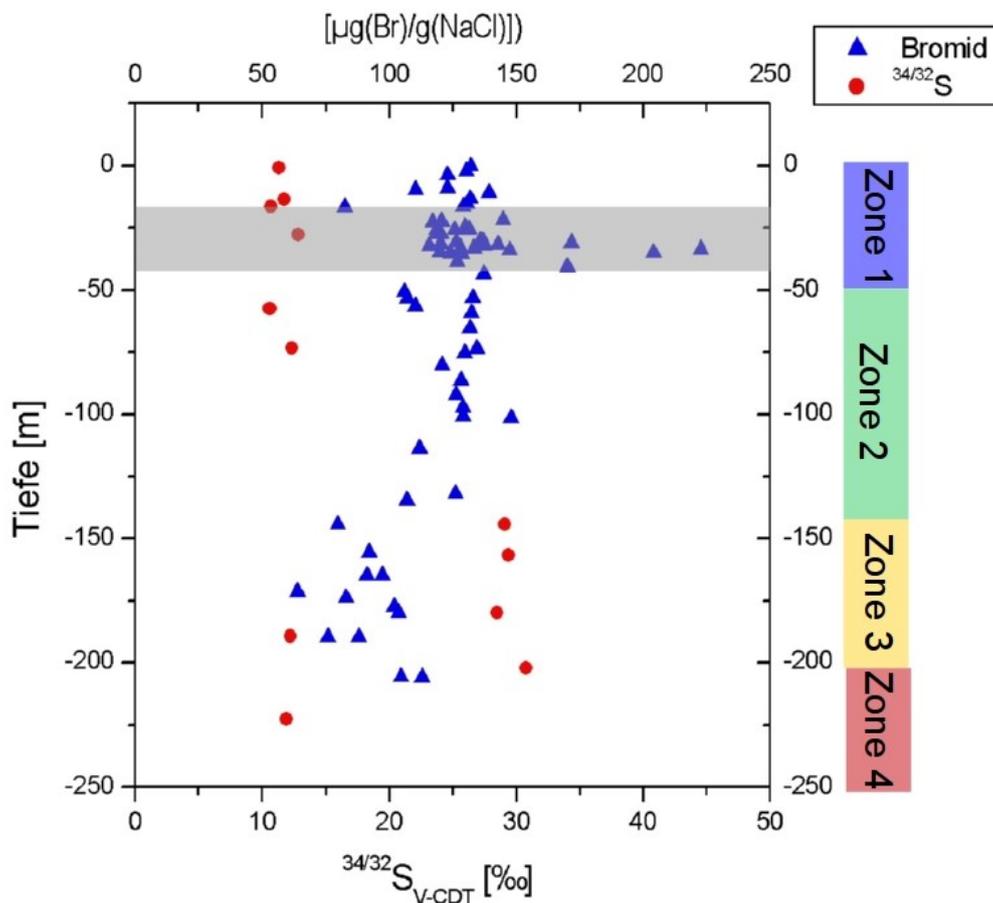


Abb. 59: Br-Gehalte vs. der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Sulfates im Profil A.

9. Schlussfolgerungen

Anhand von zwei detailliert untersuchten Bohrkernprofilen wurden mit Hilfe der Neben- und Spurenelemente sowie der Schwefelisotopie Proxies für die Entwicklung der vorliegenden Lithologie im Hallstätter Salzberg erarbeitet. Hierfür wurden petrographische, geochemische und isotopengeochemische Charakterisierungen der Evaporit-Gesteinstypen durchgeführt.

Anhand der ermittelten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfatminerale, im wesentlichen Anhydrit und Polyhalit, sowie lithologischer Charakteristika konnte die saline Abfolge von Profil B der im Oberperm sedimentierten Alpenen Haselgebirge Formation (AHF) zugeordnet werden. Die Verdoppelung der Abfolge der Zonen 5 und 2 in Profil B spricht dafür, dass mit der Bohrung ein Abschnitt mit einer tektonischen Überschiebung der oberpermischen Einheiten erfasst worden ist. In Profil A hingegen liegen Hinweise für zwei unterschiedliche Sedimentationsphasen der Evaporite vor. Auch hier sind die Evaporitgesteine der AHF und somit einem oberpermischen Bildungsalter zuzuordnen – mit Ausnahme der Zone 3. Die Gesteine dieser Zone 3 entsprechen aufgrund makroskopischer Beobachtungen dem Stinkdolomitischen Grausalzgebirge. Für letzteres wird in der Literatur ein triassisches Bildungsalter (Skyth/Anis) angenommen (s.a. Schauberger, 1986). Dies konnte über die gemessenen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte bestätigt werden. Auf Grund der zeitlichen Einstufung dieser Evaporitgesteine durch die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte muss konsequenterweise eine Zuordnung dieser Schichten zur Reichenhall Formation erfolgen (s.a. Spötl, 1988a, b).

Die Tatsache, dass die jüngeren Gesteine aus dem Stinkdolomitischen Grausalzgebirge zwischen den älteren Einheiten eingebettet sind, vermittelt, dass ein Teil der permischen Salinargesteine über die triassische Abfolge überschoben wurde. Somit belegen die Bohrkernprofile die komplexe tektonische Entwicklung dieser Evaporiteinheiten.

Die ermittelten Br-Gehalte der Halite zeigen typische Werte für primäre Halitpräzipitation aus dem Meerwasser. Somit liegen keine Hinweise auf signifikante sekundäre Einwirkungen lösungsmetamorpher Fluide vor. Die in der Trias gebildeten Halite zeichnen sich durch vergleichsweise niedrige Br-Gehalte aus. Da innerhalb dieser Zone 3 zudem Anhydrit-Lagen vermehrt auftreten, kann angenommen werden, dass diese Halite am Anfang der Halit-Fazies gebildet wurden. Innerhalb der Abfolge der oberpermischen AHF hingegen zeigen die Halite einen deutlich größeren Br-Wertebereich, mit niedrigen Gehalten, die typisch für den Anfang der Halitpräzipitation sind bis zu hohen Gehalten, die einen erhöhtem Evaporationsgrad entsprechen. Nach der Klassifikation von D'Ans & Kühn (1940) wurden damit Bedingungen erfüllt, die eine primäre Ausfällung von Polyhalit erwarten lässt. Eine entsprechende Abfolge konnte in den konformen Bereichen der Profile jedoch nicht beobachtet werden. Vielmehr wurde Polyhalit als Nebenbestandteil in Steinsalz-Lagen mit vergleichsweise geringem Br-Gehalt beobachtet. Zum Teil konnten auch Anhydrit-Lagen mit hohem Anteil an Polyhalit nachgewiesen werden. Dies belegt, dass diese Polyhalite nicht primär gebildet wurden. Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen bestätigen ebenfalls, dass die vorliegenden

Polyhalite als sekundäre, allochthone Mineralbildungen zu bewerten sind. In den untersuchten Dünnschliffen wurden Indizien für eine wiederholte Mineralumwandlung von Anhydrit bzw. Gips in Polyhalit beobachtet, aber auch die Rückreaktion ist belegt. Es liegen somit mehrere Generationen von Polyhalit in der Lagerstätte vor.

Die Umwandlungsreaktion von Anhydrit bzw. Gips in Polyhalit sowie das vereinzelte Auftreten von sekundären K- und Mg-Sulfaten wie Leonit und Blödit setzt die Zufuhr K- und Mg-reicher Fluide voraus. Als potentielle Quellen für die Mineralisation von K- und Mg-reichen Mineralphasen sind vor allem K- und Mg-Salze aus der Spätphase des Evaporationszyklus zu sehen. Die Br-Gehalte im Halit weisen darauf hin, dass während des Oberperms in dem Ablagerungsbecken ein Evaporationsgrad erreicht wurde, bei dem eine Abscheidung von Mg-Salzen wie z.B. Polyhalit zu erwarten ist. Deshalb ist die Entstehung einer primären Polyhalitgeneration durch die Umwandlung von Gips noch während des Evaporationszyklus anzunehmen. Diese primären Polyhalite wurden offensichtlich während der Diagenese aufgelöst. Die hierdurch freigewordenen K^+ und Mg^{2+} -Ionen führten später in den angrenzenden Anhydrit- bzw. Gips-Lagen wiederum zur Bildung sekundärer Polyhalite. Die Proben der Zone 3, die einem frühen Evaporationsstadium entsprechen, weisen ebenfalls eine Polyhalit-Mineralisationen auf. Dies zeigt, dass eine sekundäre Polyhalit-Bildung nach der tektonischen Einschuppung der triassischen Einheiten in die AHF stattfand.

Leitner et al. (2013) konnte mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Methode für die Polyhalite in den Ostalpinen Salzlagerstätten, Bildungsalter zwischen 235 und 105 Ma bestimmen. Das Spektrum dieser Bildungsalter korrespondiert gut mit den Ergebnissen dieser Untersuchung.

Es konnte gezeigt werden, dass verschiedene zum Teil gekoppelte Mineralreaktionen u.a. mit Glauberit stattgefunden haben. Die sekundären Mineralisationen sind bevorzugt entlang der Gesteinsgrenzen zu beobachten. Dies zeigt eindrücklich, dass Schichtgrenzen Bereiche mit erhöhter Fluid-Mobilität darstellen. Die geringere Durchlässigkeit der Gesteinslagen begünstigt die Aufkonzentration der Fluide entlang der Kontakte der Gesteinsschichten. Als Quellen für Fluide innerhalb der Lagerstätte sind die verschiedenen Umwandlungsreaktionen in Betracht zu ziehen. So werden beispielsweise bei der Umwandlung von Gips in Anhydrit größere Mengen von Kristallwasser freigesetzt. Die Auflösung von Gips kann zudem als Ursache für erhöhte Sr-Gehalte in Fluiden angenommen werden. Wie oben dargestellt können verschiedene Mg- und K-Salze zur Ausbildung der zum Teil sehr seltenen Mineralphasen beigetragen haben, die bevorzugt entlang dieser Gesteinsgrenzen auftreten. So wurden in zwei, aus den Kontaktzonen entnommenen Proben die seltenen Minerale Görgeyit und Kalistrontit nachgewiesen. In dieser Studie ist zum ersten Mal das Vorkommen des Salzminerals Kalistrontit in einer österreichischen Salzlagerstätte nachgewiesen worden.

10. Literaturverzeichnis

- Barth, F. E., Lobisser, W. (2002) Das EU-Projekt Archaeolive und das archäologische Erbe von Hallstatt. Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien, Neue Folge 29, Wien.
- Braitsch, O. (1962) Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- Braitsch, O., Herrmann A. J. (1963) Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil 1: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen. *Geochim. Cosmochim.* 27: 361-391.
- D'Ans, J., Kühn, R. (1940) Über den Bromgehalt von Salzgesteinen der Kalisalzlagerstätten I – V. Kali, verwandte Salze und Erdöl, 34: 42–46.
- Dietzel, M. (2012) Semmering-Basistunnel neu, Detailanalysen und wissenschaftliche Bearbeitung i.R.d. Erkundung 2011, TU Graz, unveröffentlichter Projektbericht.
- Gawlick, H.J. (2000) Zur Geologie zwischen Hallstätter See und Traunsee. *Mitteilungen der Entomologischen Arbeitsgemeinschaft Salzkammergut*, 3: 22-33.
- Grabner, M., Reschreiter, H., Barth, F. E., Klein, A., Geihofer D. und Wimmer, R. (2006) Die Dendrochronologie in Hallstatt –Ein Statusbericht. *Archäologie Österreichs* 17/1: 40-49.
- Görgey, R. (1910) Zur Kenntnis der Minerale der Salzlagerstätten. *Tscherm. Min. Petr. Mitt. NF.* 29/3: 192-210.
- Holser, W.T. (1977) Catastrophic Chemical Events in the History of the Oceans. *Nature*, 267: 403-408.
- Holser, W.T., Magaritz, M., Ripperdan, R.L. (1995) Global isotopic events. In: *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP Project 216 "Global Biological Events in Earth History"*, O.H. Walliser (ed.): 63-84, Springer, Berlin.
- Klaus, W. (1953) Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 3: 161-175.
- Klaus, W. (1955) Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Haselgebirges. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105: 776-788.
- Klaus, W. (1965) Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft G*: 288-292.
- Klaus, W., Pak, E. (1974) Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. *Carinthia II* 164/84: 79-85.
- Kozur, H. (1991) The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 109-135.
- Kühn, R. (1955) Über den Bromgehalt in Salzgesteinen, insbesondere die quantitative Ableitung des Bromgehalts nichtprimärer Hartsalze oder Sylvinites aus Carnallit. *Kali und Steinsalz*, 3-16.
- Kühn, R. (1979) Diagenese in Evaporiten. *Geologische Rundschau*, 68: 1066-1075.
- Leitner, C., Neubauer, F., Urai, J., Genser, J., Borojevic-Sostaric, B. & Schoenherr, J. (2012) Salt rock of the Alpine Haselgebirge Formation - ages, temperatures and structures. *EGU General Assembly 2012, Geophysical Research Abstracts Vol. 14*: 1625.
- Leitner, C., Neubauer, F., Genser J., Borojevic-Sostaric, S. und Rantitsch G. (2013) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of crystallization and recrystallization of rock-forming polyhalite in Alpine rocksalt deposits. *Geological Society, London, Special Publications v.378*, first published January 24, 2013; doi 10.1144/SP378.5.

- Leitner, C., Neubauer, F., Urai, J.L., Schoenherr, J. (2011) Structure and evolution of a rocksalt-mudrock-tectonite: The Haselgebirge in the Northern Calcareous Alps. *Journal of Structural Geology*, 33/5: 970-984.
- Mandl, G.W. (1982) Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut Österreich). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*, 28: 55-76.
- Mandl, G.W. (1999) Short notes on the Hallstatt salt rock e the "Haselgebirge". In: *Field Trip Guide: Vienna, Dachstein Hallstatt, Salzkammergut: UNESCO World Heritage Area*. Forum of the European Geological Surveys Directors, FOREGS '99 Vienna, 150 years Geological Survey of Austria. Geologische Bundesanstalt, G.W. Mandl (ed.), 91-95, Wien.
- Mandl, G.W. (2000) The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92: 61-77.
- Medwenitsch, W. (1949) Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl – Aussee. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreich*, 2: 1-27.
- Missoni, S., Gawlick, H.-J. (2011) Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1605-1631.
- Nielsen, H. (1989) Local and Global Aspects of the Sulphur Isotope Age Curve of Oceanic Sulphate. In: *Evolution of the Global Biogeochemical Sulphur Cycle*. P. Brimblecombe & A. Yu. Lein (eds). Scope John Wiley & Sons Ltd, 57-64.
- Pak, E., Schauburger, O., (1981). Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 2: 185-192.
- Plöschinger, B. (1995) Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a Review. *Memorie di Scienze Geologiche*, 47: 73-86.
- Reinhold, P. (1965) Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Salzlagerstätten. *Tschermaks Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 3: 504-527.
- Reiter, E. (1996) Der Simonyit - ein kleiner Beitrag zur Geschichte eines "neuentdeckten" alten Minerals. - in "Ein Leben für den Dachstein. Friedrich Simony -zum 100. Todestag" (SPETA, F., AUBRECHT, G.: Red.) - *Stapfia* 43, Neue Folge 103, 73-80.
- Schauburger, O. (1949) Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Haselgebirges. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, 94: 46-56.
- Schauburger, O. (1955) Zur Genese des alpinen Haselgebirges. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105: 736-751.
- Schauburger, O. (1986). Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, 7: 217-254.
- Scheidleder A., Boroviczeny F., Graf W., Hofmann T., Mandl G. W., Schubert G., Stichler W., Trimborn P., Kralik M. (2001) Pilotprojekt "Karstwasser Dachstein". Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, 21, Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Monographien Umweltbundesamt, 108, Wien.
- Schorn, A., Neubauer, F., Bernroider, M., (2012) Polyhalite microfabrics in an Alpine evaporite mélange: Hallstatt, Eastern Alps. *Journal of Structural Geology*, 1-19.
- Schweigl, J., Neubauer, F. (1997) Structural development of the central Northern Calcareous Alps: significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. *Eclogae Geologiae Helveticae*, 60: 303-323.
- Siemann, M.G., Schramm, M. (2000) Thermodynamic modelling of the Br partition between aqueous solutions and halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1681–1693.

- Siemann, M., Schramm, M. (2002) Henry's and non-Henry's law behavior of Br in simple marine systems *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 1387–1399.
- Spieß, C., Spötl, C. (1989) Trace elements in rock salt of the Alpine Haselgebirge Formation (Late Permian), Northern Calcareous Alps (Austria). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Monatsheft*, 10: 625-638.
- Spötl, C. (1988) Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien - Eine Fallstudie am Beispiel des Alpiner Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen*, 15: 59-69.
- Spötl, C. (1989) The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. *Sedimentary Geology*, 65: 113-125.
- Spötl, C., Pak, E. (1996) A strontium and sulfur isotopic study of Permo-Triassic evaporites in the Northern Calcareous Alps, Austria. *Chemical Geology*, 131: 219-234.
- Stromeyer, F., (1821) *Untersuchungen über Mischung der Mineralkörper*, Vol. 1. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen.
- Tollmann, A. (1976) *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums*. Deuticke, Wien.
- Tollmann, A. (1985) *Geologie von Österreich Band II Außerzentralalpiner Anteil*. Deuticke, Wien.
- Uzdowski, E. (1973) Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat-Mineralen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38, 177–195.
- von Eynatten, H., Gaupp, R., (1999) Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps. *Sedimentary Geology*, 124: 81-111.
- Wagreich, M., Faupl, P. (1994) Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 235-254.
- Weber, L., Hrsg. (1997) *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenitischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe*. Archiv für Lagerstättenforschung 19. Geologische Bundesanstalt, 607, Wien.

Internetquellen

Medwenitsch, W., (1954) *Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten*. (Vortrag).

Online unter URL:

http://www.landesmuseum.at/pdf_frei_remote/MittArgeHausNaturSalzburg_GEO_A6_0001-0015.pdf

Stand: 05.05.2013

Weber, L., (2013) *Iris online- Abfrageergebnis Lagerstätte Hallstatt*.

Online unter URL:

<http://geomap.geolba.ac.at/IRIS/einstieg.html>

Stand: 05.05.2013

Anhang

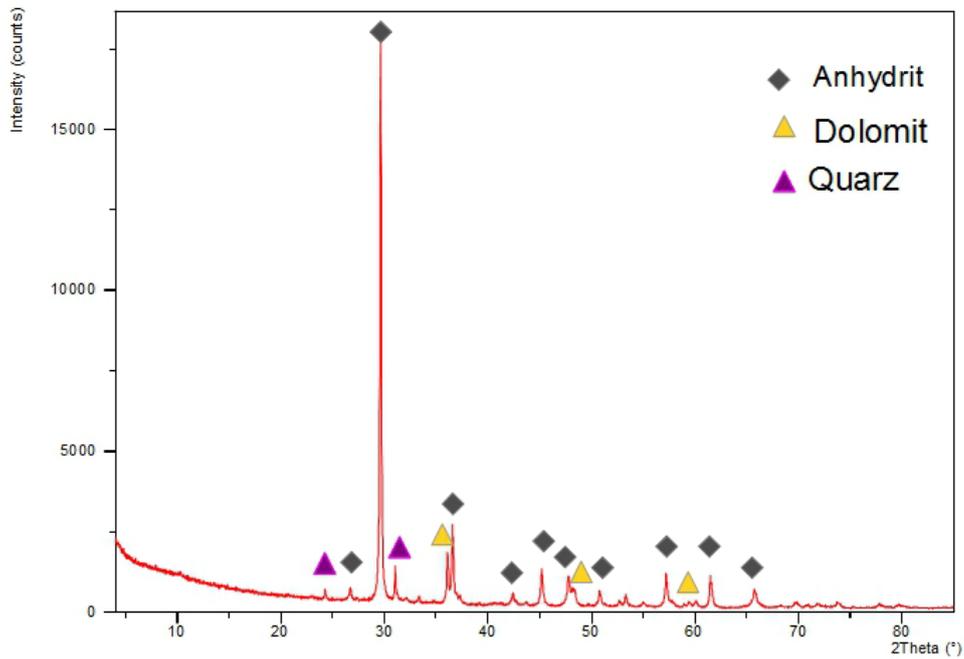
A-1: Röntgendiffraktometrie: ausgewählte Spektren

Abb. A-1: XRD-Spektrum der Probe D 2 mit Anhydrit, Dolomit und Quarz

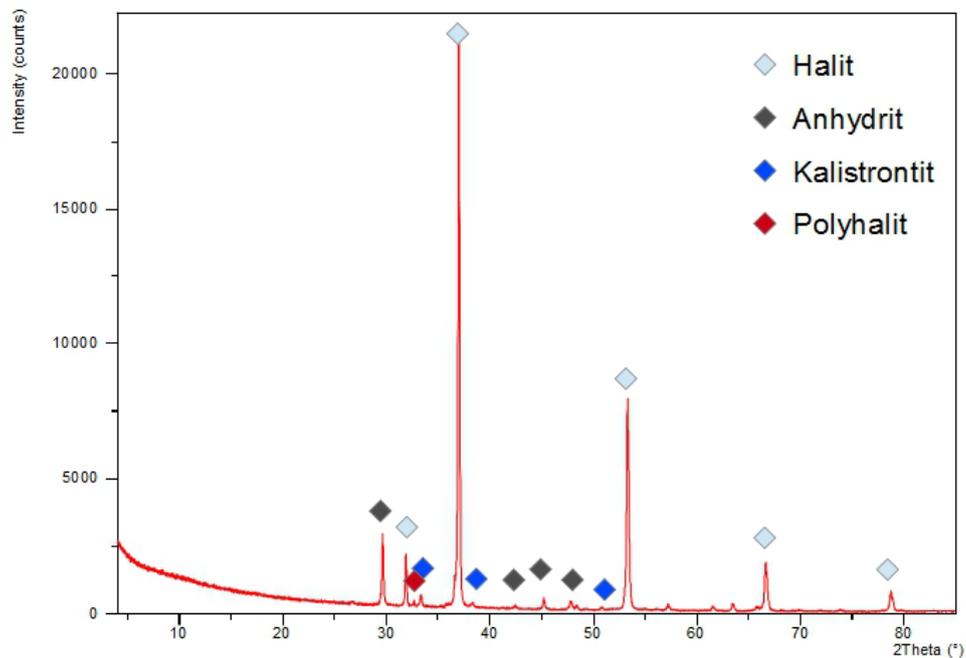


Abb. A-2: XRD-Spektrum Probe D 1 mit Halit, Anhydrit, Kalistrontit und Polyhalit

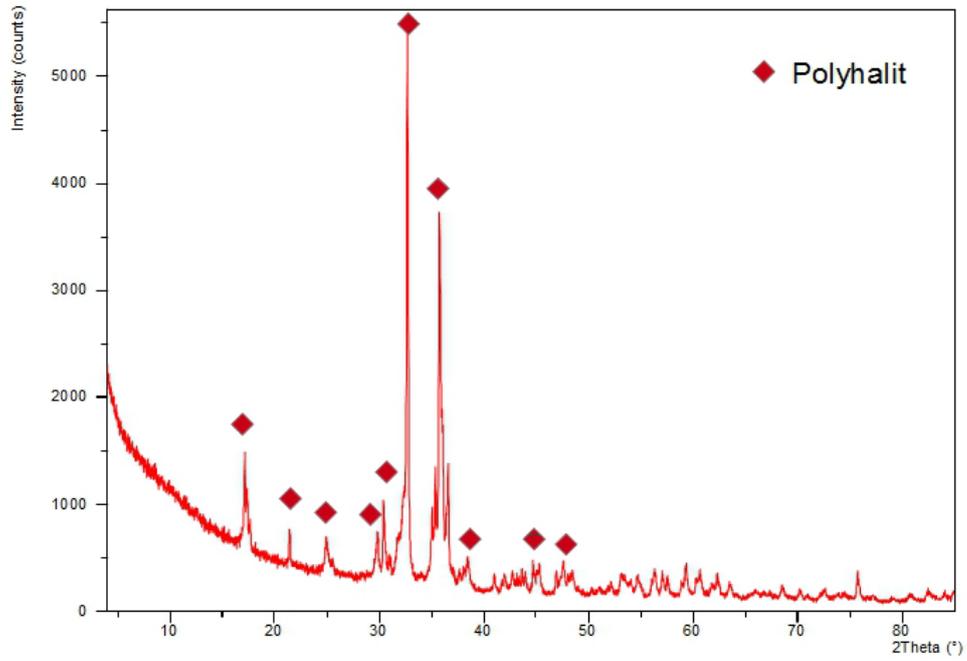


Abb. A-3: XRD-Spektrum Probe D 10 mit Polyhalit

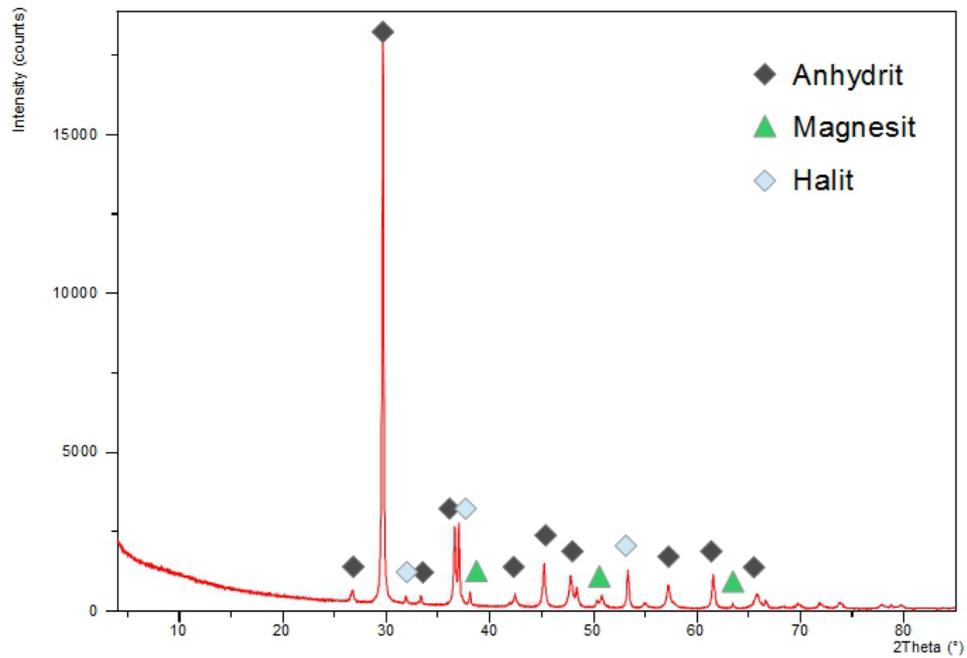


Abb. A-4: XRD-Spektrum der Probe D 3 mit Anhydrit, Magnesit und Halit

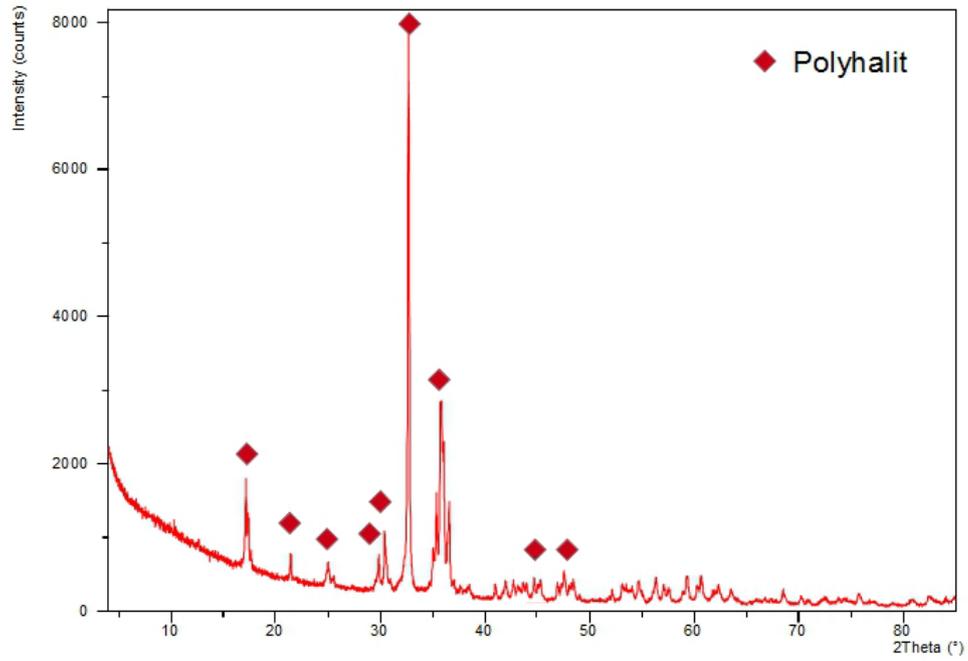


Abb. A-5: XRD-Spektrum Probe D 4 mit Polyhalit

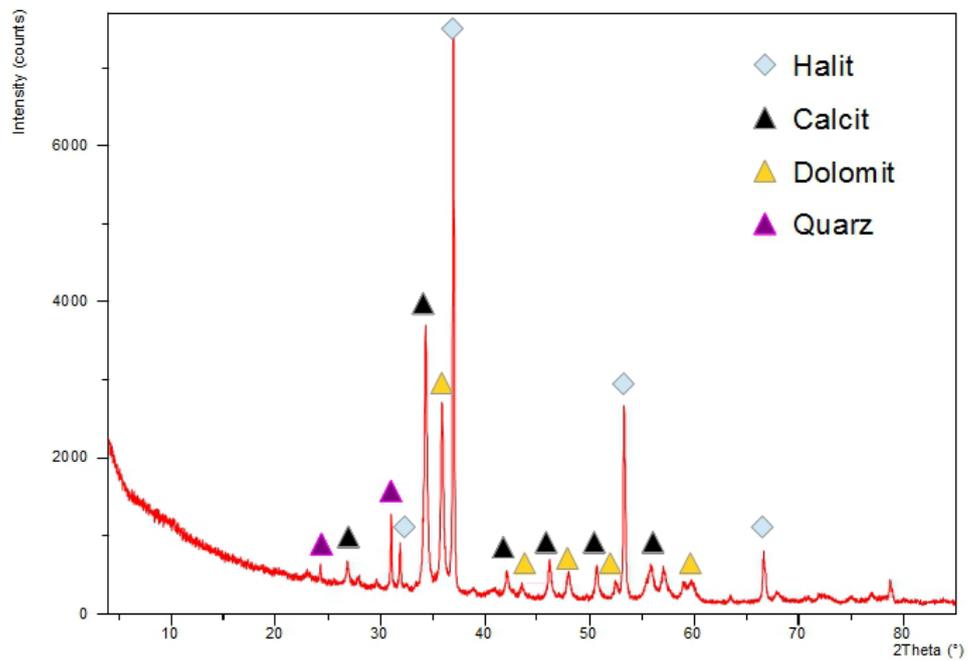


Abb. A-6: XRD-Spektrum Probe D 6 mit Halit, Calcit, Dolomit und Quarz

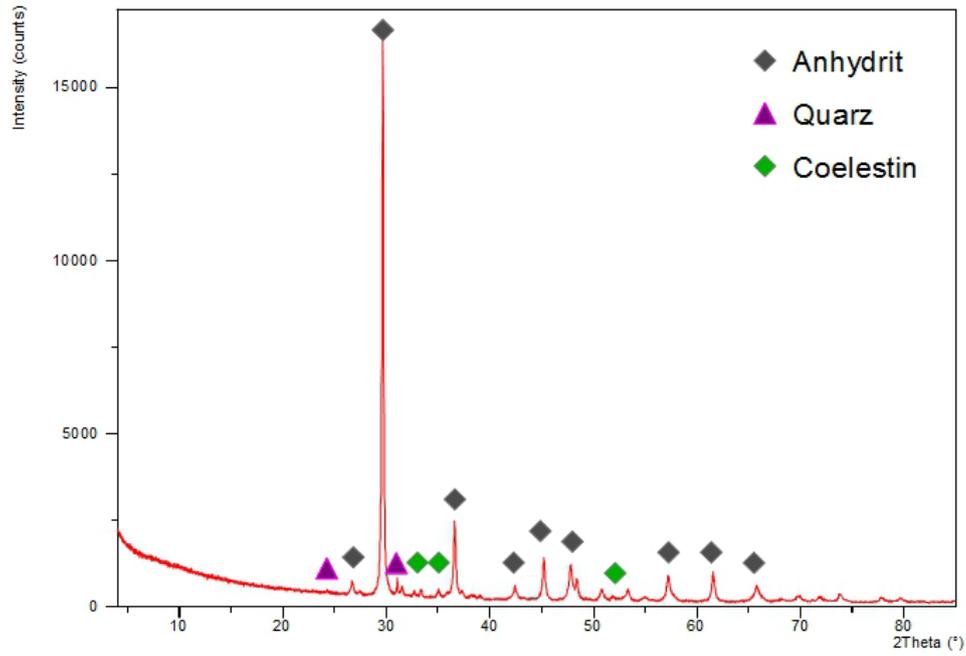


Abb. A-7: XRD-Spektrum Probe D 8 mit Anhydrit, Quarz und Coelestin

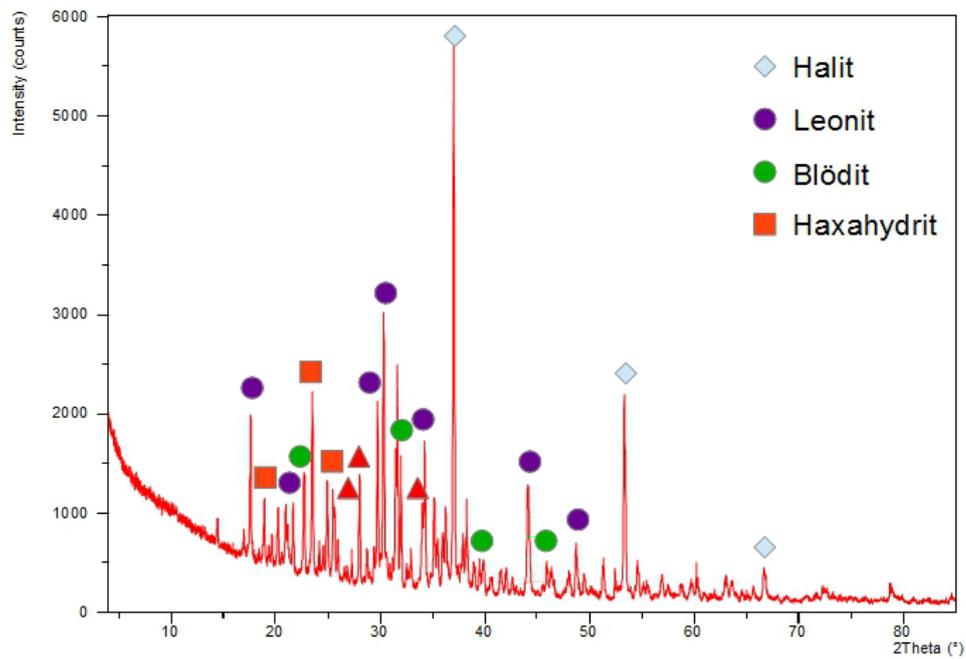


Abb. A-8: XRD-Spektrum Probe SI-29 mit Halit, Leonit, Blödrit und Haxahydrit

A-2: Elektronenstrahlmikrosonden-Analysen

Probe D 1 Görgeyit

Tab. A-14: Mikrosondenanalysen von Görgeyit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 24 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Görgeyit					
Analyse	A1	A2	A3	A4	A5
K ₂ O	10,51	10,46	10,44	10,12	10,25
CaO	30,34	31,57	32,97	31,79	31,94
SrO	0,76	0,83	1,09	0,69	0,58
SO ₃	52,63	53,25	53,89	51,00	50,79
Total	94,24	96,09	98,39	93,60	93,57
K	2,03	1,99	1,95	1,99	2,02
Ca	4,93	5,05	5,17	5,25	5,28
Sr	0,07	0,07	0,09	0,06	0,05
SO	5,99	5,96	5,92	5,90	5,89
Summe	13,03	13,07	13,13	13,20	13,24

Tab. A-15: Mikrosondenanalysen von Görgeyit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 24 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Görgeyit							
Analyse	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
K ₂ O	10,38	10,75	10,74	10,63	10,90	10,98	11,00
CaO	31,17	31,30	31,83	30,36	31,33	30,98	32,72
SrO	0,30	0,57	0,74	0,45	0,81	0,38	0,31
SO ₃	52,52	55,56	54,75	53,09	53,93	54,85	55,83
Total	94,36	98,18	98,06	94,53	96,98	97,18	99,85
K	2,01	1,99	2,00	2,05	2,05	2,05	2,01
Ca	5,06	4,85	4,97	4,91	4,96	4,86	5,01
Sr	0,03	0,05	0,06	0,04	0,07	0,03	0,03
SO	5,97	6,04	5,99	6,01	5,98	6,03	5,99
Summe	13,06	12,92	13,02	13,00	13,07	12,97	13,03

Tab. A-16: Mikrosondenanalysen von Görgeyit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 24 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Görgeyit						
Analyse	C1	C2	C3	C4	C5	C6
K ₂ O	11,08	11,26	10,97	10,93	10,91	10,57
CaO	31,61	31,62	31,80	31,43	30,57	30,36
SrO	0,37	0,68	0,07	0,51	1,06	1,18
SO ₃	54,05	53,62	54,26	56,86	54,77	53,00
Total	97,11	97,18	97,10	99,73	97,31	95,12
K	2,08	2,13	2,06	1,98	2,04	2,03
Ca	4,99	5,01	5,01	4,78	4,80	4,90
Sr	0,03	0,06	0,01	0,04	0,09	0,10
SO	5,98	5,96	5,99	6,06	6,03	5,99
Summe	13,08	13,15	13,06	12,87	12,96	13,03

Probe D 1 Kalistrontit

Tab. A-17: Mikrosondenanalysen von Kalistrontit in Gew.-% (oben),
und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Kalistrontit							
Analyse	1	2	3	4	5	6	7
K ₂ O	26,98	27,00	26,33	26,46	26,75	26,66	26,44
SrO	24,42	24,25	26,66	27,00	25,78	24,94	26,91
CaO	3,67	4,23	2,65	1,87	2,74	2,87	2,34
SO ₃	44,24	44,68	44,86	44,30	43,66	44,25	44,08
Total	99,30	100,16	100,50	99,64	98,94	98,71	99,78
K	2,04	2,02	1,98	2,01	2,05	2,03	2,01
Sr	0,84	0,83	0,91	0,93	0,90	0,86	0,93
Ca	0,23	0,27	0,17	0,12	0,18	0,18	0,15
SO	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97	1,98	1,97
Summe	5,08	5,08	5,03	5,04	5,09	5,05	5,06

Tab. A-5: Mikrosondenanalysen von Kalistrontit in Gew.-% (oben),
und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Kalistrontit						
Analyse	8	9	10	11	12	13
K ₂ O	26,83	25,91	26,79	26,05	26,37	26,15
SrO	27,23	28,21	26,70	26,83	26,38	28,55
CaO	2,48	1,31	2,06	1,99	1,90	1,78
SO ₃	44,54	43,25	43,53	43,14	44,45	44,73
Total	101,07	98,69	99,08	98,01	99,10	101,21
K	2,02	2,01	2,06	2,02	2,01	1,96
Sr	0,93	0,99	0,93	0,95	0,91	0,98
Ca	0,16	0,09	0,13	0,13	0,12	0,11
SO	1,97	1,97	1,97	1,97	1,99	1,98
Summe	5,07	5,06	5,09	5,07	5,03	5,03

Probe D 7 Anhydrit

Tab. A-6: Mikrosondenanalysen von Anhydrit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 4 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Anhydrit										
Analyse	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
CaO	43,22	40,90	43,70	42,43	41,86	41,67	41,87	43,04	41,93	41,89
SrO	0,31	0,44	0,20	0,20	0,43	0,00	0,13	0,45	0,23	0,00
SO ₃	55,44	57,01	57,37	56,92	56,48	58,65	55,12	57,23	57,70	55,44
Total	98,96	98,34	101,27	99,55	98,77	100,32	97,12	100,72	99,86	97,33
Ca	1,08	1,02	1,06	1,05	1,04	1,01	1,06	1,05	1,03	1,06
Sr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
SO	0,97	0,99	0,98	0,98	0,98	1,00	0,98	0,98	0,99	0,98
Summe	2,06	2,02	2,04	2,03	2,03	2,01	2,04	2,04	2,02	2,04

Tab. A-7: Mikrosondenanalysen von Anhydrit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 4 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Anhydrit				
Analyse	B1	B2	B3	B4
CaO	40,31	40,96	40,06	40,61
SrO	0,31	0,58	0,06	0,17
SO ₃	62,37	60,66	62,26	57,81
Total	102,99	102,20	102,37	98,60
Ca	0,94	0,97	0,94	1,00
Sr	0,00	0,01	0,00	0,00
SO	1,02	1,01	1,02	1,00
Summe	1,96	1,99	1,96	2,00

Tab. A-8: Mikrosondenanalysen von Anhydrit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 4 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Anhydrit							
Analyse	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7
CaO	41,34	40,48	38,67	40,34	40,19	40,71	40,84
SrO	0,66	0,27	0,43	0,26	0,37	0,17	0,00
SO ₃	58,03	57,83	57,12	58,18	57,51	58,48	56,85
Total	100,02	98,59	96,22	98,78	98,06	99,37	97,70
Ca	1,01	1,00	0,97	0,99	1,00	1,00	1,02
Sr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
SO	0,99	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	0,99
Summe	2,01	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,01

Probe D 7 Glauberit

Tab. A-9: Mikrosondenanalysen von Glauberit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Glauberit							
Analyse	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
Na ₂ O	21,29	22,11	22,05	21,37	21,22	21,75	20,79
K ₂ O	0,05	0,18	0,13	0,11	0,19	0,18	0,15
CaO	19,47	20,66	20,04	20,32	20,16	19,87	19,78
MgO	0,14	0,09	0,07	0,05	0,02	0,14	0,00
SrO	0,00	0,00	0,07	0,20	0,07	0,12	0,00
SO ₃	56,07	57,94	56,08	56,74	55,64	57,94	56,60
Total	97,02	100,97	98,43	98,79	97,30	99,99	97,31
Na	1,97	1,97	2,02	1,94	1,96	1,95	1,91
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,99	1,02	1,01	1,02	1,03	0,98	1,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
SO	2,00	2,00	1,99	2,00	1,99	2,01	2,01
Summe	4,98	5,00	5,04	4,98	5,00	4,96	4,94

Tab. A-10: Mikrosondenanalysen von Glauberit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Glauberit							
Analyse	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
Na ₂ O	21,91	20,35	21,40	21,89	22,19	22,32	22,24
K ₂ O	0,12	0,17	0,05	0,15	0,03	0,08	0,13
CaO	20,19	20,13	20,11	21,08	21,63	20,64	20,03
MgO	0,00	0,09	0,02	0,03	0,05	0,03	0,05
SrO	0,48	0,48	0,05	0,09	0,06	0,00	0,12
SO ₃	60,03	56,33	56,95	58,47	55,00	56,88	56,69
Total	102,74	97,53	98,58	101,71	98,96	99,95	99,27
Na	1,91	1,87	1,95	1,93	2,04	2,01	2,02
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ca	0,97	1,02	1,01	1,03	1,10	1,03	1,01
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SO	2,02	2,01	2,00	2,00	1,96	1,99	1,99
Summe	4,91	4,93	4,96	4,97	5,11	5,04	5,03

Tab. A-11: Mikrosondenanalysen von Glauberit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Glauberit						
Analyse	C1	C2	C3	C4	C5	C6
Na ₂ O	21,79	21,79	22,16	22,01	22,01	20,93
K ₂ O	0,05	0,08	0,13	0,32	0,32	0,06
CaO	20,66	23,44	22,99	18,50	18,50	20,88
MgO	0,04	0,00	0,08	0,06	0,06	0,09
SrO	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
SO ₃	56,58	55,81	56,89	57,65	57,65	57,62
Total	99,24	101,12	102,30	98,53	98,53	99,58
Na	1,98	1,97	1,97	1,99	1,99	1,88
K	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Ca	1,04	1,17	1,13	0,93	0,93	1,04
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SO	1,99	1,95	1,96	2,02	2,02	2,01
Summe	5,01	5,09	5,07	4,96	4,96	4,93

Probe D 7 Polyhalit

Tab. A-12: Mikrosondenanalysen von Polyhalit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 16 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Polyhalit					
Analyse	A1	A2	A3	A4	A5
K ₂ O	14,04	15,85	15,74	15,16	15,34
CaO	20,29	19,15	19,75	19,82	19,67
SrO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,25
MgO	7,09	6,20	6,56	6,84	6,54
SO ₃	50,33	52,45	52,25	49,46	51,46
Total	91,80	93,64	94,30	91,28	93,26
K	1,85	2,05	2,03	2,03	2,00
Ca	2,25	2,08	2,14	2,23	2,15
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	1,09	0,94	0,99	1,07	1,00
SO	3,91	3,99	3,96	3,90	3,95
Summe	9,11	9,05	9,10	9,22	9,11

Tab. A-13: Mikrosondenanalysen von Polyhalit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 16 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Polyhalit						
Analyse	B1	B2	B3	B4	B5	B6
K ₂ O	14,27	14,02	13,95	15,02	14,09	15,62
CaO	17,96	19,16	19,17	17,41	19,31	17,96
SrO	0,00	0,18	0,00	0,00	0,07	0,18
MgO	6,71	6,84	6,59	6,73	6,21	6,98
SO ₃	54,21	50,79	51,13	54,66	50,90	51,46
Total	93,15	91,00	90,84	93,81	90,59	92,20
K	1,82	1,86	1,84	1,90	1,87	2,05
Ca	1,92	2,13	2,13	1,85	2,16	1,98
Sr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	1,00	1,06	1,02	1,00	0,96	1,07
SO	4,06	3,96	3,98	4,07	3,98	3,97
Summe	8,79	9,01	8,97	8,81	8,98	9,08

Tab. A-14: Mikrosondenanalysen von Polyhalit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 16 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Polyhalit							
Analyse	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7
K ₂ O	15,48	15,10	14,63	15,44	15,06	14,92	15,01
CaO	18,99	17,21	16,50	17,75	17,96	17,75	16,97
SrO	0,00	0,06	0,05	0,16	0,06	0,00	0,00
MgO	6,39	6,37	6,78	5,80	6,27	6,65	6,35
SO ₃	51,32	50,62	50,83	49,85	54,88	51,13	49,86
Total	92,19	89,35	88,78	89,00	94,23	90,45	88,18
K	2,04	2,03	1,97	2,10	1,90	1,98	2,05
Ca	2,10	1,95	1,87	2,03	1,90	1,98	1,95
Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,98	1,00	1,07	0,92	0,93	1,03	1,01
SO	3,97	4,01	4,03	4,00	4,07	4,00	4,01
Summe	9,08	9,00	8,93	9,06	8,80	8,99	9,01

Probe D 10 Polyhalit

Tab. A-15: Mikrosondenanalysen von Polyhalit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 16 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Polyhalit							
Analyse	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7
K ₂ O	16,31	15,46	15,68	14,82	15,86	15,82	15,24
CaO	18,18	18,76	19,39	19,08	18,09	19,47	18,38
SrO	0,21	0,01	0,00	0,14	0,15	0,17	0,22
MgO	6,91	6,38	6,49	6,47	6,69	6,86	6,87
SO ₃	52,33	52,11	53,03	53,47	53,20	51,52	50,10
Total	93,94	92,71	94,57	93,98	93,99	93,84	90,81
K	2,11	2,01	2,00	1,89	2,03	2,05	2,04
Ca	1,97	2,05	2,08	2,04	1,95	2,12	2,07
Sr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,04	0,97	0,97	0,96	1,00	1,04	1,07
SO	3,97	3,99	3,98	4,01	4,01	3,93	3,94
Summe	9,11	9,03	9,03	8,92	9,00	9,16	9,13

Probe D10 Glauberit

Tab. A-16: Mikrosondenanalysen von Glauberit in Gew.-% (oben), und Berechnung auf 8 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten).

Glauberit			
Analyse	D1	D2	D3
Na ₂ O	21,98	21,73	20,94
K ₂ O	0,16	0,07	0,06
CaO	21,11	20,41	20,61
MgO	0,09	0,15	0,03
SrO	0,05	0,05	0,01
SO ₃	55,26	56,46	55,90
Total	98,64	98,86	97,54
Na	2,02	1,98	1,93
K	0,01	0,00	0,00
Ca	1,07	1,03	1,05
Mg	0,01	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00
SO	1,97	1,99	1,99
Summe	5,08	5,01	4,98

Probe D 10 Coelestin*Tab. A-17: Mikrosondenanalysen von Coelestin in Gew.-% (oben) und berechnet auf 4 Sauerstoffatome pro Formeleinheit (unten)*

Coelestin								
Analyse	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8
SrO	52,21	49,49	52,60	51,03	48,99	48,99	51,98	53,95
BaO	2,80	4,39	1,05	2,07	4,12	4,12	1,60	0,45
CaO	0,22	0,15	0,39	0,16	0,16	0,16	0,14	0,33
SO ₃	45,69	44,96	43,46	44,34	44,99	44,99	44,66	46,43
Total	100,92	98,90	97,50	97,60	98,25	98,25	98,37	101,16
Sr	0,90	0,87	0,94	0,91	0,86	0,86	0,92	0,92
Ba	0,03	0,05	0,01	0,03	0,05	0,05	0,02	0,01
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
SO	1,02	1,02	1,01	1,02	1,03	1,03	1,02	1,02
Summe	1,96	1,95	1,98	1,96	1,95	1,95	1,96	1,96

A-3: Ionenchromatographie: Ergebnisse und Berechnungen

Tab. A-181: Auf Basis der IC-Analysen berechnete Ionengehalte; 1. Teil (Probe B 1 - B 35)

Proben Nummer	Tiefe [m]	NaCl [Gew.-%]	Mol-Verhältnis [Na/Cl] * 100	Br [µg / g (NaCl)]	Mg [mg / g (Probe)]	K [mg / g (Probe)]	Ca [mg / g (Probe)]	SO₄ [mg / g (Probe)]
B 1	0,4	96,60	100,00	132	1,21	3,81	3,80	18,21
B 2	2,2	96,90	100,00	130	0,82	2,55	2,75	12,08
B 3	3,8	97,50	100,50	123	0,73	2,29	2,26	10,81
B 4	9,2	96,80	100,10	123	0,78	2,33	2,82	12,31
B 5	9,8	95,40	100,70	110	1,50	4,72	4,69	22,81
B 6	10,9	94,40	100,60	139	1,96	6,17	6,17	29,57
B 7	13,4	98,90	100,60	132	0,06	0,15	0,34	0,93
B 8	15,3	99,50	100,50	131	0,10	0,26	0,23	0,96
B 9	16,5	99,10	100,70	129	0,14	0,40	0,15	1,02
B 10	16,7	93,50	100,50	83	2,91	5,71	6,10	34,04
B 11	22,0	96,50	100,60	145	0,09	0,09	5,37	13,10
B 12	22,5	98,70	99,70	121	0,75	2,30	2,39	11,08
B 13	22,8	95,70	99,40	117	0,12	0,14	14,04	34,53
B 14	24,8	96,10	99,70	130	0,07	0,14	13,98	34,64
B 15	25,7	97,80	99,70	132	1,06	3,31	3,34	15,85
B 16	25,8	96,30	99,00	119	0,08	0,14	12,51	30,98
B 17	25,8	96,30	99,50	126	0,12	0,15	11,79	29,34
B 18	27,5	96,90	99,50	119	0,20	0,17	9,75	23,98
B 19	27,6	97,40	99,70	120	0,06	0,17	8,92	22,25
B 20	30,2	94,90	100,20	136	0,02	0,12	10,45	27,78
B 21	30,5	97,20	99,70	137	0,11	0,30	8,95	22,32
B 22	30,7	94,60	99,50	126	2,41	7,52	7,72	38,34
B 23	31,0	95,70	100,40	172	0,02	0,16	8,33	22,05
B 24	31,3	95,70	99,90	120	1,98	6,17	6,26	31,03
B 25	31,6	99,40	99,80	143	0,08	0,23	4,09	9,76
B 26	31,9	96,90	99,70	138	0,08	0,20	10,25	25,39
B 27	32,2	96,20	100,10	116	0,97	3,10	3,59	17,51
B 28	32,9	99,30	99,10	128	0,12	0,40	3,21	7,98
B 29	33,1	95,80	99,50	133	0,13	0,42	12,42	31,40
B 30	33,6	99,70	100,20	223	0,06	0,27	1,73	3,72
B 31	33,9	96,10	99,80	148	0,02	0,22	7,13	18,68
B 32	34,4	96,60	99,80	120	0,07	0,33	11,43	28,41
B 33	34,8	98,80	99,60	204	0,08	0,27	5,60	13,40
B 34	35,0	99,30	99,50	124	0,06	0,24	3,09	7,21
B 35	35,3	95,70	99,70	129	0,03	0,19	8,03	21,23

Tab. A-192: Auf Basis der IC-Analysen berechnete Ionengehalte; 2. Teil (Probe B 36 - B 67)

Proben Nummer	Tiefe [m]	NaCl [Gew.-%]	Mol-Verhältnis [Na/Cl] * 100	Br [μg / g (NaCl)]	Mg [mg / g (Probe)]	K [mg / g (Probe)]	Ca [mg / g (Probe)]	SO ₄ [mg / g (Probe)]
B 36	38,5	95,30	100,50	127	1,23	3,96	5,26	22,26
B 37	40,4	94,20	100,40	170	1,23	4,00	9,03	31,33
B 38	43,3	91,00	100,50	137	0,04	0,16	22,29	55,13
B 39	50,6	95,20	100,70	106	0,20	0,55	9,80	25,61
B 40	53,1	96,30	100,20	133	0,77	2,43	3,75	14,57
B 41	53,4	95,90	101,00	107	1,44	3,98	3,81	22,34
B 42	56,3	95,90	100,60	110	1,24	3,28	4,19	18,82
B 43	59,2	96,70	100,20	132	1,14	1,96	2,34	13,55
B 44	65,2	98,70	100,60	132	0,11	0,15	0,39	1,02
B 45	73,5	96,00	100,50	135	1,01	2,99	3,84	16,49
B 46	75,2	96,60	100,40	130	0,92	2,84	3,23	14,48
B 47	80,2	95,40	100,50	121	1,60	4,90	5,21	24,57
B 48	86,3	96,20	100,70	128	1,08	3,32	3,49	16,34
B 49	92,0	97,40	100,60	126	0,73	2,17	2,15	10,28
B 50	97,2	96,50	100,50	129	1,12	3,34	3,50	16,64
B 51	100,8	96,00	100,60	129	1,21	3,89	4,54	23,22
B 52	101,5	95,60	100,80	148	1,31	4,23	4,39	23,54
B 53	113,8	95,90	100,80	112	1,25	3,99	4,31	22,90
B 54	132,0	96,50	100,80	126	0,07	0,19	7,40	20,66
B 55	134,7	96,40	100,90	107	0,54	1,73	5,21	18,92
B 56	144,4	94,20	100,50	80	0,97	3,08	9,47	34,14
B 57	155,6	95,00	100,50	92	0,07	0,07	10,79	29,48
B 58	164,7	97,80	100,50	97	0,00	0,05	4,25	11,03
B 59	164,9	96,00	101,00	91	0,04	0,06	8,11	21,96
B 60	171,5	92,50	100,50	64	0,03	0,17	18,79	52,17
B 61	174,0	90,40	100,90	83	0,09	0,23	22,59	63,06
B 62	177,6	94,40	100,40	102	0,04	0,26	12,31	33,93
B 63	179,8	94,00	100,70	104	0,06	0,95	13,50	39,04
B 64	189,7	95,40	100,80	88	1,27	4,18	5,16	25,20
B 65	189,8	81,10	100,40	76	3,49	11,28	33,74	125,57
B 66	205,8	94,80	100,60	105	0,03	0,11	11,03	30,19
B 67	206,0	95,20	100,90	113	0,02	0,11	10,42	28,72
Mittelwert		95,98	100,25	124	0,65	1,94	7,34	23,76
Max.		99,70	101,00	223	3,49	11,28	33,74	125,57
Min.		81,10	99,00	64	0,00	0,05	0,15	0,93

Tab. A-203: Berechnete Gehalte an Anhydrit, Polyhalit, (Anhydrit + Polyhalit) sowie der Nebenbestandteile und (NaCl + Nebenbestandteile) in Gew.-%; Teil I (Probe B 1- B 35). n.b. nicht berechnet

Proben Nummer	Tiefe [m]	Nebenbestandteile [Gew.-%]	NaCl und Nebenbestandteile [Gew.-%]	Anhydrit [Gew.-%]	Polyhalit [Gew.-%]	Anhydrit +Polyhalit [Gew.-%]
B 1	0,4	2,7	99,3	0	2,86	2,86
B 2	2,2	1,82	98,7	0	1,9	1,9
B 3	3,8	1,61	99,1	0	1,7	1,7
B 4	9,2	1,82	98,6	0,12	1,8	1,92
B 5	9,8	3,37	98,8	0	3,53	3,53
B 6	10,9	4,39	98,8	0	4,64	4,64
B 7	13,4	0,15	99,1	0,03	0,11	0,14
B 8	15,3	0,16	99,7	n.b.	n.b.	n.b.
B 9	16,5	0,17	99,2	n.b.	n.b.	n.b.
B 10	16,7	4,88	98,3	n.b.	n.b.	n.b.
B 11	22	1,87	98,4	1,79	0,07	1,86
B 12	22,5	1,65	100,3	0	1,74	1,74
B 13	22,8	4,88	100,6	4,72	0,11	4,83
B 14	24,8	4,88	101	4,7	0,1	4,81
B 15	25,7	2,36	100,1	0	2,49	2,49
B 16	25,8	4,37	100,7	4,2	0,11	4,31
B 17	25,8	4,14	100,4	3,95	0,12	4,07
B 18	27,5	3,41	100,3	3,25	0,13	3,38
B 19	27,6	3,14	100,5	2,97	0,13	3,1
B 20	30,2	3,84	98,8	3,53	0,05	3,58
B 21	30,5	3,17	100,4	2,93	0,23	3,17
B 22	30,7	5,6	100,2	0,01	5,8	5,8
B 23	31	3,06	98,7	2,8	0,06	2,86
B 24	31,3	4,54	100,2	0	4,71	4,71
B 25	31,6	1,42	100,8	1,22	0,18	1,4
B 26	31,9	3,59	100,5	3,41	0,16	3,57
B 27	32,2	2,52	98,8	0,14	2,39	2,53
B 28	32,9	1,17	100,4	0,86	0,3	1,16
B 29	33,1	4,44	100,3	4,08	0,32	4,4
B 30	33,6	0,58	100,3	0,39	0,16	0,55
B 31	33,9	2,6	98,7	2,4	0,06	2,45
B 32	34,4	4,02	100,6	3,81	0,17	3,97
B 33	34,8	1,94	100,8	1,71	0,21	1,92
B 34	35	1,06	100,4	0,88	0,16	1,04
B 35	35,3	2,95	98,7	2,69	0,08	2,77

Tab. A-214: Berechnete Gehalte an Anhydrit, Polyhalit, (Anhydrit + Polyhalit) sowie der Nebenbestandteile und (NaCl + Nebenbestandteile) in Gew.-%; Teil 2 (Probe B 36 – 67), n.b. nicht berechnet

Proben Nummer	Tiefe [m]	Nebenbestandteile [Gew.-%]	NaCl und Nebenbestandteile [Gew.-%]	Anhydrit [Gew.-%]	Polyhalit [Gew.-%]	Anhydrit + Polyhalit [Gew.-%]
B 36	38,5	3,27	98,6	0,4	3,05	3,45
B 37	40,4	4,56	98,8	1,68	3,06	4,74
B 38	43,3	7,76	98,7	7,52	0,1	7,62
B 39	50,6	3,62	98,8	3,14	0,43	3,56
B 40	53,1	2,15	98,5	0,38	1,87	2,25
B 41	53,4	3,16	99,1	0	2,86	2,86
B 42	56,3	2,75	98,7	0,28	2,53	2,81
B 43	59,2	1,9	98,6	n.b.	n.b.	n.b.
B 44	65,2	0,17	98,9	0,04	0,11	0,16
B 45	73,5	2,43	98,4	0,26	2,3	2,56
B 46	75,2	2,15	98,8	0,07	2,19	2,26
B 47	80,2	3,63	99	0,06	3,78	3,84
B 48	86,3	2,42	98,6	0,01	2,56	2,56
B 49	92	1,53	98,9	0	1,61	1,61
B 50	97,2	2,46	99	0,02	2,58	2,6
B 51	100,8	3,29	99,2	0,19	3	3,19
B 52	101,5	3,35	98,9	0,07	3,25	3,32
B 53	113,8	3,25	99,1	0,07	3,08	3,15
B 54	132	2,83	99,3	2,45	0,15	2,59
B 55	134,7	2,64	99	1,17	1,33	2,5
B 56	144,4	4,77	98,9	2,15	2,38	4,52
B 57	155,6	4,04	99	3,64	0,05	3,69
B 58	164,7	1,53	99,4	1,44	0,01	1,45
B 59	164,9	3,02	99	2,73	0,05	2,78
B 60	171,5	7,12	99,6	6,35	0,08	6,43
B 61	174	8,6	98,9	7,59	0,17	7,77
B 62	177,6	4,65	99	4,14	0,1	4,24
B 63	179,8	5,35	99,4	n.b.	n.b.	n.b.
B 64	189,7	3,58	98,9	0,33	3,16	3,48
B 65	189,8	17,41	98,5	7,56	8,65	16,2
B 66	205,8	4,14	99	3,71	0,07	3,79
B 67	206	3,93	99,2	3,52	0,05	3,57
Mittelwert		3,37	99,3	1,75	1,36	3,12
Max.		17,41	101	7,59	8,65	16,2
Min.		0,15	98,3	0	0	0,16

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere, dass ich die Masterarbeit selbstständig verfasst, andere, als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe.