

universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

“Struktur und Entstehung eines jurassischen
allochthonen Salzkörpers der "Wurzer Diapir"

Neukartierung eines Teilabschnittes des Kartenblatt 98-
Liezen (Nördliche Kalkalpen, Österreich)”

verfasst von / submitted by

Maditha Kurz, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2022 / Vienna 2022

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

A 066 815

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

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

Univ. Prof. Mag. Dr. Bernhard Grasemann

Mitbetreut von / Co-Supervisor:

Lic. Dr. Oscar Fernandez Bellon

Erklärung

Ich erkläre eidesstattlich, dass ich die Arbeit selbständig angefertigt, keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt und alle aus ungedruckten Quellen, gedruckter Literatur oder aus dem Internet im Wortlaut oder im wesentlichen Inhalt übernommenen Formulierungen und Konzepte gemäß den Richtlinien wissenschaftlicher Arbeiten zitiert, durch Fußnoten gekennzeichnet bzw. mit genauer Quellenangabe kenntlich gemacht habe. Diese schriftliche Arbeit wurde noch an keiner anderen Stelle vorgelegt.

Ort/Datum/Unterschrift

I. Danksagungen

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mich während der Datenaufnahme und Auswertung, wie auch dem Schreiben dieser Masterarbeit unterstützt und motiviert haben.

Zuerst möchte ich mich herzlich bei Bernhard Grasemann bedanken, der meine Masterarbeit betreute und mir die Unterstützung durch die Geologische Bundesanstalt ermöglicht hat. Er hat all meine Fachfragen beantwortet, viele Diskussionen mit mir geführt und hat damit ganz wesentlich zum Gelingen der Masterarbeit beigetragen. Des Weiteren war er mehrere Tage mit mir im Feld und hat mir problematische Stellen nähergebracht und Zusammenhänge erklärt.

Mein Zweitbetreuer Oscar Fernandez hat mit mir mehrmals die Theorie um die Entstehung des Salzdiapirs diskutiert und mich fachlich bei der Auswertung der Daten unterstützt. Darüber hinaus hat er mich ebenfalls einige Tage bei den umfangreichen Feldarbeiten begleitet, wofür ich ihm sehr dankbar bin. Nicht zuletzt auch für die Chance, erste Daten meiner Arbeit im Rahmen der AAPG 2021 vorzustellen.

Die Idee zu dem Thema meiner Masterarbeit brachte mir Philipp Strauss während meines vorhergehenden Praktikums unter seiner Leitung näher und führte mich in die Grundsätze der Salztektonein. Sehr dankbar bin ich Herrn Strauss auch für die ausgezeichnete Einführung in die Geologie im Arbeitsgebiet und für die zahlreichen fachlichen Diskussionen der erhobenen Daten.

Ebenfalls danken möchte ich Herrn Krenmayr und der Geologischen Bundesanstalt Österreichs. Der mir angebotene Werkvertrag ermöglichte mir die wesentliche Finanzierung meiner Masterarbeit. Darüber hinaus möchte ich mich für die Veröffentlichung der durch die Zusammenarbeit erhaltenen Ergebnisse im kommenden Jahrbuch bedanken.

Einen besonderen Dank schulde ich Herrn Jäger von der Österreichischen Bundesforste, mit dem ich einen sehr kundigen und hilfreichen Unterstützer vor Ort gefunden hatte. Er hat mich in das Gebiet eingewiesen, mir einen formidablen Zugang zu den nicht öffentlichen Forstwegen gegeben und den Kontakt zum lokalen Kalksteinbruch der Firma Bernegger GmbH hergestellt.

Bei meiner Familie bedanke ich mich für die jahrelange Unterstützung, und dass sie mir das Studium in Wien ermöglicht haben. Speziell auch in der Phase der Masterarbeit erhielt ich großartige Unterstützung und Rückhalt.

II. Abstract

The area surrounding the Wurzeralm has been investigated several times in the past 100 years, due to its complicated geology. Already Geyer (1913) struggled to classify the structures in this area and hence left the interpretation of it rather open. Due to the position of the Lower Triassic Haselgebirge located on Upper Triassic and Jurassic units, not only Ottner (1990) interpreted the Haselgebirge as a slip unit that moved southward over the Dachstein Nappe to its present position. Publications such as those of Granado et al. (2019) and Fernandez et al. (2021) suggest that salt tectonics plays an increasingly important role in the formation of the Northern Calcareous Alps (NCA) and that these processes may have been misinterpreted due to prevailing models such as the “Gleittektonik” model of Tollmann (1981). One of these misinterpreted sliding unit is the "Wurzer Diapir".

The Haselgebirge of the "Wurzer Diapir" was formed in the Upper Permian. The Werfen Beds were sedimented above. The Wurzer Diapir as well as other diapirs, e.g. the Hallstatt Diapir, are surrounded by Upper Triassic carbonates such as the Dachstein Limestone, which is several hundreds of meters thick (Fernández *et al.*, 2021). During the deposition of the Dachstein Limestone, the Haselgebirge made its way towards the seafloor due to gravitational forces, resulting from the loading. In the process, Hallstatt Limestone components from the Middle Triassic, which had been sedimented below the Dachstein Limestone, were also transported upwards and can be found in the Rofan Breccia today. In the Lower Jurassic, various basin sediments were deposited. In the Upper Jurassic, sedimentation of the Ruhpolding Formation followed on the Dachstein Limestone as well as on the Haselgebirge. The Haselgebirge then outcropped on the southern flank of the Diapir, in the Upper Jurassic. Indicators are on the one hand the stretching lineation in N-S direction, which can still be found in the Haselgebirge today, and on the other hand the existing shear sense indicators (e.g. winged inclusions, clay clasts with sigmoidal shape, Quarter Fold) with top to S to SE direction, which is the opposite to the direction that would indicate “Gleittektonik” (Tollmann, 1981). As a result of this reactivation, the Diapir rose especially in the north, enabling shallow water facies Plassen Limestone to be deposited there, and the Oberalm Formation (basin facies) further south in the centre of the area. Late Jurassic transpression at the passive margin may have served as the mechanism of extrusion of the salt (Frank & Schlager, 2006). Looking at the area today, it is particularly noticeable that the Upper Triassic Dachstein Limestone and the Upper Jurassic formations (Plassen Limestone and Oberalm Formation) are now at the same level. This leads to the assumption of a post-Jurassic collapse of the diapir due to the dissolution of the salt, which especially caused the above, the salt dome deposited formations to sag significantly downwards. Sedimentary breccias in the west, such as the Rofan Breccia, which contains components of the Hallstatt Limestone and the Jurassic Limestones, are evidence for the model of a "Wurzer Diapir" (Ottner, 1990).

III. Zusammenfassung

Das Gebiet um die Wurzeralm wurde im Laufe der letzten 100 Jahre aufgrund seiner komplizierten Geologie immer wieder neu untersucht. Schon Geyer (1913) wusste die Strukturen in diesem Gebiet nicht recht einzuordnen und lies die Interpretation offen. Aufgrund der Position des untertriassischen Haselgebirges auf obertriassischen und jurassischen Einheiten interpretierte nicht zuletzt Ottner (1990) das Haselgebirge als Gleitscholle, die sich Richtung Süden über die Dachstein-Decke auf die heutige Position bewegte. Jedoch ist heute durch wissenschaftliche Arbeiten wie die von Granado et al. (2019) und Fernandez et al. (2021) bekannt, dass Salztektone eine wichtige Rolle in der Bildung der Nördlichen Kalkalpen (NKA) spielte und diese Prozesse aufgrund vorherrschender Modelle wie dem des Gleittektonik Modells von Tollmann (1981) eventuell falsch interpretiert wurden. Eine dieser fehlinterpretierten Gleitschollen ist der „Wurzer Diapir“.

Das Haselgebirge des „Wurzer Diapirs“ wurde im Oberperm abgelagert. Darüber bildeten sich die sogenannten Werfener Schichten. Der Wurzer Diapir und auch andere Diapire wie der Hallstätter Diapir sind von obertriassischen Karbonaten umgeben. Ein Beispiel hierfür ist der Dachsteinkalk, der einige Hunderte Meter an Mächtigkeit aufweist. Während der Ablagerung des Dachsteinkalks bahnte sich die Haselgebirgsmasse infolge gravitativer Auflast einen Weg in Richtung Oberfläche (Fernández *et al.*, 2021). Dabei wurden auch Hallstätter Kalk-Komponenten nach oben transportiert, die unterhalb des Dachsteinkalks sedimentiert wurden. Diese können heute als Komponenten in der Rofanbrekzie gefunden werden. Im Unterjura lagerten sich dann diverse Beckensedimente ab. Im Oberjura folgte die Sedimentation der Ruhpolding-Formation auf dem Dachsteinkalk wie auch auf dem Haselgebirge. Später kam es dann zum Austritt des Haselgebirges an der Südflanke des Diapirs. Anzeiger hierfür sind die im Haselgebirge anzutreffenden Streckungslineationen in Nord(N)-Süd(S)-Richtung und die vorhandenen Schersinnindikatoren (z.B. *winged inclusions*, Tonklasten mit sigmoidaler Form, *quarter folds*) mit Top nach S bis Südost (SE), was entgegen der Richtung ist, die für Gleittektonik sprechen würde (Tollmann, 1981). In Folge der Reaktivierung erhob sich der Diapir besonders im Norden, wodurch sich dort dann flachwasserfazieller Plassenkalk ablagern konnte und weiter südlich in der Mitte des Gebietes die Oberalm-Formation (beckenfaziell). Als Mechanismus der Extrusion des Salzes könnte die spätjurassische Transpression gedient haben (Frank & Schlager, 2006). Schaut man sich das Gebiet heute an, so fällt besonders auf, dass der obertriassische Dachsteinkalk und die Oberjuraformationen (Plassenkalk und Oberalm-Formation) auf demselben Niveau liegen. Was zur Annahme eines postjurassischen Kollapses des Diapirs in Folge von Salzlösung führt, wodurch die Formationen, die sich insbesondere oberhalb des Salzstockes ablagerten, stark nach unten absackten. Auch sedimentäre Brekzien wie die Rofanbrekzie im Westen (W), die Komponenten des Hallstätter Kalks und der Jurakalke enthält, sind ein Beweis für den „Wurzer Diapir“ (Ottner, 1990).

IV. Inhaltsverzeichnis

II. Abstract	i
III. Zusammenfassung.....	ii
1. Einleitung.....	1
2. Genese der lithostratigraphischen Einheiten	2
2.1 Perm	2
2.1.1 Oberperm	3
2.2 Trias.....	4
2.2.1 Untertrias.....	5
2.2.2 Mitteltrias	6
2.2.3 Obertrias	7
2.3 Jura.....	8
2.3.1 Unterjura (Lias)	9
2.3.2 Mitteljura (Dogger)	10
2.3.3 Oberjura (Malm)	11
3. Ostalpines Deckensystem.....	16
4. Salztektunik.....	18
4.1 Formen der Mobilisierung von Salzstrukturen	18
4.2 Beziehung zwischen einer Salzstruktur und dem Deckgebirge.....	19
4.3 Mobilisierung eines „Salt Sheets“	21
5. Methoden und Daten.....	22
5.1 Kartierung.....	22
5.2 Erstellung der Geologischen Karte.....	22
5.3 Erstellung eines Profils	25
6. Beobachtungen, Auswertungen und Ergebnisse der erhobenen Daten.....	27
6.1 Geländedokumentation der Raumorientierung und des sedimentären Lagenbaus der lithostratigraphischen Einheiten.....	27
6.1.1 Evaporitkörper und Werfener Schichten.....	27
6.1.2 Evaporitkörper unterlagernde Formationen.....	47
6.1.3 Evaporitkörper überlagernde Formationen	61
6.2 Strukturgeologie	70
6.3 Neues Kartenmodell im Bereich Wurzeralm	79

6.4	Geologische Profile	81
6.5	Konzeptuelles Modell der Paläorekonstruktion des Salzdiapirs	83
7.	Diskussion	85
7.1	Gleittektonik versus Salztektionik	85
7.2	Vergleich des Wurzer Diapirs mit dem Hallstätter Diapir	89
7.3	Was dies über die Geodynamik in den östlichen Kalkalpen aussagt.....	91
8.	Konklusion	91
9.	Literaturverzeichnis.....	92
10.	Bilderverzeichnis.....	98
11.	Tabellenverzeichnis.....	105

1. Einleitung

Das in dieser Masterarbeit untersuchte Gebiet um die Wurzeralm und Hintersteinalm, das im Kartenblatt ÖK 50, 98-Liezen abgebildet ist, wurde bereits von Franz Ottner im Rahmen seiner Dissertation 1990 kartiert (Ottner, 1990). Die geologische Interpretation von Ottner basiert auf dem Modell der jurassischen Gleittektonik von Tollmann (1981). Dieses beschreibt das Eingleiten einer aus dem Süden (S) kommenden Deckscholle, die am Tethys-Schelf abgelagert wurde. Diese Scholle soll nach Ottners Theorie über die Dachstein-Decke gegliedert und dann in einem sedimentären Becken zum Erliegen gekommen sein (Ottner, 1990). Neuere strukturgeologische Untersuchungen von Granado und Fernández stellen dieses Modell infrage und interpretieren die Kartierung und die Profile mit der synsedimentären-Entwicklung eines evaporitischen Diapirs (Granado *et al.*, 2019; Fernández *et al.*, 2021). Aufgrund der Besonderheit der scheinbaren synklinalen Position des Haselgebirges (Oberperm) innerhalb der Dachstein-Decke (Untertrias) wurde dieses Gebiet im Sommer 2020 neu kartiert und es wurden Profilschnitte angefertigt, in denen auch die Arbeit von Ottner (1990) einfluss.

Das für die Masterarbeit kartierte Untersuchungsgebiet befindet sich in Oberösterreich an der Grenze zur Steiermark. Es gehört zum Bezirk Kirchdorf und zur Gemeinde Spital am Phyrn. Die Daten dieser Arbeit wurden im Bereich um die Wurzeralm und deren umliegende Almen: der Gameringalm, der Plimalm, der Hintersteinalm und der Hasneralm gesammelt. Das Gebiet erstreckt sich von Nord nach Süd über eine Länge von 7 km (Profil 1) und von West nach Ost über eine Länge von 3 km (Profil 2). Somit umfasst es eine Fläche von 21 km² und befindet sich als Teil des Juvavischen Deckensystems am östlichen Rand der Dachstein-Decke des Ostalpins. Das Arbeitsgebiet liegt in den Nördlichen Kalkalpen und wird durch die folgenden Punkte begrenzt: am nördlichen Rand durch die Rote Wand (1.872 m) und den Mitterberg (1.695 m); im Osten (E) durch die Stubwiesenwipfel (1.786 m), das Schwarzeck (1.537 m) und die Standseilbahn der Wurzeralm (1.400 m); im Süden durch den Brunnstein (1.281 m), den Gschwandgraben (1.234 m) sowie die Hintersteiner Alm (1.029 m) und schließlich im Westen (W) durch das Losegg (Jagdhütte, 1.500 m), die Dachsteinkalkwand (1.500 m) oberhalb der Hasneralm (1.285 m) sowie das Frauenkar (1.850 m) und den Brunnsteiner See (1.430 m) (Moser *et al.*, 2013-2014). Die folgende Arbeit ist in sieben Hauptkapitel untergliedert. Am Anfang steht die Einteilung der im Gebiet vorkommenden lithostratigraphischen Einheiten, deren Genese und zeitliche Zuordnung. Im darauffolgenden Kapitel werden die von Ottner (1990) unterschiedenen Deckensysteme behandelt und anhand der Formationen und Merkmale weiter unterteilt. Anschließend folgt ein kurzer Einblick in die Salztekonik und deren verschiedene Formen der Mobilisierung, wie auch in die Bildung eines Salzkörpers. In Kapitel fünf werden die zur Kartierung und Auswertung verwendeten Methoden näher erläutert. Anschließend werden die ausgewerteten Daten des neu erstellten Kartenblattes, die geologischen Profile und ein konzeptuelles Evolutionsmodell des Diapirs vorgestellt. Im vorletzten Kapitel werden die ausgewerteten Daten aufbereitet und diskutiert. Zum einen wird das neue Modell der Salztekonik mit dem der Gleittektonik sowie mit dem des Hallstätter Diapirs verglichen. Zum anderen wird darüber diskutiert, was dieses Modell für die Geodynamik der Nördlichen Kalkalpen zu bedeuten hat. Abschließend folgt die Konklusion mit einer kurzen Zusammenfassung der Arbeit.

2.1.1 Oberperm

Im Oberperm lagerte sich das Haselgebirge ab. Die idealen Bedingungen für den alpinen Sedimentationszyklus boten das heiße, aride Klima und die nach Überflutungen entstandenen ausgeprägten Flachwasserbereiche (Fuchs, 1985; Schuster & Stüwe, 2010).

Haselgebirge

Das Haselgebirge stellt die im Gebiet älteste lithostratigraphische Einheit dar und entstand durch die Eindampfung hypersalinen Meerwassers (Tollmann, 1976). Die Bildung des Hypersalinenmeeres kann durch das Entstehen einer Barre (eine Erhöhung, die den Flachwasserbereich vom Tiefwasserbereich trennt) oder eines Lagunenbereichs erfolgen (Wessely, 2006; Capitanio *et al.*, 2006). Die Voraussetzung für die Ausfällung und Anreicherung der evaporitischen Abfolge sind: aride Bedingungen und minimaler Frischwasserzufluss, die den Motor zur Verdampfung des Wassers bilden (Tollmann, 1976; Tollmann, 1981; Wessely, 2006). Die Ausfällung läuft in folgender Reihenfolge ab: Kalk, Gips und Anhydrit, Steinsalz sowie Kalisalz (Abb. 2) (Capitanio *et al.*, 2006).

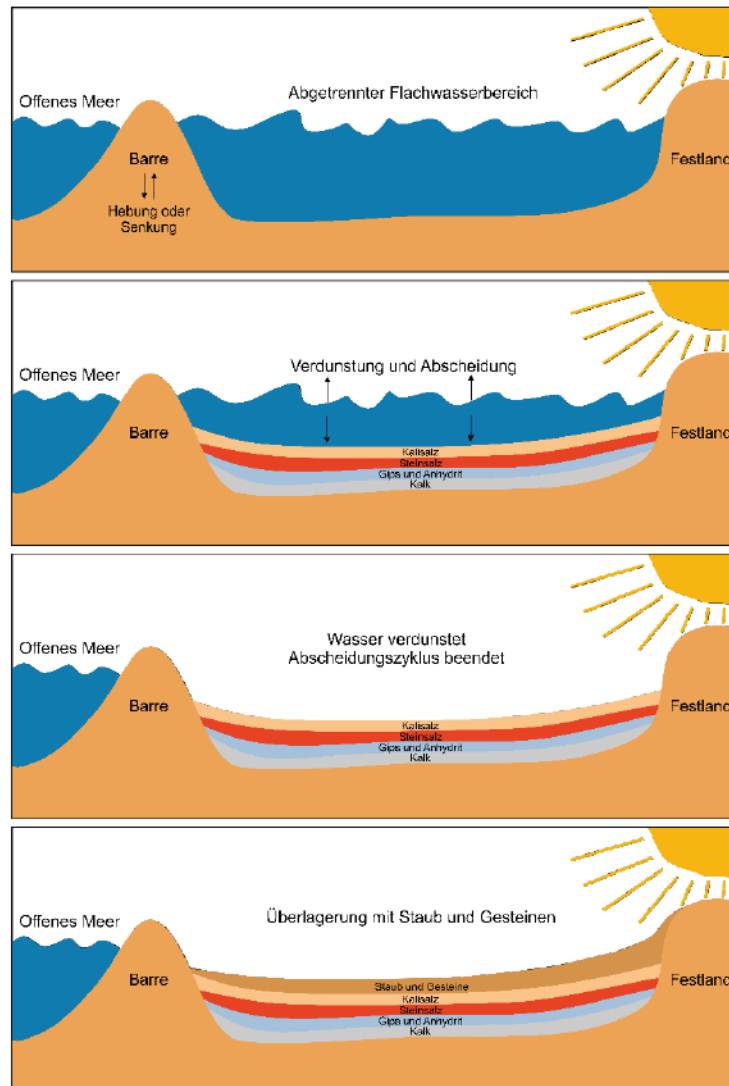


Abbildung 2: Entstehung einer evaporitischen Abfolge, erstellt nach der Abbildung von Capitanio (Capitanio *et al.*, 2006).

Das Haselgebirge verteilt sich im Grunde über das gesamte Arbeitsgebiet und bildet zusammen mit den Werfener Schichten die Hallstätter-Deckscholle (Wessely, 2006). Neben Gips und Anhydrit beschreibt Ottner auch bunte Tone und Verwitterungsprodukte im Liegenden des Haselgebirges. Ottner konnte im Untersuchungsgebiet kein anstehendes Salz finden. Hauenschild (1871) jedoch erwähnt salzhaltige Gipsquellen im Gipsgraben im Osten des Untersuchungsgebiets. Im Süden sind teils Meter mächtige Steilhänge von Gips aufgeschlossen. Diese sind Relikte des Gipsabbaus der Firma Knauf (Hauenschild, 1871; Ottner, 1990). Aufgeschlossenen Gips trifft man meist mit einer gut ausgebildeten Foliation und Lineation an, dies kann ein Beleg für die sedimentäre Ablagerung sein (Wessely, 2006). Das Haselgebirge ist in manchen Teilen stark brekziös mit verschiedenen großen Komponenten, die schlecht gerundet sind. Die Farbe des Gipses variiert zwischen weißer (Abb. 3 A) und roter bis oranger Färbung (Abb. 3 B bis D). Geomorphologisch kann man den Gips anhand von Dolinen und Kuppen kartieren, auch bildet er steile Hänge, an denen es zu Erdrutschen (Murgang) kommen kann (Ottner, 1990). Das Haselgebirge ist teils nicht nur mit den Werfener Schichten vermischt, sondern im Süden auch mit Kalken der Ruhpolding-Formation. Die Ruhpolding-Formation wurde von Ottner unterhalb wie auch oberhalb des Gipses angetroffen (Ottner, 1990).

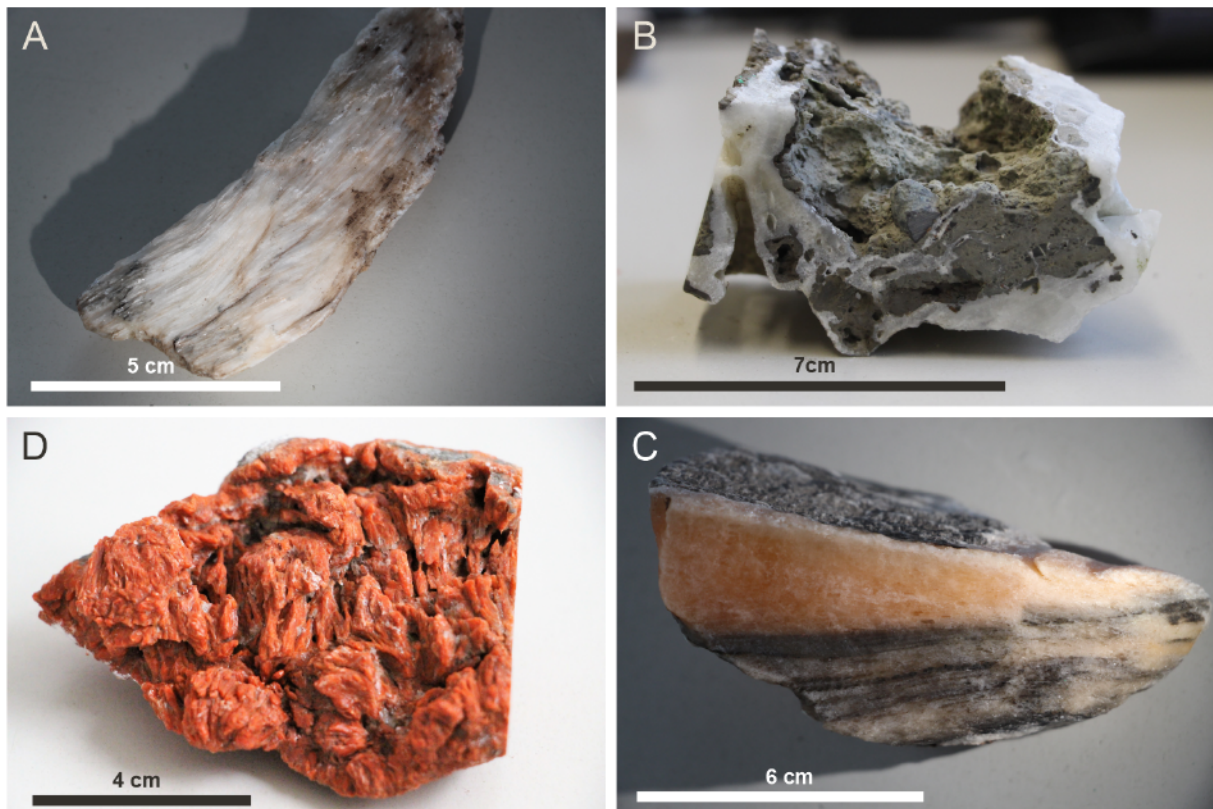


Abbildung 3: Gips und Polyhalit in verschiedenen Variationen: A weißer, faseriger Gips (asbestartig). B Weißer Gips mit toniger Brekzie. C Orange-roter Polyhalit. D Oranger bis weißer, gut laminiertes Gips.

2.2 Trias

Ozean und der westlich gelegene Meliata-Ozean (Abb. 4) (Tollmann, 1987; Haas *et al.*, 1995). Dadurch kam es zur Bildung mächtiger neuer Karbonat- und Riffplattformen (Schuster & Stüwe, 2010).

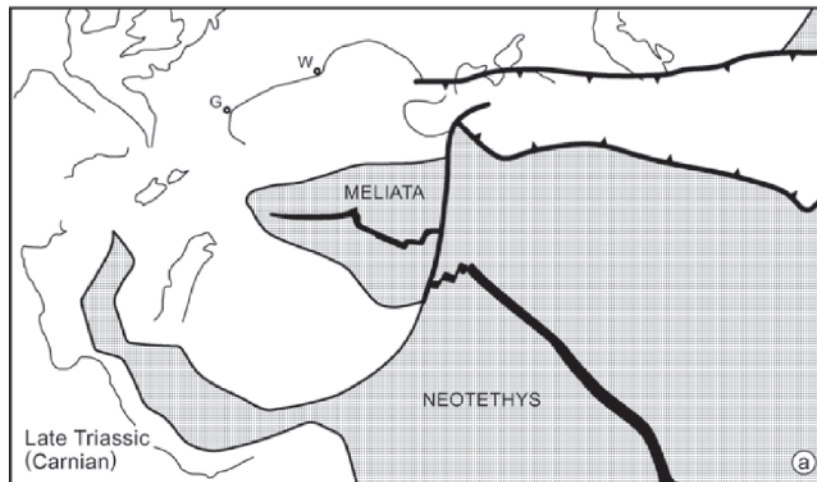


Abbildung 4: Abbildung der Späten-Trias zur Bildung des Meliata-Ozeans und Arms der Neotethys (Schmid *et al.*, 2004)

2.2.1 Untertrias

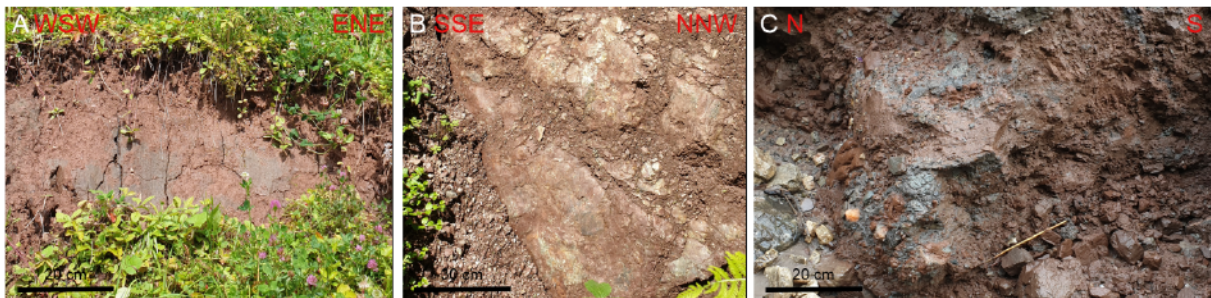
Die Untertrias zeichnet sich aufgrund nur geringer Wassermassen (passiver Kontinentalrand) vor allem durch die seichtmarine Ablagerung von Tonen, Sanden und Schlammern aus (Bryda G. *et al.*, 2013).

Werfener Schichten

Die Werfener Schichten sind die direkt auf dem Haselgebirge auflagernden und zeitlich gesehen die nächstjüngeren lithostratigraphischen Einheiten. Das Ablagerungsmilieu der Werfener Schichten wird nach dem Kalkgehalt unterschieden (Wessely, 2006). So bildeten sich Werfener Kalke bei zunehmender Wassertiefe und Werfener Schiefer, welcher kalkärmer ist, bei niedrigerem und abnehmendem Wasserstand in nur wenigen hundert Metern Tiefe. Grundsätzlich lagerten sich die Werfener Schichten in einem ariden Klima in subtidalen Seichtwasserbereichen ab, die Gezeiten-, Sturm- und Schönwetterphasen ausgesetzt waren (Tollmann, 1976; Wessely, 2006; Krainer & Vachard, 2011). Dies lässt sich anhand von Rippelmarken, Spurenfossilien, Organismenresten, Abdrücken und Steinkernen von Muscheln und Schnecken ausmachen (Krainer & Stingl, 1986; Rupp, 2011). Fossile Regentropfen geben einen Hinweis auf den Gezeitenbereich und vorübergehendes Trockenliegen der Werfener Schichten (Wessely, 2006; Krainer & Vachard, 2011). Die Werfener Schichten befinden sich an der Perm-Trias-Grenze. Es wurde eruptives Material nachgewiesen, das laut Cornelius diabasischen Ursprungs sein könnte und Hinweis auf das große Perm-Trias-Massenaussterben

gibt. Charakteristisch ist zudem, dass die Werfener Schichten nur wenige Fossilien enthalten (Cornelius, 1952).

Lokal gibt es keine eindeutige sedimentäre Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem Gips, da sie stark verzahnt anzutreffen sind. Aufgrund eines hohen Hämatitanteils haben die Werfener Schichten einen starken Rotton (Abb. 5 A-C), der auch im Boden zu einer Farbveränderung führt. Aufgrund der in den Werfener Schichten enthaltenen Glimmerpartikel ist er aufgeschlossen leicht von dem ebenfalls roten Ruhpoldinger Radiolarit zu unterscheiden. Ottner verweist außerdem auf große Vernässungsflächen hin, die zur Bildung von Mooren und Feuchtgebieten führten, die aufgrund der wasserundurchlässigen Tone Hinweise darauf geben, wo sich die Werfener Schichten im Untergrund befinden (Ottner, 1990).



2.2.2 Mitteltrias

Die lithostratigraphischen Einheiten der Mitteltrias sind im kartierten Arbeitsgebiet nicht als anstehende Einheit anzutreffen, sondern nur als Komponenten in der Rofanbrekzie enthalten (Ottner, 1990). In Folge des ozeanischen *rifting* bildete sich in der Mitteltrias der Vardar-Ozean (Haas *et al.*, 1995). Durch den Meeresspiegelanstieg endete die siliziklastische Schüttung. Im Anschluss daran setzte die Bildung teils großmächtiger, evaporitischer Karbonatplattformen ein, wie der Reichenhall- und Steinalm-Formation. Zeitgleich kam es zu einer Zunahme von Meeresschlamm mit planktonischen Elementen. In den flachmarinen, Gezeiten beeinflussten Bereichen bildeten sich neben den großen Karbonatplattformen auch beckenfazielle Karbonate, wie der Gutensteiner Kalk. Ende der Mitteltrias bildeten sich die größten karbonatischen Plattformen (z. B. Wettersteinkalke/-dolomite) mit Mächtigkeiten bis zu 2000 m (Wessely, 2006).

Hallstätter Kalk

Die Hallstätter Kalke sind ammonitenreich und variieren in der Beschaffenheit und der Färbung stark. Sie wurden zwischen der Mitteltrias und Obertrias abgelagert. Rupp (2011) nennt als Ausgangsmaterial für die Hallstätter Kalke Tiefseeschlamm und Kalkschlamm, die weit ab von Riffen entstammen (Rupp, 2011). Nach Mandl (1984, 2000) wurde der Hallstätter Kalk über einer submarinen Schwellenzone gebildet (Mandl, 2000). Außerdem sind die Hallstätter Kalke die in den Kalkalpen fossilienreichsten Kalke (Moosleitner, 2004; Rupp, 2011). Ottner

(1990) stellte außerdem fest, dass sich einige Komponenten des Hallstätter Kalks in der Rofanbrekzie befinden.

2.2.3 Obertrias

Im späten Norium begannen sich im äußeren Gürtel der Hauptdolomit-Fazieszone Karbonatplattformen in Form von Extensionsbecken zu bilden. Der terrigene Eintrag stieg aufgrund der damaligen Temperaturzunahme stark an. Infolge nahmen die biogene Karbonatproduktion und damit die Akkumulationsrate ab. Durch zunehmende Subsidenz, aufgrund des ozeanischen *riftings*, kam es zur Bildung eines großen Beckens (Kössener Becken) hinter der stabilen inneren Zone der Dachsteinkalkplattform (Haas *et al.*, 1995).

Dachsteinkalk

Der heute über mehrere zehn bis hundert Meter mächtige, in den Kalkalpen anzutreffende Dachsteinkalk begann sich im Karnium geringmächtig abzulagern und erlangte im Norium die höchste Mächtigkeit (Haas, 1988). Der für den Dachsteinkalk optimale Ablagerungsraum war flachmarin und wahrscheinlich hinsichtlich der Fossilien an der Rückseite eines Riffs oder an einer an einem Riffgürtel befindlichen Lagune gelegen (Tollmann, 1976). Dessen zyklische Sedimentation lässt sich anhand des von Fischer 1964 eingeführten „Lofer-Zyklus“ näher beschreiben (Fischer, 1964). Die verschiedenen Zyklen sind im Juvavikum am ausgeprägtesten, Wessely (2006) beschreibt diese wie folgt:

Horizont A

Die Dachsteinkalkbrekzie bildet sich über dem Meeresspiegel im sogenannten Gezeitenbereich. Sie entstand durch Erosion in Verbindung mit chemischen Lösungsvorgängen, wodurch es zur Bildung einer kalkig tonigen Matrix mit Karbonatgeröllen als Erosionsmaterial kam. Sie ist gering mächtig und wird supratidal gebildet. Aufgrund von Phasen mit Wasserbedeckung kam es zu schichtparallelen Lösungsräumen in den Dachsteinkalkbrekzien. Charakteristisch sind hierbei die mit Horizont C verfüllten Lösungsräume (Tollmann, 1976; Wessely, 2006).

Horizont B

Beim Algenlaminit des Dachsteinkalks handelt es sich um einen, zeitweise überfluteten Bereich (Watt oder Hochwatt), der aus mächtigen kalkigen, dolomitischen Millimeterrhythmen besteht. Dieser ist reich an Fossilien und hat mit Kalzit verfüllte Porenräume und Trockenrisse. Er erreicht eine Mächtigkeit von 10-50 cm und entsteht intertidal (Tollmann, 1976; Wessely, 2006).

Horizont C

Der Megalodonten reiche Dachsteinkalk befindet sich im Hangenden und wurde in einem permanent wasserbedeckten Bereich (subtidal) gebildet. Er ist feinkörnig und reich an Fauna mit bspw. Gastropoden und Echinodermen (Zapfe, 1957; Tollmann, 1976; Wessely, 2006).

Es können Horizonte bei der Bildung ausbleiben oder sich wiederholen (Zankl, 1967).

Farblich ist er schwer von anderen Kalken zu unterscheiden, da er wie die meisten Kalke im Gebiet über eine hell- bis dunkelgraue Matrix verfügt (Abb. 6 A). Außer großen Megalodonten, die in Zyklus C anzutreffen sind, sind lokal im Dachsteinkalk nur wenige makroskopische

Fossilien beinhaltet. Markant sind die mit Calcit verfüllten Spalten und Risse (Abb. 6 B u. C), wie auch die mit rotem Jurakalk (Abb. 6 C) und Brekzien (Abb. 6 B) verfüllten Lösungsräumen, die in Zyklus A enthalten sind (Fischer, 1964).

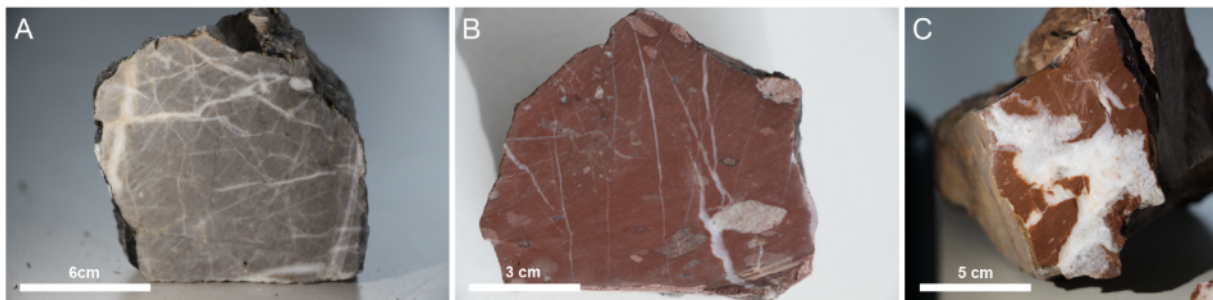


Abbildung 6: Dachsteinkalk in den verschiedenen Formen. A Dachsteinkalk des Lofer-Zyklus C mit weißen Calcitadern in Lösungsräumen und Bruchstellen. B Roter, brekziöser, matrixgestützter Jurakalk aus Lösungsräumen des Dachsteinkalks. C Roter Jurakalk mit Calcitadern.

2.3 Jura

Pangäa zerfiel, der Penninische Ozean (Alpine Tethys) öffnete sich und es entwickelte sich nach Schuster und Stüwe (2010) eine Subduktionszone oder es kam nach Frank und Schlager (2006) zu einer transpressiven Krustendeformation. Nach dem Modell von Schuster und Stüwe (2010) wurde ozeanische Kruste auf den „Adriatischen Sporn“ aufgeschoben, sodass verschiedene Sedimente in unterschiedlichen Faziesbereichen und Milieus abgelagert wurden (Schuster & Stüwe, 2010). In Folge löste sich die später Adriatische Platte von der Afrikanischen Platte und die Afrikanische Platte bewegte sich nach Osten (Abb. 7) (Schmid *et al.*, 2004). Dabei wurde die Adriatische Platte Richtung Norden geschoben, wodurch die Afrikanische Platte unter die Europäische Platte subduziert und so die Alpen gebildet wurden (Schmid *et al.*, 2004; Schuster & Stüwe, 2010).

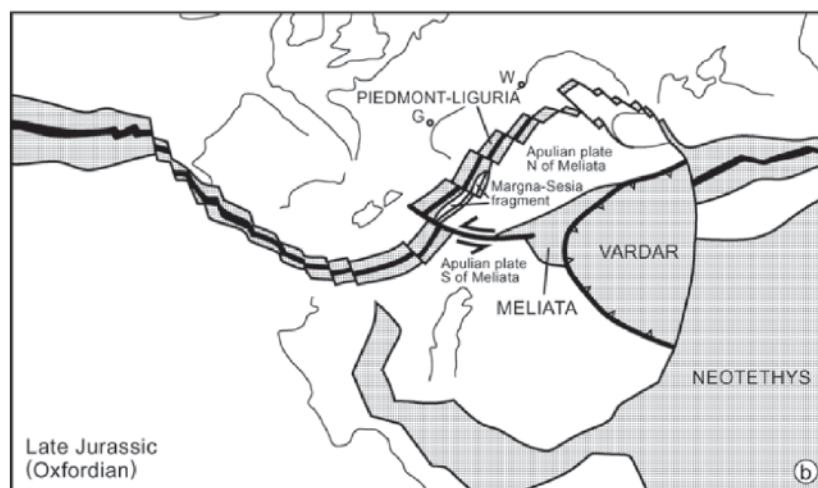


Abbildung 7: Öffnung des Penninischen Ozeans und Abspaltung der Afrikanischen Platte von Pangäa im späten Jura (Schmid *et al.*, 2004)

Das Jura wird in drei Zeitabschnitte untergegliedert: Das Unterjura (Lias), das Mitteljura (Dogger) und das Oberjura (Malm) (Piller *et al.*, 2004).

2.3.1 Unterjura (Lias)

Aufgrund der Öffnung des Penninischen Ozeans kam es teils zum Zerfall der großen Karbonatplattformen und zur Erhöhung des Meeresspiegels. Außerdem kam es aufgrund der Zerrung zur Bildung und Absenkung von Schollen und zur Ablagerung von Schwellenfaziessedimenten, wie dem Klauskalk, der Allgäu-Formation oder dem Hierlatzkalk, die sich in Spalten und Becken auf dem Dachsteinkalk ablagerten (Schmid *et al.*, 2008; Bryda G. *et al.*, 2013). Diese Prozesse dauerten bis ins Oberjura (Malm) an.

Hierlatzkalk

Die Seichtwasserfazies des Lias wird durch sehr feinkörniges Material gebildet, das ruhige Wasserbewegungen voraussetzt. Dabei kommt es zur Ablagerung des Hierlatzkalks, der zu den Crinoidenkalken gehört (Tollmann, 1976). Der Crinoidenkalk bildete sich insbesondere im Schwellenfaziesbereich in tektonischen Spalten während des Aufbrechens der großen Kalkplattformen (Dachsteinkalk), die aufgrund der kimmerischen Bewegung instabil wurden. Unter Mitwirkung von Meeresströmungen kommt es zur tubiditischen Ablagerung (Jenkyns, 1971; Tollmann, 1976; Wessely, 2006). Werden die von Crinoiden dominierten Kalke, die „Crinoidenwälder“, in tiefere Bereiche transportiert, so können sie dort als Hornsteinspaltfüllungen in Feinspatkalken auftreten (Wessely, 2006). Die Spaltenfüllungen reichen in Tiefen von bis zu 1 km und bilden Mächtigkeiten von bis zu 100 m (Hahn, 1914; Tollmann, 1976).

Lokal wurde der Hierlatzkalk schwellenfaziell direkt auf dem Dachsteinkalk in Spalten oder Becken abgelagert (Ottner, 1990; Wessely, 2006). Er ist eng mit dem Dachsteinkalk verzahnt, wodurch mancherorts eine genaue Trennung der beiden nur anhand der Beschaffenheit und Färbung möglich ist (Ottner, 1990). Generell handelt es sich um einen roten (Abb. 8 A) bis beige (Abb. 8 B bis C), grobspatigen Crinoidenspatkalk (Ottner, 1990; Wessely, 2006). Aufgrund des geringen Auftretens sind keine genauen Mächtigkeitsangaben möglich, aber meistens handelt es sich um Mächtigkeiten von mehreren Zehner Metern (Ottner, 1990; Rupp, 2011).

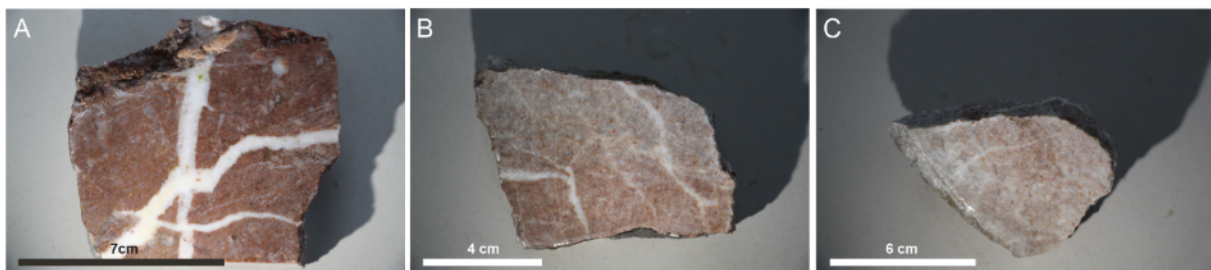


Abbildung 8: Hierlatzkalk mit diversen Färbungen: A Hierlatzkalk mit einer deutlichen roten Farbe. B Hierlatzkalk im Übergang von einer rötlichen, nach oben hin, heller werdenden Färbung. C Hierlatzkalk deutlich Hellbeige.

Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation gehört zur Fleckenmergelserie und somit in die tiefneritische, tiefjurassische Beckenfazies oder in die bathyale See (Jacobshagen, 1965; Bernoulli & Jenkyns, 1970; Tollmann, 1976). Sie wird aus Schlammersedimenten eines tieferen Sedimentationsraums mit Mergelkalken und Mergeln gebildet. Die markanten Flecken entstehen durch Kotfüllungen oder Fress- und Wohnbauten oder (Wessely, 2006). Die Sedimentationsgeschwindigkeit wurde durch einen Stillwasserbereich begünstigt, wodurch es zur Einbettung gut erhaltener Organismen kam, die unter H_2S Produktion zersetzt wurden (Fabricius, 1966; Tollmann, 1976). Dabei entstanden pyritreiche, dunkle Grausedimente und eisenoxidische Rotsedimente (Jacobshagen, 1965; Tollmann, 1976). Die Gesteine der Allgäu-Formation können eine Mächtigkeit von bis zu 1580 m erreichen (Jacobshagen, 1958; Tollmann, 1976).

Die Allgäu-Formation ist Ottners Ansicht nach im Untersuchungsgebiet zwischen Rofanbreckzie, Werfener Schichten und Haselgebirge eingeklemmt und bildet eine eigene westliche Schuppe (Ottner, 1990). Auffällig sind die dunkle Kalk-/Mergelmatrix und die darin enthaltenen fast schwarzen Flecken (Abb. 9). Daher rechnet man sie der Gruppe der (Lias-)Fleckenmergel zu (Rupp, 2011).

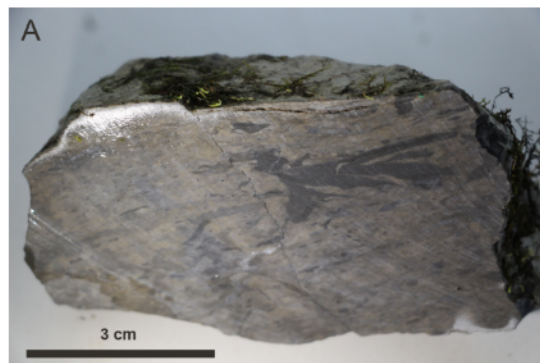


Abbildung 9: Die Allgäu-Formation mit einer dunklen Kalk-/Mergelmatrix mit nahezu schwarzen Flecken.

2.3.2 Mitteljura (Dogger)

Aufgrund der noch immer anhaltenden Zerrung der Karbonatplattformen kam es auch im Mitteljura noch überwiegend zur Ablagerung von schwellenfaziellen Sedimenten.

Klauskalk

Klauskalk ist aufgrund von Subsolution stark kondensiert und weist geringe Mächtigkeiten auf (Tollmann, 1976). Er zeichnet sich durch Mangan-/Eisenoxidknollen und Eisenoxidrinde aus (Steiner, 1967; Tollmann, 1976). Klauskalk wird aufgrund der strömungsbedingten Mangelsedimentation und Subsolution in einen neritischen Schwellenbereich um die 100 m Tiefe eingeordnet (Krystyn, 1971, 1972). Die Ablagerung findet in basalen Schichtlücken aufgrund von submarinen Lösungen auf Dachstein- oder Jurakalk statt, in Ausnahmefällen auch auf Plassenkalk (Spengler, 1918; Waagen, 1924; Tollmann, 1976). Klauskalk ist zumeist in Mächtigkeiten bis maximal 6 m anzutreffen (Spengler, 1918; Tollmann, 1976).

Klauskalk liegt lokal, wie Hierlitzkalk, als Spaltenfüllung und Beckenfüllung direkt auf dem Dachsteinkalk auf. Besonders auffällig ist dessen tonig braune bis rötliche Kalkmatrix, in festeren Abschnitten treten auch Manganknollen auf (Abb. 10 A u. B) (Rupp *et al.*, 2011).

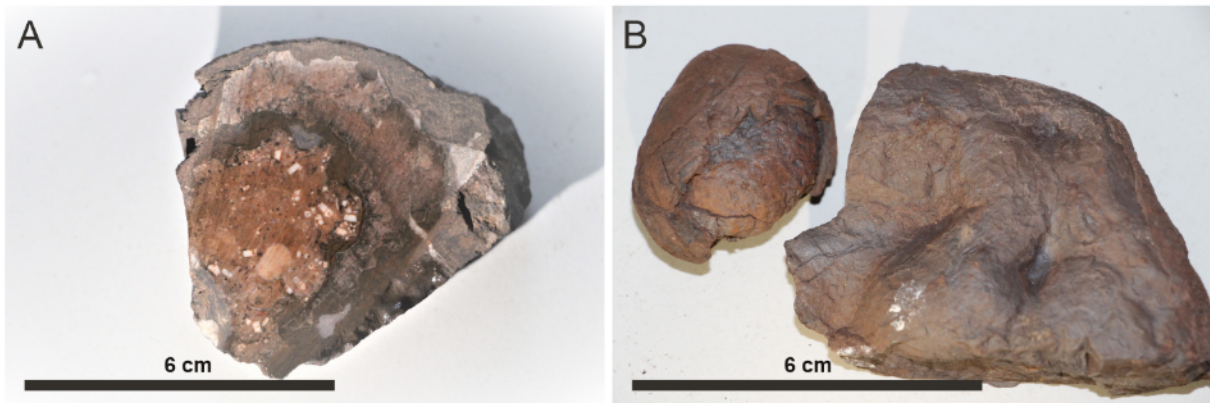


Abbildung 10: Klauskalk: A Schnitt durch die in Abbildung B gezeigte große Manganknolle. Wird nach außen hin fossilienärmer und weist eine Zonierung auf. B Manganknollen des Klauskalks.

2.3.3 Oberjura (Malm)

Im Oberjura kommt es zur Subduktion (großes plattentektonisches Ereignis), wodurch es nach Bryda (2013) zu einer starken Eintiefung und somit zur Entstehung der Ruhpolding-Formation kommt. Gawlick ist der Meinung, dass diese auch in geringeren Tiefen entstanden sein könne (Gawlick *et al.*, 2009-2010; Bryda G. *et al.*, 2013). Später erfolgte dann eine sinistrale Seitenverschiebung (Frank & Schlager, 2006; Bryda G. *et al.*, 2013). Im Zuge der Deformationen entstanden in den Flachwasserbereichen Riffkalke (Plassenkalk) und im Beckenbereich lagerten sich zeitgleich Kalkschlammsedimente ab, wie die Oberalm-Formation (Rupp, 2011).

Kieselkalk und Radiolarit der Ruhpolding-Formation

Die Formationseinordnung der im Arbeitsgebiet anstehenden Kieselgesteine ist aktuell noch unklar. Dies wird begründet durch das verzahnte und parallele Vorkommen von Radiolarit (rötlich) und Kieselkalk (grau) und dem Nichtvorhandensein einer klaren Abgrenzung. Entweder kann die lithostratigraphische Beschreibung des Kieselkalks nach Wegener (2001) der Strubberg-Formation zugeordnet werden oder nach Tollmann (1976) den Dogger-Kieselschichten. Ottner (1990) teilte, nach der Datierung von Fossilien aus dem Untersuchungsgebiet, den Radiolarit der Ruhpolding-Formation zu. Möglicherweise handelt es sich hier aber nicht um unterschiedliche Formationen. Zur Bildung beider Kieselgesteine gibt es zwei Theorien. Zum einen die Bildung in einem Tiefwasserbereich mit einer Tiefe von bis zu 4500 m (Rupp, 2011) oder zum anderen in einem eher flacheren Bereich mit einer Tiefe von wenigen hundert Metern (McBride & Folk, 1979). Rupp (2011) ordnet den Kieselkalk wie auch den Radiolarit der Tiefwasserentwicklung zu. Die Bildung des Radiolarits wird mit dem Mangel an organischem Material und der langsamen Sedimentation sowie dem geringen Kalzitanteil bei einer Bildungstiefe unterhalb der Kalzitkompensationstiefe (4100 m bis 5500 m) begründet (Hallam, 1971; Tollmann, 1976). Aufgrund des meist gemeinsamen Vorkommens von Radiolarit und Kieselkalk wird davon ausgegangen, dass der Kieselkalk nur knapp oberhalb der Kalzitkompensationstiefe (4000 m) gebildet wurde, wodurch ein gemeinsames/paralleles Vorkommen möglich wäre (Wegerer *et al.*, 2001). Die Theorie von McBride und Folk (1979) nimmt hingegen eine geringere Ablagerungstiefe an, die aufgrund tropischer Verwitterung mit Bildung radiolaritreicher Schlamm in hoher Konzentration, aufgrund eines geringen

Frischwasserzulaufs, möglich ist. Die Wassertiefe für jurassische Radiolarite wurde somit auf unter 2000 Meter geschätzt (McBride & Folk, 1979; Gawlick, 1996; Gawlick *et al.*, 2009-2010). Auch eine leichte Hebung der Landmassen zu dieser Zeit kann nicht ausgeschlossen werden (Schlagintweit *et al.*, 2003; Gawlick *et al.*, 2009-2010). Daher ist die Bildung in einem eher seichteren Gewässer, aufgrund der lokalen Flachwasser- und Beckenfaziellen Gesteine, als Bildungsmilieu vermutlich am zutreffendsten. Im weiteren Verlauf werden daher sowohl der Kieselkalk als auch der Radiolarit einheitlich der Ruhpolding-Formation zugeordnet.

Nach Tollmann (1976) wird der sich im Liegenden befindliche Kieselkalk meistens von der Allgäu-Formation begrenzt. Im Hangenden kann dieser ebenso als Begrenzung vorliegen oder er wird durch den Ruhpoldinger Radiolarit begrenzt (Tollmann, 1976). Die Ruhpolding-Formation liegt vor allem fossilarm und in den Farben grau, braun bis rot (Abb. 11) in einer tubiditischen Abfolge (Abb. 11 C, E) vor und kann mehrere Zentimeter bis Meter mächtig werden (Tollmann, 1976). Ottner (1990) beschreibt die Ruhpolding-Formation als Basis der Wurzer Deckscholle. Außerdem hat er festgestellt, dass sie eine Art Rahmen um das Gebiet bildet. Morphologisch formt die Ruhpolding-Formation meist steile Hänge, so beispielsweise oberhalb der Hintersteiner Alm. Sie ist ebenso im Gipsgraben anzutreffen, bildet dort jedoch eine verhältnismäßig flache Ebene (Ottner, 1990). Gruber (2010) ordnet den Ruhpoldinger Kieselkalk dem Wackestone bis Packestone zu (SMF-Typ 3-Rad), einem radiolaritischen Biomikrit (Gruber *et al.*, 2010; Bryda G. *et al.*, 2013). Bei den meisten Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet handelt es sich um Ruhpoldinger Kieselkalk. Ruhpoldinger Radiolarit kommt vor allem südlich an der Gameringalm und -abfahrt und am Gscheidriedel vor. Er zeichnet sich durch die rote Farbe (Abb. 11 A, B, D) und die gut ausgebildete Bankung aus. Wie Kieselkalk (Abb. 11 F, G) kann er Mächtigkeiten von Zentimetern bis Metern aufweisen (Ottner, 1990).

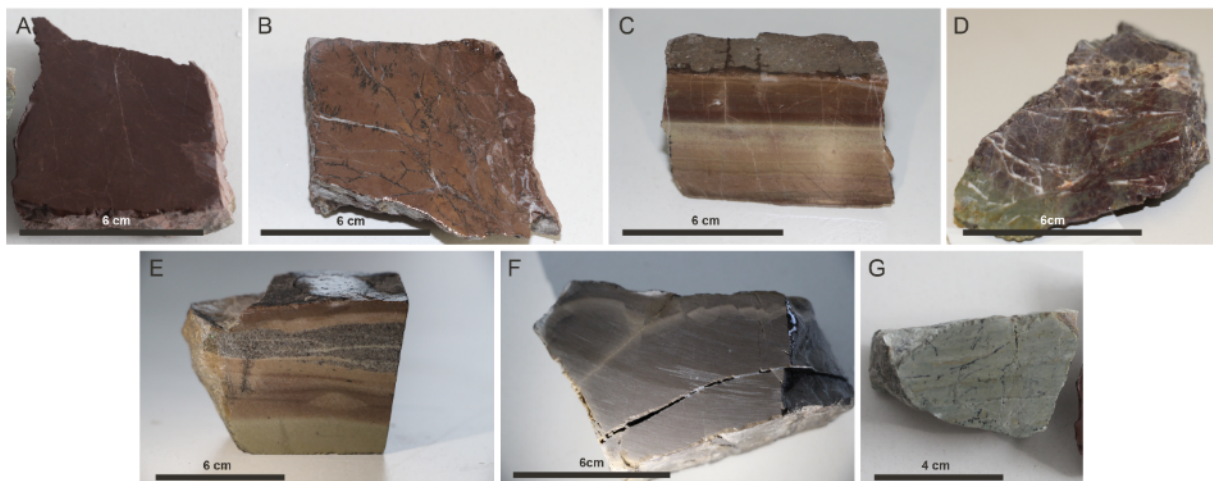


Abbildung 11: A Ruhpoldinger Radiolarit. B Ruhpoldinger Radiolarit mit schwarzen Äderchen (Rissen) C Ruhpoldinger Radiolarit, Kieselkalk mit einer ausgeprägten Schichtung. D Ruhpoldinger Radiolarit mit einem glasigen Bruchverhalten. E Ruhpoldinger Radiolarit mit guter Sortierung und Schichtung. F Ruhpoldinger Kieselkalk. G Ruhpoldinger Kieselkalk.

Rofanbrekzie

Die Rofanbrekzie, auch Hornsteinbrekzie genannt, wird in der Literatur als tektonische Dislokationsbrekzie oder als sedimentäre Bildung über einem möglicherweise fertigen Faltenbau

beschrieben (Wähner, 1903; Tollmann, 1976). Eine andere Entstehungsmöglichkeit ist eine Tiefwasserbildung ausgelöst durch Seebeben und Bruchtektonik und daraus folgenden submarinen Schuttströmen (Tollmann, 1966; Tollmann, 1976). Diese befinden sich an der Basis des Radiolarits und zeichnen sich durch eine Wechsellagerung aus, die möglicherweise in Verbindungen mit im Hangenden befindlichen Hornsteinkalken steht (Ampferer, 1941; Sander, 1941). In dieser Arbeit wird noch näher auf die Rofanbrekzie eingegangen und die Vermutung, dass es sich hierbei um eine Brekzie handeln könnte, welche im Zusammenhang mit einem Diapir entstanden ist.

Ottner (1990) beschreibt die Rofanbrekzie als eine an der Basis der Deckscholle nördlich der Hintersteineralm und westlich des Gscheidriedels (Wurzlersattel) lokalisierten Einheit. Sie wird einseitig im Osten von Gips umgeben und weist eine geringere Mächtigkeit auf (Ottner, 1990). Er beschreibt die Matrix der Rofanbrekzie als polymikt und komponentengestützt mit ocker-orangeroten Kalzitadern. Teils sind darin graue bis schwarze, rundliche, oxidierte Kieselkalkfragmente und kleine, dunkelgraue bis schwarze Komponenten aus Tonschiefer zu erkennen. Nach Ottner wird die sedimentäre Brekzie (Abb. 12) nach Westen tektonischer (Ottner, 1990). Die Rofanbrekzie wurde auf Grundlage der enthaltenen Fossilien von L. Krystyn im Zuge der Diplomarbeit von Ottner (1990) auf das Mittelnorium und von W. Klaus (ein Professor von Ottner) anhand von Pollenanalysen auf die Untertrias datiert. Die einzelnen Komponenten wurden ebenfalls von L. Krystyn untersucht und den Hallstätter Buntkalken des Alauns, den jurassischen Kalken und dem Kieselkalk zugeordnet. Außerdem konnten Tonschieferkomponenten identifiziert werden (Prey, 1968; Ottner, 1990). Nowy und Lein (1984) sowie Ottner (1990) beschrieben die Rofanbrekzie als Gleitbrekzie.

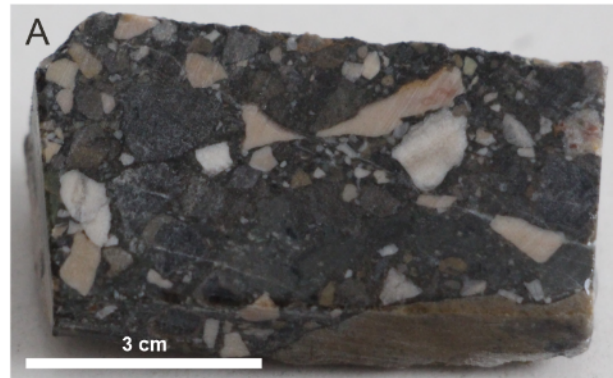


Abbildung 12: Sedimentäre Rofanbrekzie mit diversen Komponenten, komponentengestützt.

Oberalm-Formation

Die Oberalm-Formation wurde aus einem mikritisch feinen Kalkschlamm gebildet, der im Langschwabbereich der bathyalen Beckenfazies durch pelagische Kalkbildung entstand (Tollmann, 1976). Die Formation ist reich an Coccolithen und besitzt Tonschiefer-Einschaltungen (Fenninger & Flügel, 1966; Tollmann, 1976). Die Ablagerungstiefe liegt bei ca. 3000-4000 m oder drunter (Garrison & Fischer, 1969; Tollmann, 1976). In den aufbereiteten Kalken herrschen Radiolarien und Aptychen (Aptychenbrekzien) vor, was zu den Bodenströmungen in Tiefseebecken passt (Garrison, 1967; Tollmann, 1976). Außerdem finden sich Rippelmarken und Kalke aus dem Flachwasserbereich, die durch Trübestrome in die Tiefe geführt wurden (Turbidite) (Garrison, 1964; Flügel & Pölsler, 1965; Garrison, 1967). Insgesamt entstand so eine vielfältige Wechselfolge. Die Oberalm-Formation gehört somit in die Beckenfazies im Tiefwasserbereich und ist das zeitliche Gegenstück zum Plassenkalk (Abb. 13) (Tollmann, 1976).

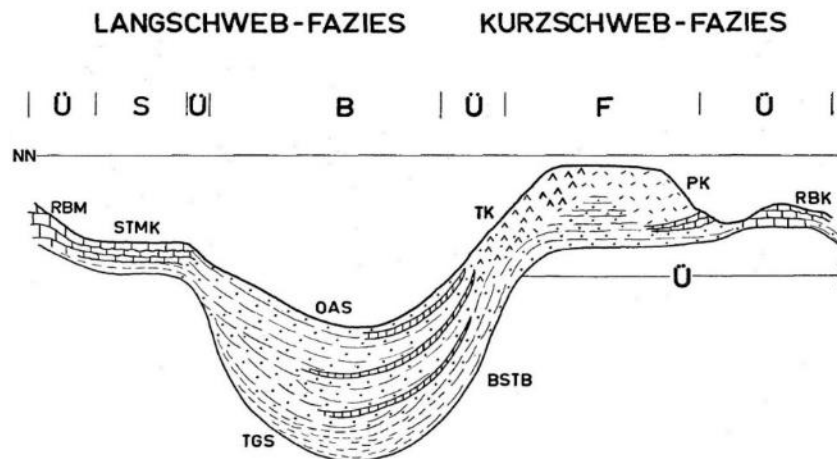


Abb. 13: Ablagerungsschema der wichtigsten oberjurassischen Gesteinsglieder (BSTB: Barmsteinkalkbänke, OAS: Oberalmere Schichten, PK: Plassenkalk, RBK: Rettenbachkalk, RBM: Kalk der Reitbauernmauer, STMK: Steinmühlkalk, TGS: Tauglbodenschichten, TK: Tressenkalk, F: Flachwasserfazies, S: Tiefschwellenfazies, B: Beckenfazies, Ü: Übergangsfazies).

Abbildung 13: Bildungsbereich des Plassenkalks und der Oberalm-Formation (Fenninger & Holzer, 1972).

Die Oberalm-Formation bildet den Wurzerkampl, die von dort ausgehenden Schuttfächer reichen bis in den Gipsgraben. Ottner (1990) beschreibt sie als Schichtgrenzen bedeckend und auf der Deckscholle aufliegend. Teils liegt die Oberalm-Formation auch anstehend aufgeschlossen vor (Ottner, 1990). S. Prey (1968) beschreibt die Oberalm-Formation als Wurzerkalk und ordnet diesen den Tressenkalken zu. L. Holzer (1972) bezeichnete diesen ebenfalls als Oberalm-Formation, diese Bezeichnung ist bis heute gängig. Optisch zeichnet sich die Formation durch die sehr helle Farbe aus, die gelb bis hellbraune Töne umfasst (Abb. 14 A-D). Die Matrix der Oberalm-Formation ist sehr fein und kalkig, mit dicken, verschiedenförmigen Hornsteinlagen und Konkretionen (Abb. 14 D). Es handelt sich laut Ottner um einen Biomikrit mit einigen Fossilien. Ottner (1990) beschreibt außerdem einen im SSW liegenden Kontakt zwischen Oberalm-Formation und Radiolarit. Nach seiner Datierung ist die Oberalm-Formation zeitlich die nächste sedimentierte Einheit (Ottner, 1990). Die Oberalm-Formation liegt größtenteils undeformiert vor, kann jedoch auch brekziös vorgefunden werden (Abb. 14 B u. C).

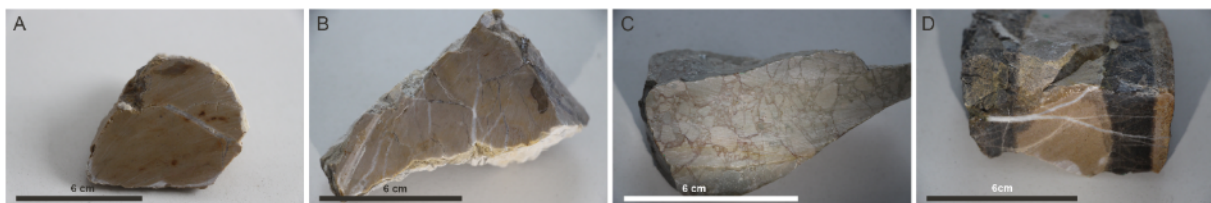


Abbildung 14: Die Oberalm-Formation in den verschiedenen Variationen: A Oberalm-Formation ohne Hornsteinlage. B u. C Brekziöse Oberalm-Formation. D Oberalm-Formation mit Hornsteinlage in Schwarz.

Plassenkalk

Der Plassenkalk wurde im Seichtwasserbereich der Riffkalkentwicklung gebildet. Er stellt einen aus feinem Kalkschlamm basierenden Riffkomplex dar (Fenninger, 1967; Tollmann, 1976). Laut Fenninger und Holter (1970) kommt es bei einer Temperatur von ca. 19,5 Grad Celsius (niedrigste) zur Entwicklung der Plattformkalke sowie oolithischer Kalke. Zeitweise soll es auch zur Emporhebung des Plassenkalk gekommen sein (Fenninger & Holzer, 1972).

Der Plassenkalk kann in mikritisch (liegend), sparitisch (hangend) und Riffkalk untergliedert werden, zudem kann er auch sekundär dolomitisiert vorkommen (Fenninger & Hötzl, 1965; Tollmann, 1976). Der mikritische Teil gehört zur Stillwasserfazies, ist dicht und massig, besitzt eine Bankung in Meter Dicke, ist hornsteinführend, nicht rein weiß und verfügt über dunklere Kalke mit Pseudoooiden und Ooiden. Wenn er Hydrozoen dominiert ist, führt er auch Korallen und Algen (Tollmann, 1976). Der sparitische Teil ist reich an Oberflächenooiden, Pseudoooiden und Onkoiden, welche auf seichtes, bewegtes Wasser hindeuten. Außerdem besitzt eine für ihn typische Fauna mit benthonisch sessilen Seichtwasserformen (Korallen, Algen, Hydrozoen) (Flügel, 1964; Fenninger, 1967; Fenninger & Holzer, 1972; Tollmann, 1976). Die dritte Form ist der Stockkorallen Riffkalk, er ist sehr selten und bildet sich in linsenförmigen Partien aus, sogenannten „*patch-reefs*“ (Tollmann, 1960; Tollmann, 1976). Plassenkalk kann bis zu 700 m Mächtigkeit erlangen (Trauth, 1948; Tollmann, 1976).

Der Plassenkalk wird im Gebiet vor allem im Norden angetroffen, wo er die Rote Wand bildet. Er wurde von Ottner nicht genauer beschrieben, da er nicht mehr Teil seines Arbeitsgebietes war. Auch in dieser Arbeit wurde er nicht weiter untersucht. Es handelt sich dabei um einen nach Rupp et al. 2011 beschriebenen hellen, gelblichen Riffkalk. Dieser Kalk ist mitunter auch im Hallstätter Raum vertreten und wurde flachwasserfaziell als Gegenstück zur Oberalm-Formation gebildet (Schlagintweit *et al.*, 2003; Gawlick & Schlagintweit, 2006).

3. Ostalpines Deckensystem

Geographisch gesehen befindet sich das Arbeitsgebiet in den Nördlichen Kalkalpen, geologisch im Ostalpin. Es kann in drei Deckensysteme untergliedert werden: in das Bajuvarikum, das Tirolikum und das Juvavikum (Wessely, 2006). Wie in Abbildung 15 dargestellt (rot umrandeter Bereich), beschränkt sich diese Arbeit auf das Juvavische Deckensystem. Im Zentrum steht die Hallstätter Deckscholle und die darunter liegende Dachstein-Decke (Wessely, 2006; Moser *et al.*, 2013-2014).

Tektonische Übersicht 1: 400 000

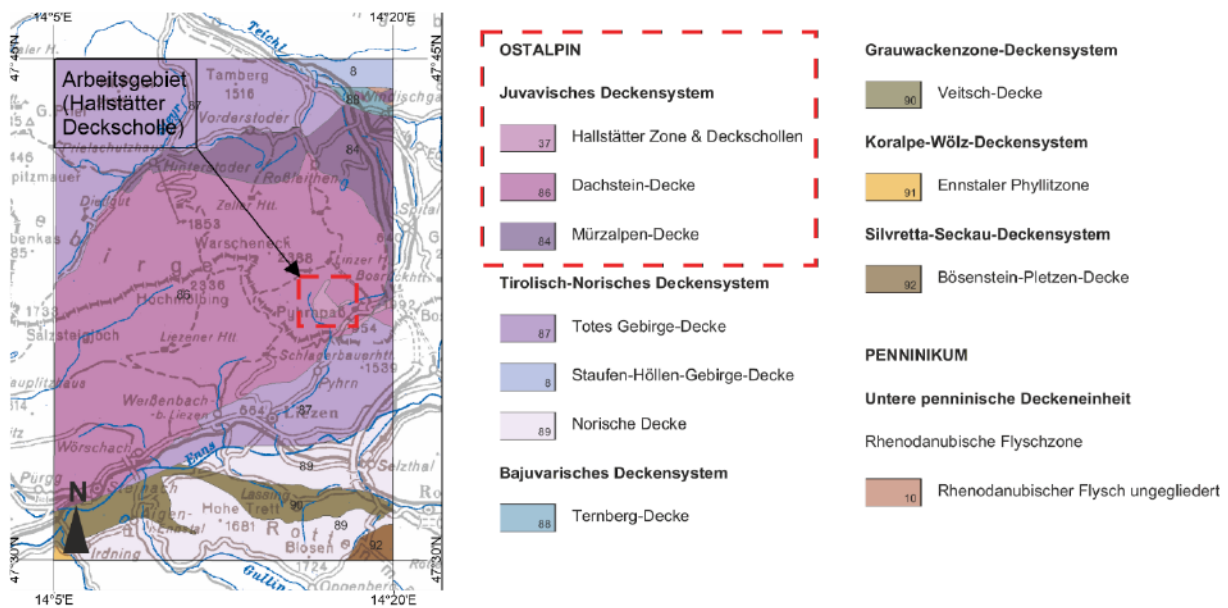


Abbildung 15: Karte der Deckensysteme des Kartenblattes 98-Liezen. Das in Rot umfasste Gebiet stellt das Arbeitsgebiet dar und wird als Hallstätter Deckscholle bezeichnet (Moser *et al.*, 2013-2014).

Das Juvavische Deckensystem des Ostalpin bildet die tektonisch höchste Position in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) (Schmid *et al.*, 2004). Ottner (1990) beschreibt die Basis des Juvavischen Deckensystems als polymikte Gleitbrekzie aus Jurakalk, Hallstätter Buntkalk, Kieselkalk, triassischem Tonschiefer und Komponenten aus Deckschollen und Lagen darunter. Das Juvavische Deckensystem wurde im unteren Oberjura vor ca. 160 Ma von dessen Untergrund abgelöst und auf das Tirolisch-Norische Deckensystem aufgeschoben. Dies geschah vermutlich aufgrund der Schließung des Meliata-Ozeans und einer anschließenden Stapelung der Decken (Schmid *et al.*, 2004). Das Juvavische Deckensystem wird größtenteils an dessen Grenzen durch das im Perm entstandene Haselgebirge begrenzt. Schmid (2004) spricht von einer mehrphasigen Deformation der Decke. Teile dieser Decke können durch die Hallstatt-Zone charakterisiert werden, die als "Tiefjuvavikum" bezeichnet wird (Plöching, 1980; Schmid *et al.*, 2004). Das "Hochjuvavikum" repräsentiert die Dachstein-Fazies mit zentraler Lage, die auf das "Tiefjuvavikum" aufglitt. Der Ausgangspunkt des Juvavischen Deckensystems wurde bis heute nicht lokalisiert. Mandl und Gawlick vertreten die Theorie, dass das Juvavische Deckensystem den nördlichen Rand des Meliata-Ozeans repräsentiert. Ende der Kreide kam es zur Stapelung des Juvavischen Deckensystems (Gawlick *et al.*, 1999; Mandl, 2000). Abbildung

15 zeigt eine Unterteilung des Juvavischen Deckensystems in die Hallstätter-Deckscholle, die Dachstein-Decke und die Mürzalpen-Decke (Moser *et al.*, 2013-2014).

Die östlich liegende zentrale Hallstätter-Deckscholle ist als Gleitscholle eingeglitten und somit laut Wessely (2006) eine isolierte Scholle des Typs „Hernstein“. Die Hallstätter-Deckscholle oder Wurzer Deckscholle (Ottner, 1990) besteht aus Gips, Anhydrit und Werfener Tonen, die z. B. im ehemaligen Gipsabbau der Firma Knauf aufgeschlossen sind (Ottner, 1990). Nach Ottner (1990) glitt die Hallstätter Deckscholle auf die Dachstein-Decke. Nach Geyer (1913) stieg evaporitisches Material (Haselgebirge) gravitativ durch die Auflast der umgebenen Kalkbänke nach oben. Die Sedimentation von Oberalm-Formation und Plassenkalk erfolgte erst im späten Oberjura, sodass diese nicht mehr Teil der „Wurzer Deckscholle“ sind und von Ottner als neautochthone Bedeckung der Warscheneck Decke zugesprochen wurden (Ottner, 1990).

Die Dachstein-Decke untergliedert sich in die lithostratigraphischen Einheiten Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Klauskalk, die auf dem Haselgebirge auflagern (Ottner, 1990). Die Reihenfolge erfolgt nach zeitlicher Bildung. Der Dachsteinkalk beginnt westlich in der Gebirgsgruppe der Loferer Steinberge und verläuft bis in den Süden der Kalkalpen. Im Osten ist er in den Kalkhochalpen des Juvavikums und Tirolikums anzutreffen (Tollmann, 1976). Nach dem palinspastischen Modell von Tollmann (1976) gehört der innere Gürtel der Nördlichen Kalkalpen zum Dachsteinkalk und den pelagischen Hallstatt-Fazieszonen und der äußere Gürtel zur Hauptdolomit-Fazies (Haas *et al.*, 1995).

Die Brunnsteinscholle muss nach Ottner (1990) als nordöstliche Fortsetzung der Dachsteindecke eingestuft werden. Die Abgrenzung im Osten erfolgt aufgrund einer Überschiebungslinie des Brunnsteins (Dachstein- und Hierlatzkalk) auf die jurassischen Kieselkalke und wird als Ost-Begrenzung der Decke festgemacht. Nach Ottner ist diese entlang der Gameringabfahrt verfolgbar. Im Süden wird die Brunnsteinscholle durch die NE-SW verengte Phyrnstörung begrenzt (Ottner, 1990). Ottner beschreibt außerdem SW-einfallende Harnischflächen, womit für ihn die Theorie des Vorhandenseins einer Störungszone und einer SW-Abgrenzung unterstützt wird. Im Südwesten gibt es keine eindeutige Begrenzung, hier zieht Ottner eine morphologische Grenze durch einen Einschnitt im Rabenstein (Ottner, 1990). Diese Grenze kann entlang des Hintersteinerbaches nachverfolgt werden. Die von Ottner eingeführte Brunnsteinscholle beinhaltet wie die Dachstein-Decke Teile des Dachsteinkalks, des Hierlatzkalks und des Klauskalks (Ottner, 1990).

Die Allgäu-Formation wie auch die Ruhpolding-Formation wurden von Ottner keiner Decke zugeordnet. Die Allgäu-Formation kann westlich auf der Hallstätter-Decke angetroffen werden und bildet den Gscheidriedel (Ottner, 1990). Kieselkalk und Radiolarit der Ruhpolding-Formation umgeben die Hallstätter-Decke im gesamten Gebiet (Ottner, 1990).

Diese Masterarbeit beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit der Hallstätter Deckscholle oder nach Ottner (1990) der Wurzer Deckscholle.

4. Salztektonik

Salzstrukturen können verschiedene Größen bis zur Beckengröße (mehrere km Durchmesser) erlangen und kommen in verschiedenen Varianten vor (Jackson & Hudec, 2017). In Fachkreisen wird ein Salzkörper als Salztektonik definiert, wenn er auf einer Reflexionsseismik sichtbar wird (Jackson & Hudec, 2017). Dieses Kapitel basiert auf den Informationen des Buches „*Salt tectonics, principles and practice*“ von Hudec und Jackson aus dem Jahr 2017 und behandelt die verschiedenen Formen, die eine Salzstruktur bilden kann. Die Beziehungen zwischen Deckgebirge und Salzstrukturen, die Entstehung und Mobilisierung bis zum Kollaps eines Salt Sheets.

4.1 Formen der Mobilisierung von Salzstrukturen

Wird evaporitisches Material mobilisiert, entstehen bestimmte Salzstrukturen. Anhand der entstandenen geometrischen Strukturen ist es möglich, die Umstände und Ursprünge eines holokinetischen Körpers zu ermitteln (Jackson & Hudec, 2017). Die verschiedenen Formen lassen sich in elongiert, gleichmäßig und unregelmäßig unterteilen. Die elongierten Körper können Anzeiger für tektonische Ausdehnung und Verkürzung sein, zu ihnen gehören *salt anticlines, salt walls, salt rollers and salt overthrusts*, (Abb. 16 a). Gleichmäßigere Formen sind *salt pillows* und *salt stocks*, die Anzeiger für halokinetische Kräfte sind (Abb. 16 b). Zu den unregelmäßig geformten Körpern gehören *salt sheets, salt canopies* und *salt massifs* (siehe Bild 16b). Salzkörper können außerdem nach der Breite des Stammes und der nach oben hin gebildeten Formen (*bulb*) eingeordnet werden. Um auf den hinter einer Salzstruktur stehenden Mechanismus schließen zu können, bedarf es eines Gesamtbildes des Deckengebirges. Obwohl einige Salzstrukturen dieselbe geometrische Erscheinung aufweisen, kann der Mechanismus dahinter ein anderer sein, daher werden diese unterschiedlich bezeichnet (Jackson & Hudec, 2017).

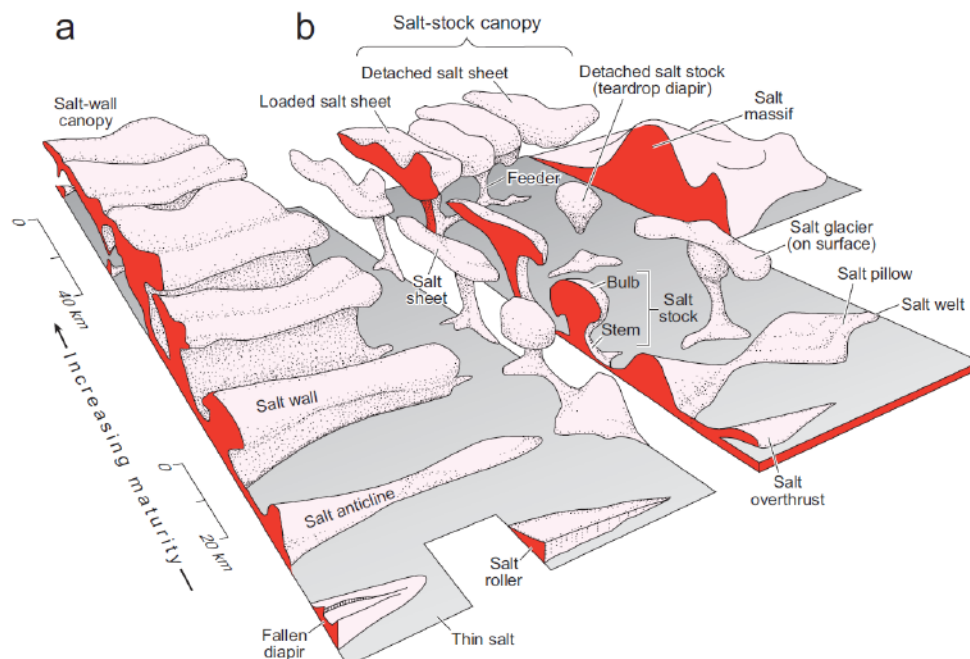


Abbildung 16: Formen der Salzstrukturen und deren Bezeichnung (Jackson & Hudec, 2017).

4.2 Beziehung zwischen einer Salzstruktur und dem Deckgebirge

Für das Wachstum und die Bildung einer Salzstruktur kommt es vor allem auf die Beschaffenheit des umgebenden Gesteins an. Es gibt autochthone oder allochthone Salzstrukturen. Wird eine Struktur autochthon genannt, so heißt dies, dass sie auf ihrem Fundament ruht und damit auf der stratigraphisch älteren Schicht (Abb. 17). Allochthones Salz entfernt sich hingegen vom Ursprungsort und überlagert das jüngere Deckgebirge. Allochthones Salz und autochthones Salz können auch miteinander verbunden sein. Die Geometrie sowohl des Deckgebirges als auch des Salzkörpers sind daher in gleichem Maße von Bedeutung für die Beschreibung der Form eines Diapirs. Die genauen Beziehungen zwischen Deckgebirge und Salzkörper haben Hudec und Jackson (2017) in vier Punkten zusammengefasst (Jackson & Hudec, 2017):

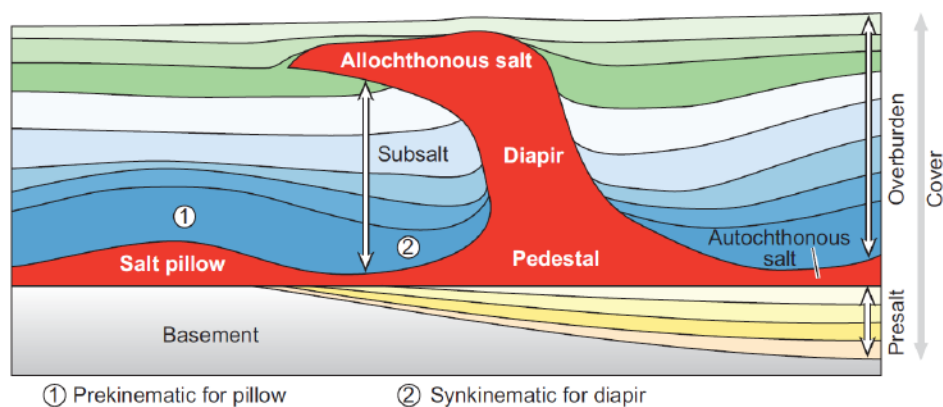


Abbildung 17: Abbildung vom Aufbau eines Salzsystems und der Lage, allochthonen und autochthonen Salzes (Jackson & Hudec, 2017).

Mächtigkeitsbeziehung

Hierbei steht die primäre Deckgebirgsmächtigkeit über der Salzstruktur im Mittelpunkt. Aufgrund von Salzdeflation (ausdünnen durch interne Strömung oder Lösung des Salzes) kann es zum Absinken des Salzes kommen und damit verbunden zu dem des Deckgebirges. Der dadurch entstandene Platz kann zur Isopachenverdickung (Mächtigkeitsverdickung) und somit zur Ablagerung weiterer Sedimente (Beckenfazielle Sedimente, siehe unteres bis mittleres Jura) führen. Das gelöste Salz kann dann z. B. transportiert werden und es können sich an einem anderen Ort neue Salzstrukturen bilden. Steigt das Salz im Untergrund gravitativ auf und akkumuliert, wird es meist von einer geringer mächtigen Einheit überlagert (siehe Oberjura Kalke). Die Mächtigkeitsverhältnisse des Deckgebirges geben demnach Aufschluss über den Aufstieg oder das Absinken von Salzstrukturen (Jackson & Hudec, 2017).

Kontaktbeziehungen

Es wird unterschieden in konkordante Kontakte (parallel) oder diskordante Kontakte (schräg zu den Schichten verlaufend). Konkordante Kontakte sind normale Ablagerungskontakte ohne Veränderungen. Eine diskordante Schnittfläche kann sich auf zwei Arten bilden (Jackson & Hudec, 2017):

- a) Primär: Durch Überlagerung entsteht eine horizontal einfallende Schicht, die direkt auf einer exponierten und schräg abfallenden Salzoberfläche abgelagert wurde (Jackson & Hudec, 2017).
- b) Sekundär: Durch eine Verwerfung, die im Kontakt mit dem darüber abgelagerten Sediment steht oder durch Scherung entlang des Salzkontakts mit dem jüngeren auflagernden Sediment.
Diese können auch kombiniert vorkommen, dann ist die Unterscheidung nicht mehr eindeutig möglich (Jackson & Hudec, 2017).

Altersbeziehungen

Altersbeziehungen sind abhängig vom Zeitpunkt der Ablagerung des Deckgebirges und dem Ausfluss des Salzes. Altersbeziehungen werden in die Sedimente, die vor, während und nach der Massenbewegung entstanden sind unterteilt (Jackson & Hudec, 2017).

Präkinematische Sedimente (vor der Massenbewegung) werden auf Salz abgelagert, das sich fortbewegt hat und parallele Schichten von einheitlichen Mächtigkeiten aufweist (Jackson & Hudec, 2017).

Synkinematische Sedimente (während der Massenbewegung) werden auch als Wachstumsschichten (*growth strata*) bezeichnet. Sie werden während des Austreibens des Salzes abgelagert. Dabei kann es zu winkligen Diskordanzen kommen, die über einer Salzstruktur entstehen. Es können Überlappungen und Wachstumsstörungen entstehen. Synkinematische Sedimente können in direktem Kontakt mit dem Salz stehen aber auch durch präkinematische Schichte vom Salz getrennt sein (Jackson & Hudec, 2017).

Postkinematische Sedimente (nach der Massenbewegung) akkumulieren, nach dem Salzausfluss. Sie werden nicht vom Salz beeinflusst und variieren nicht in ihrer Mächtigkeit (Jackson & Hudec, 2017).

Regionale Beziehungen

Regionale Beziehungen bestehen zwischen einem bestimmten Horizont im Deckgebirge und einem regionalen Bezugspunkt (Jackson & Hudec, 2017). Der regionale Bezugspunkt (oder Bezugslinie) ist die ursprüngliche Form und Position eines Horizonts. Die gerade oder gekrümmte Linie verbindet undeformierte Teile eines Querschnitts. Senkt sich ein Horizont durch Salzdeflation oder Streckung, so sinkt der Bereich unter dessen Bezugspunkt an der Oberfläche. Hebt sich der Horizont durch Verkürzung oder Salzinflation, steigt der Bereich über den Bezugspunkt (Jackson & Hudec, 2017).

4.3 Mobilisierung eines „Salt Sheets“

Für die folgende Arbeit sind vor allem sogenannte „*salt sheets*“ von Interesse. (Abb. 18). Es handelt sich dabei um allochthones Salz (Evaporitkörper) mit darunter befindlichem autochthonem Salz. Bei dieser Form tritt das allochthone Salz einseitig aus (Jackson & Hudec, 2017).

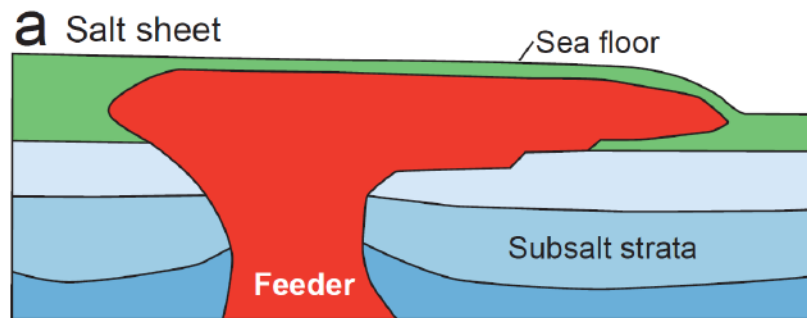


Abbildung 18 : Abbildung eines " Salt Sheets" (Jackson & Hudec, 2017).

Während sich das Salz einen Weg an die Oberfläche bahnt, bilden sich, in Folge des Mitschleppens der am Rand sedimentierten Einheiten, Breccien an den Rändern des Salzstocks (Diapirs). Die durch *viscous drag* nach oben gezogenen Sedimente nennen Hudec und Jackson (2017) „*flaps*“. Die Brekzien können bis an die Oberfläche befördert werden und befinden sich zumeist am Rand des Diapirs. Während das Salz weiter nach oben gedrückt wird, lagern sich am Rand des Diapirs diskordant zum Salzstock Sedimente ab (Abb. 18). Ist die Sedimentation langsamer als das aufsteigende Salz, so kommt es schließlich zum Ausfluss des Diapirs. Bei *salt sheets* bildet sich auf einer Seite eine sogenannte Rampe (Abb. 18). Umso steiler die Rampe eines *salt sheets* ist, umso schneller war die Sedimentation oder umso langsamer war der Aufstieg/Ausfluss des Salzes (Jackson & Hudec, 2017). Je nach Alter eines *salt sheets* und der Umgebung, lagern sich auf dem Salz oder der Rampe weiter Sedimente ab. Hat sich kein Dach gebildet, wird der *salt sheet* aufgrund dessen mechanischen Eigenschaften Salzgletscher genannt. Verfügt er über ein Dach, so kann dies das darunter liegende, leicht lösliche Salz schützen. Das Dach wird meistens kaum beansprucht, jedoch deformiert das extrudierende Salz die Basis der Decksedimente, wodurch es während und nach der Ablagerung zur Faltung und Deformation (*normal faults* und *thrust faults*) kommen kann (Jackson & Hudec, 2017). Die Sedimentdecke kann aber auch erodiert oder durch weitere Extrusion des Salzes in mehrere Schollen zerfallen, die auf dem Salz aufliegen. Isolierte Schollen können auf dem Salzkörper aufliegen oder mit den um den Diapir anstehenden Sedimenten verbunden sein. Ist das Dach eines *salt sheets* noch geschlossen und das Salz nicht an der Oberfläche, so kann auf einer Seite durchbrechen und eine offene Zunge über die peripheren Sedimente bilden (Jackson & Hudec, 2017). Dieser Aufbruch kann durch gravitativen Aufstieg des Salzes erfolgen oder durch Erodieren der Sedimente an der Spitze der Rampe, wodurch das Salz durchbrechen kann. Kommt das Wachstum des Diapirs zum Erliegen, kommt es nach einiger Zeit meistens zum Kollaps des Diapirs, z. B. durch Lösung des Salzes. Ist dies der Fall, so rutschen die auflagernden Sedimente meist in Richtung Basis des Stockes ab, kippen oder werden auf ein niedrigeres Höhenniveau herabgesetzt. Man kann davon ausgehen, dass der tiefste Punkt meist der Basis des Stockes entspricht (Jackson & Hudec, 2017).

5. Methoden und Daten

Im folgenden Abschnitt werden Methoden zur Auswertung der durch die Kartierung erlangten Daten erläutert. Zunächst folgt eine Kurzbeschreibung der Kartierung und der dafür verwendeten Mittel, gefolgt von der Auswertung der Daten in Form einer geologischen Karte und der entsprechenden Höhenprofile.

5.1 Kartierung

Die Neukartierung des untersuchten Abschnittes des Kartenblatts 98-Liezen erfolgte in einem Zeitraum von vier Wochen (Moser *et al.*, 2013-2014). Die im Untersuchungsgebiet Hallstatt, Österreich (Fernández *et al.*, 2021) neu erworbenen Erkenntnisse über salztektonische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen und der ungewöhnliche Formationsaufbau der evaporitischen Hallstätter Deckscholle lieferten Grund zur Neukartierung und Erfassung der strukturgeologischen Daten. Die Kartierung erfolgte in den Monaten Juli und August 2020 im Gebiet um die Wurzeralm, Hintersteineralm und Gammeringalm. Die Daten wurden mittels der Anwendungssoftware „fieldMOVE Clino“ der Firma Petroleum Experts digital erfasst und mithilfe der Programme "ArcGIS" (esri) und "MOVE" (Petroleum Experts) ausgewertet und bildlich dargestellt. Aus den erhaltenen Daten wurden ein geologisches Kartenmodell sowie mehrere Profil-Schnitte durch das Gebiet angefertigt. Im Zuge der Kartierung wurden auch Streich- und Fallwerte der einzelnen geologischen Einheiten aufgenommen und eine Aufschlusskarte erstellt. Mithilfe fotodigitaler Aufnahmen und Einmessungen wurden strukturelle Besonderheiten dokumentiert und ausgewertet. Außerdem wurden diverse Gesteinsproben gesammelt, um diese mit den von Ottner 1990 aufgenommenen und datierten Einheiten vergleichen zu können.

5.2 Erstellung der Geologischen Karte

Die Erstellung der geologischen Karte erfolgte in mehreren Schritten. Die Kartierung und Datenerfassung im Untersuchungsgebiet bilden dabei die Grundlage. Das Kartierungsgebiet wird durch folgende Raumkoordinaten (UTM33) beschrieben (siehe roter Bereich im Kartenblatt Ausschnitt 98-Liezen; Abb. 19 A):

- Im Norden (N): N5277961/E4445810
- Im Süden (S): N5273654/E4462627
- Im Westen (W): N5276838/E444823
- Im Osten (E): N5275197/E448506

Als Basis für die Kartierung dienten das zuvor erwähnte Kartenblatt 98-Liezen (Moser *et al.*, 2013-2014), das DGM (Digitales Geländemodell) von Oberösterreich (Land Oberösterreich, 2013), das Google Earth Satellitenbild aus dem Jahr 2013 (Google LLC, 2013) und die Standardkarte von „fieldMove Clino“ (App). Vor der Feldbegehung wurden die Basiskarten sondiert, mögliche Aufschlüsse gesichtet und das Gebiet in mehrere Abschnitte unterteilt (Abb. 19 B). Im Anschluss wurden die Abschnitte nacheinander begangen, um Aufschlusspunkte mit fieldMOVE Clino aufzunehmen und parallel Polygone auf dem Tablett mithilfe derselben App zu generieren. Die Daten wurden als ASCII-Dateien (*.csv-Format) exportiert und in Excel-

3. Unter den *feature datasets* wurden „*feature classes*“ erstellt, welche entweder Punkte, Polygone oder Linien als *features* enthalten (Abb. 20, Abschnitt 3).
4. Die Excel-Tabellen wurden importiert und mit „*load data*“ in die *feature classes* geladen (Abb. 20, Abschnitt 4). Die *feature classes* wurden in der „*table of contents*“ angeordnet (Quartär, Strukturgeologie, lithostratigraphische Einheiten etc.) und die im Gelände aufgenommen Messpunkte, Aufschlusspunkte usw. dem GIS-Projekt hinzugefügt (Abb. 21, 92).
5. Die Polygone für die lithostratigraphischen Einheiten (Geologische Einheiten) und das Quartär wurden mittels der Geländebilder und den aus den Aufschlusspunkten und Lesestein-Punkten erhaltenen Daten abgeleitet. Ebenso wurden die im Feld gezeichneten Polygone (Tablet-Aufzeichnungen) mit einbezogen, um die Polygone zu verfeinern und in GIS mithilfe des „*editors*“ zu erstellen (Abb. 21, 92).
6. Aus den fertigen *feature classes* können sogenannte *shapefiles* erstellt werden, um die Daten transferieren zu können.

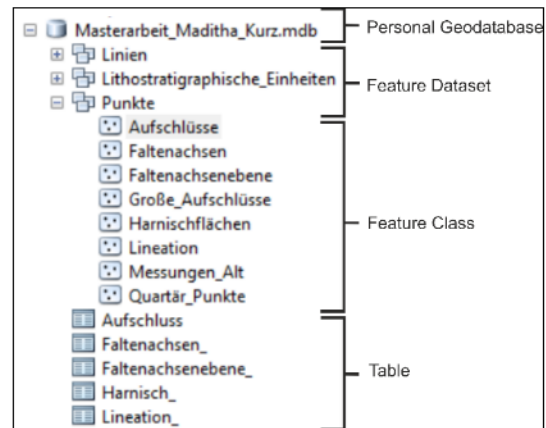


Abbildung 20: Abbildung des Aufbaus einer „*personal geodatabase*“ und deren untergeordneten Pfade zur Erstellung einer geologischen Karte in ArcMap (esri).

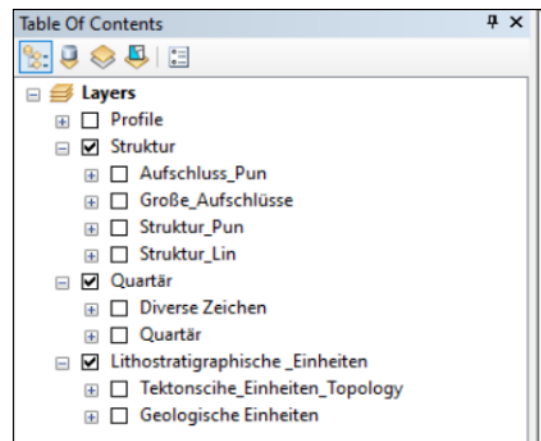


Abbildung 21: Ansicht der „*table of contents*“, diese stellt die einzelnen Ebenen der geladenen Daten dar. Diese ist von oben nach unten überlagernd angeordnet (ArcMap (esri)).

5.3 Erstellung eines Profils

Grundlage für die Erstellung der Höhenprofile von W nach E und von NNE nach SSW sind die mittels Kartierung erhobenen Daten. In einem ersten Schritt wurden die Profile von Hand angefertigt und in einem zweiten Arbeitsschritt digital überarbeitet und verfeinert. Nachfolgend werden die einzelnen Arbeitsschritte kurz erläutert.

Zunächst wurde anhand der bereits fertiggestellten geologischen Karte geprüft, welche Querschnitte am aussagekräftigsten sind und das Gebiet am besten beschreiben.

1. In Google Earth (Google LLC, 2013) wurde mit dem Werkzeug „Pfad hinzufügen“ von Westen nach Osten und von Süden nach Norden ein Pfad durch das Gebiet gezogen. Darauf aufbauend konnte dann ein Höhenprofil erzeugt werden. Das erstellte Höhenprofil wurde an der Karte (Geofast-Kartenblatt 98-Liezen) angelegt und die zur jeweiligen Formation gehörenden Fallwerte ergänzt und von Hand in die Karte eingezeichnet (Abb. 22). So entstand ein erstes Bild über die Lage und Höhenverteilung der einzelnen Formationen.

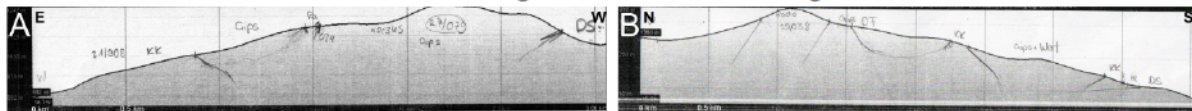


Abbildung 22: Geologisches Höhenprofil erstellt mit Google Earth und von Hand eingezeichneten Raumorientierungen der lithostratigraphischen Einheiten. A E-W Profil. B N-S Profil (Google LLC, 2013).

2. In einem zweiten Schritt wurden die Daten in ArcMap geladen. Mithilfe des DGM von Oberösterreich (Land Oberösterreich, 2013) und den Programmtools „*interpolate line*“ und „*profile graph*“ wurden mehrere Höhenprofile mit denselben Himmelsrichtungen erstellt und anhand der neu erzeugten Karte die Formationen und deren Fallwerte von Hand eingezeichnet. Die Profile wurden bis in eine Tiefe von mehreren hundert Metern interpoliert (Abb. 23) und sind daher nicht nur oberflächlich angelegt, sondern sehr detailreich dargestellt.

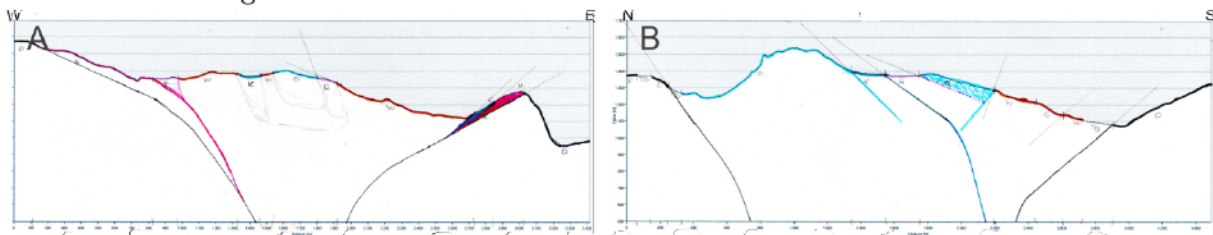


Abbildung 23: Höhenprofil erstellt mithilfe von ArcMap (esri), die enthalten Daten stammen aus den importierten Fallwerten aus fieldMOVE Clino (Petroleum Experts). A W-E Profil. B N-S Profil.

3. Um daraus digitale Profile erstellen zu können, wurden die in ArcMap (esri) erzeugten und dargestellten Daten in Move (Petroleum Experts) geladen und abgebildet, um anschließend Fallwinkel und Fallrichtung projizieren zu können (Abb. 24). In die Höhenprofile wurden zunächst die Formationen grob eingezeichnet. Anschließend wurden die Profile verfeinert und illustriert. Mittels 3D Funktion wurden dabei die einzelnen Punkte und Formationen

immer wieder verglichen, damit das Profil in den Dimensionen in beiden Richtungen übereinstimmt.

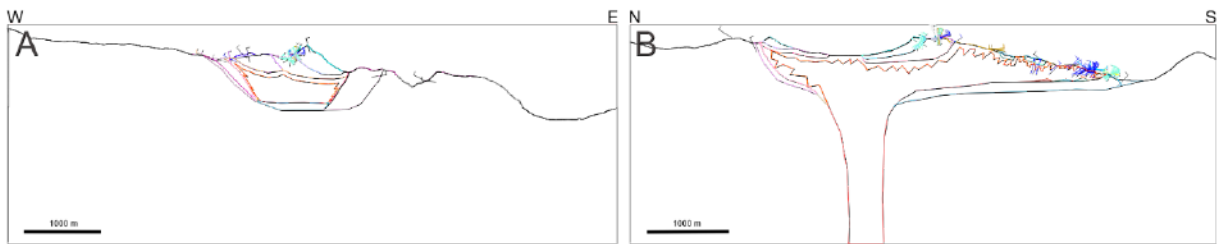


Abbildung 24: Höhenprofile aus dem Programm Move (Petroleum Experts) mit digital grob eingezeichneten lithostratigraphischen Einheiten. A W-E Profil. B NNE-SSW Profil.

4. Im weiteren Verlauf erfolgte dann schrittweise die Festlegung der Mächtigkeiten und Raumorientierungen der Formationen wie auch die Ausbildung der Bankung und des Grades der Deformation (Faltungen) (Abb. 25).

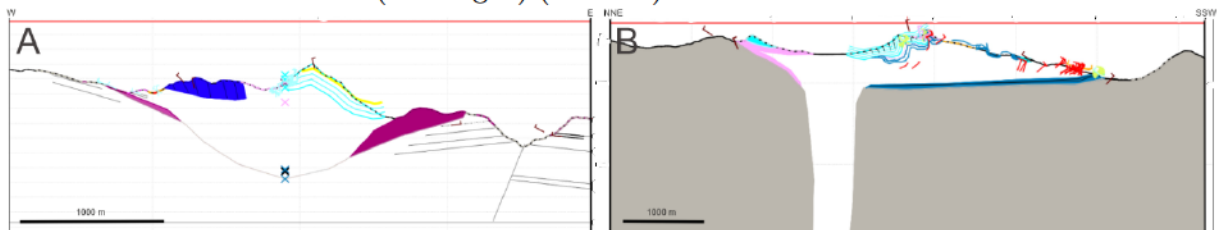


Abbildung 25: Mit Move erstellte Profile, die schrittweise detailreicher ausgearbeitet wurden (Move (Petroleum Experts)). A W-E Profil. B NNE-SSW Profil.

5. Die finale Version wurde mithilfe des Grafikprogramms CorelDRAW 2020 (der Firma Corel) ausgearbeitet. Die in Move gezeichneten Profile wurden hierfür exportiert und in CorelDRAW importiert, um sie darin genauer nachzeichnen und Details differenzierter ausarbeiten zu können (Abb. 26).

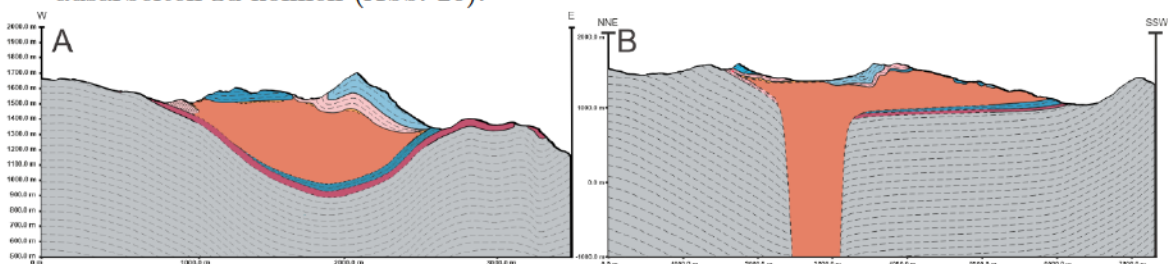


Abbildung 26: Profile erstellt mit CorelDRAW 2020 (Coral). A W-E Profil. B NNE-SSW Profil.

6. Beobachtungen, Auswertungen und Ergebnisse der erhobenen Daten

Im vorherigen Kapitel wurden die Methoden zur Erstellung der geologischen Karte und der geologischen Profile beschrieben und schrittweise erklärt. In diesem Kapitel werden nun die Methodik und die Daten zusammengeführt. Dabei werden die Daten aufgeschlüsselt und erläutert und es wird auf die Zusammenhänge näher eingegangen. (Die im Folgenden angegebenen Aufschlusskoordinaten beziehen sich auf das UTM-System Zone 33T)

6.1 Geländedokumentation der Raumorientierung und des sedimentären Lagenbaus der lithostratigraphischen Einheiten

Die Messungen der Raumorientierung des sedimentären Lagenbaus der lithostratigraphischen Einheiten im Arbeitsgebiet wurden durch die Daten von Ottner (1990) und den des Geofast-Kartenblattes 98-Liezen (Moser *et al.*, 2013-2014) ergänzt. Die Messungen zeigen, dass die Streichrichtungen ringförmig um das zentrale Haselgebirge angeordnet sind, wobei die Einfallswinkel gegen das Haselgebirge hin größer werden und eine *rim-syncline* bilden. Den äußersten Ring bildet der Dachsteinkalk. Gefolgt von der Ruhpolding-Formation mit dem allochthonen Haselgebirgskörper im Zentrum. Darüber befinden sich die überlagernden Einheiten. Nachfolgend wird das Kapitel in die Evaporitfolge (Haselgebirge aus Gips und Anhydrit) selbst sowie in die unter- und überlagernden Einheiten untergliedert. Diese Unterteilung spielt für die später folgende Erläuterung der Zusammenhänge eine große Rolle. Auf die strukturgeologischen Auffälligkeiten der Aufschlüsse wird in Kapitel 6.2 näher eingegangen.

6.1.1 Evaporitkörper und Werfener Schichten

Haselgebirge und Werfener Schichten

Die duktile Foliation des Haselgebirges (Gips und Anhydrit) und der Werfener Schichten ist durch die isoklinalen Fließfaltungen und *sheath folds* extrem variabel. Im Folgenden wird auf die einzelnen Gipsaufschlüsse, deren Lokalität und Raumorientierung eingegangen. Für die Arbeitsfrage ist die Lineation wie auch die Richtung der strukturgeologischen Merkmale des Gipses einer der wichtigsten Punkte, worauf in der Auswertung später nochmals näher eingegangen wird. Die rote Farbe des Bodens, wie auf Abbildung 27 ersichtlich, lässt nur noch erahnen, wo Gips unter dem Grünbewuchs liegt und wo direkt die Werfener Schichten folgen. Die Anordnung der nachfolgend beschriebenen Aufschlüsse startet im Süden des Arbeitsgebietes und reicht bis zu den nördlichsten Aufschlüssen.



Abbildung 27: Übersichtsbild über das rekultivierte ehemalige Gipsabbaugebiet der Firma Knauf. Bild stammt aus dem Jahr 2020 und enthält einige der im Folgenden erwähnten Gipsaufschlüsse (siehe Nummern mit den zugehörigen Punkten) (E446095/N5274556).

Haselgebirge: Aufschluss G1_1003 (E446007/N5274526), 1144-1139 m Höhe & G1-_1014 (E446334/N5274450), 1141 m Höhe: Kleine Gipsaufschlüsse am Wegesrand im südlichen Teil von Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Die Aufschlüsse 1003 und 1014 bilden die zwei südlichsten Aufschlüsse und somit den südlichen Rand der evaporitischen Abfolge. Sie liegen, wie auf Abbildung 30 ersichtlich, inmitten des ehemaligen Gips-Abbaugesbietes der Firma Knauf. Das Gebiet wurde mittlerweile nahezu komplett rekultiviert und aufgeforstet, wodurch nur noch wenige Aufschlüsse zu sehen sind. Aufschluss 1003 ist in 2 kleinere Aufschlüsse unterteilbar in a) Aufschluss 1003 oberhalb und b) Aufschluss 1003 unterhalb des Wanderwegs. Beide Aufschlüsse haben eine maximale Länge und Höhe von ca. 2 Metern. Aufgrund der Empfindlichkeit von Gips gegenüber Feuchtigkeit sind beide Aufschlüsse in schlechtem Zustand (Abb. 87 A). In Folge des hohen Zerfalls gibt es jedoch auch einige frisch aufgebrochene Stellen, an denen die Streckungslineation des Gipses gut messbar und dokumentierbar ist. Geht man von Aufschluss 1003 einige Meter bergauf, so kann man in einer Wasserablaufrinne entlang des Weges den Haselgebirgston und die Werfener Schichten gut erkennen. Außerdem kann man erkennen, dass in Aufschluss 1003 a) Werfener Schichten in den Gips eingezogenen sind (Abb. 28).



Abbildung 28: Fotografie eines Teilabschnittes des Aufschlusses 1003a. Zu sehen ist in weißer Umrandung ein Einschluss der Werfener Schichten innerhalb des Haselgebirges (E446009/N5274523).

Aufschluss 1014 bildet die Grenze zwischen Gips und Ruhpoldinger Kieselkalk und liegt aufgeschlossen, wie eine Art Treppe, auf ca. gleicher Höhe wie Aufschluss 1003 a) und b) vor (Abb. 29 A). Er hat einen Höhenunterschied von ca. 10 m und eine Länge von rund 50 m. Die Kontaktzone zwischen Kieselkalk und Gips (Abb. 29 B) gibt keinerlei Hinweis auf einen tektonischen Prozess, sondern deutet auf einen sedimentären Vorgang hin. Interessant an diesem Aufschluss, welcher nur ca. 80 m oberhalb des Dachsteinkalks liegt, sind die darin vorkommenden Brekzien-Horizonte. Die Brekzien enthalten diverse Komponenten, bei einigen könnte es sich um Dachsteinkalk, aber auch um Gips handeln (Abb. 29 C; Abb. 63 C).

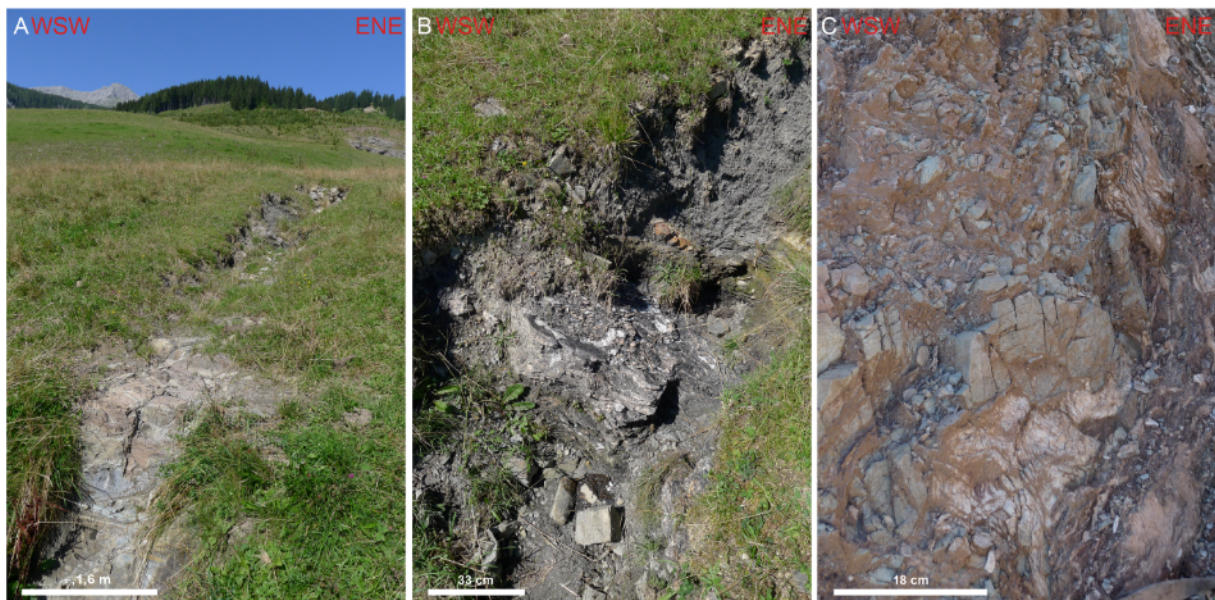


Abbildung 29: Aufschluss 1014, Übergangszone von Ruhpoldinger Kieselkalk zu Haselgebirge. A Bild des gesamten Aufschlusses. B Kontaktbereich von Haselgebirge und Ruhpoldinger Kieselkalk. C Melange aus Haselgebirge und Ruhpoldinger Kieselkalk (E446334/N5274450).

Bei beiden Aufschlüssen herrscht ein mittlerer Einfallswinkel in Richtung NNE bis NE vor (Tabelle 1, Abb. 30 A). Die Lineation (Fließrichtung) weist auf ein Fließen aus nordnordöstlicher bis nordöstlicher Richtung hin (Tabelle 1, Abb. 30 B).

Messdaten: 1003				Messdaten: 1014			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth	Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	53	015	1	B	35	018
2	B	38	018	1	L	24	064
2	L	26	084				
2	L	36	065				
3	B	42	030				
3	L	40	015				

Tabelle 1: Fallwerte der Foliation und Streckungslination des Haselgebirges, angeordnet von West (Punkt 1) nach Ost (Punkt 3) der Aufschlüsse 1003 und 1014. Dip= Fallwinkel, (Dip) Azimuth= Fallrichtung.

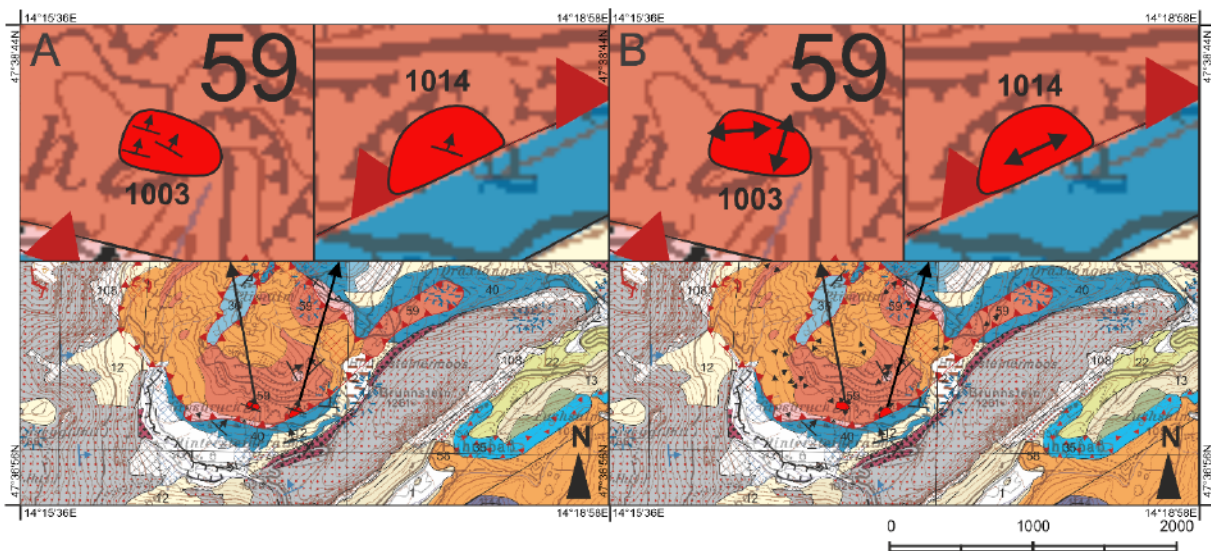


Abbildung 30: Kartenausschnitt aus dem Kartenblatt 98-Liezen von Moser et al. (2013-2014), mit der exakten Position der Aufschlüsse 1003 und 1014 (Legende siehe Abb. 19). A Fallrichtung. B Streckungslination (Fließrichtung) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G2_1002 (E446303/N5274708), 1207 m Höhe: In der Mitte des Abbaugebietes von Westen nach Osten verlaufend in Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1002 liegt in der Mitte des ehemaligen Abbaugebietes und ist ca. 30 bis 40 m hoch und 100 m lang. Auch hier ist der Aufschlusszustand schlecht, aufgrund dessen Brüchigkeit sind aber Frischgestein-Bereiche entstanden, die teils messbar sind (Abb. 31 A).

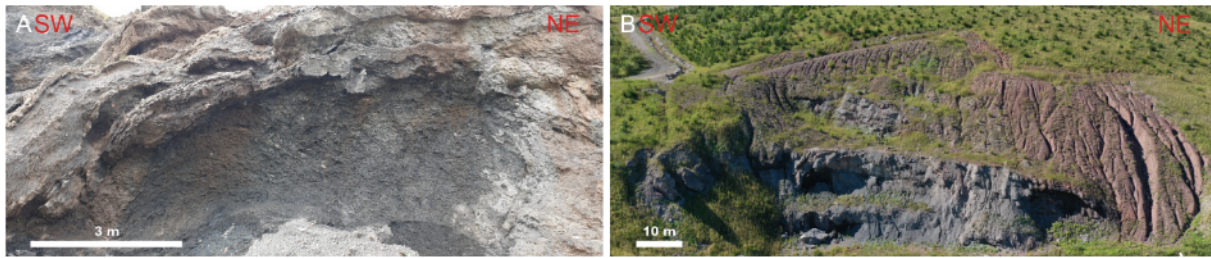


Abbildung 31: A Teilabschnitt des Aufschlusses 1002. Zu sehen ist ein stark verwitterter Gips, bei dem weder eine Foliation noch eine Streckungslineation zu sehen sind (E446294/N5274687). B Übersichtsfoto des Aufschlusses 1002, gut zu sehen sind die an den Seiten herabkommenden Werfener Schichten mit deren massiven, durch Witterung hineingefressenen Rinnen (E446338/N5274656).

Der Aufschluss ist nicht direkt über den in Abbildung 31 B zu erkennendem Weg zugänglich, sondern muss über die Wiese begangen werden. Besonderheiten sind Jurakalk-Komponenten innerhalb des Gipsgefüges und schiefrig, mergelige Lagen unterhalb des Gipses, welche eventuell Haselgebirgstone sein könnten. Der hier aufgeschlossene Gips ist teils stark deformiert, wobei es sich nicht um einen spröden, sondern eindeutig um einen duktilen Deformationsmechanismus handelt (Abb. 31 A). Anzumerken ist, dass die Werfener Schichten auf dem Gips aufliegen und sich an dessen Flanken einen Weg um den Aufschluss herum bahnen (Abb. 31 B). Außerdem bilden die Werfener Schichten einen direkten sedimentären Kontakt zum Gips. Die Messdaten zeigen ein mittleres bis steiles Einfallen gegen N bis ENE. Die Lineation weist auf ein Fließen aus nordöstlicher Richtung hin (Tabelle 2, Abb. 32).

Messdaten: 1002			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	81	036
1	L	50	045
2	B	31	078
3	B	35	005
3	B	32	064
3	L	33	050

Tabelle 2: Fallwerte und Lineation des Gipsaufschlusses 1002. Die Messdaten sind von West (1) nach Ost (3) angeordnet.

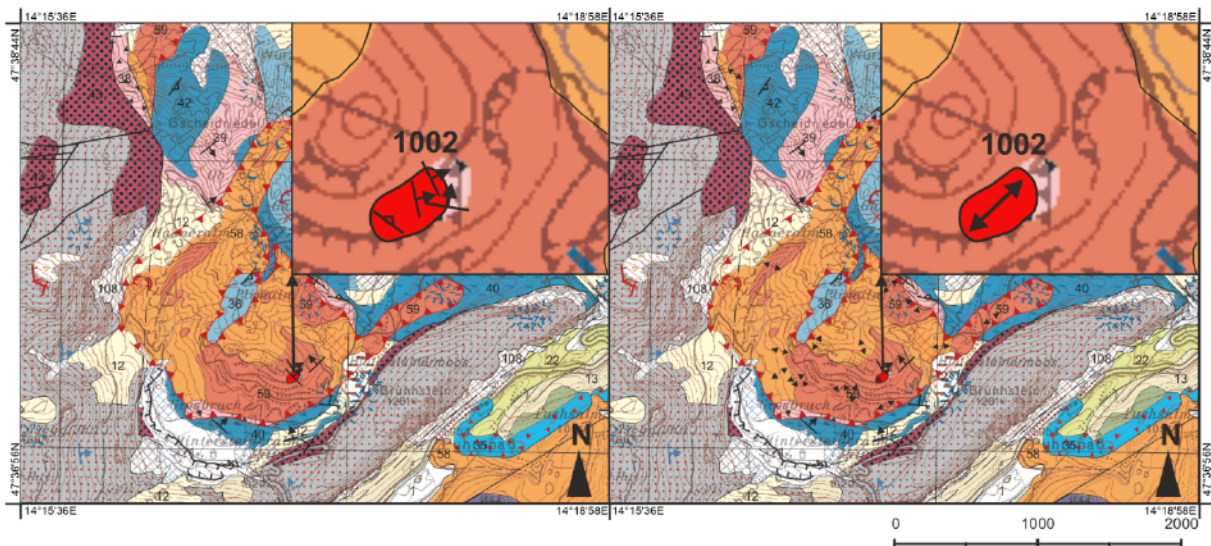


Abbildung 32: Übersichtskarte über die Lage des Aufschlusses 1002 (Legende siehe Abb. 19). A Einfallrichtung. B Streckungslineation (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G3_1004 (E446191/N5274879), 1240 m Höhe & G3_1005 (E446129/N5274896), 1244 m Höhe & G3_1006 (E445882/N5274894), 1233 m Höhe: Oberhalb des ehemaligen Abbaugebietes und somit am nördlichen Rand von Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Der von mir als „Rote Kuppel“ bezeichnete Aufschluss 1004, zusammen mit 1005, ist der drittgrößte Gipsaufschluss im Arbeitsgebiet. Er weist eine Länge von ca. 100 m, eine Breite von 70 m und einen maximalen Höhenunterschied von 8 m auf. Die Namensgebung fällt auf die durch Werfener Schichten verursachte rote Färbung zurück. Die Aufschlussqualität ist auch hier sehr schlecht, dennoch sind Messungen möglich. Der Aufschluss ist von zwei Seiten her zugänglich; die Wege sind jedoch schlecht erhalten und teils unterspült. Eine Besonderheit ist, wie schon zuvor erwähnt, die sehr markanten Werfener Schichten (rot), welche direkt auf dem Haselgebirge aufliegen. Sie sind ebenso schlecht erhalten und werden nur noch als ein Gemisch aus Glimmer und Ton angetroffen (Abb. 33). Auch hier gibt es Indikatoren für Soft-Sediment Deformation.



Abbildung 33: Rote Kuppel Aufschluss 1004, 1005, aufgeteilt in Abschnitte (Tabelle 3) (E446204/N5274816). Gips in Grau wird überlagert von Werfener Schichten in Rot, durch Regen und Schnee zum Teil stark verwittert.

Aufschluss 1006 liegt weiter westlich am Ende des Wegs und ist ebenso durch Regen und andere natürliche Einflüsse in Mitleidenschaft gezogen worden. Es handelt sich um ein zusammengefasstes Gebiet mit mehreren kleineren Aufschlüssen (Abb. 34). Genauer handelt es sich um 4 kleinere Aufschlüsse, die ähnliche Merkmale wie Aufschluss 1004 und 1005 besitzen. Das Gebiet hat eine Länge und Breite von jeweils ca. 30 m und ist ca. 3 m hoch.



Abbildung 34: Aufschluss 1006. Zusammenschluss von vier kleineren Aufschlüssen westlich der Roten Kuppel. A Messpunkt 1 und 2 von Westen nach Osten angeordnet (E445857/N5274882). B Messpunkt 3 liegt nordöstlich von Bild A (E445870/N5274880).

Die Messwerte von Aufschluss 1004 und 1005, Bereich 1 (Abb. 35 A, 33; Tabelle 3) zeigen ein flaches Einfallen vor allem in nordwestliche bis nordöstliche Richtung. Das Einfallen bestätigen auch die Messwerte der Bereiche 2, 3, 4 (Abb. 35 A, 33; Tabelle 3). Bereich 5 hingegen fällt eindeutig gegen NE ein. Die Lineation von Bereich 1, 2, 5 zeigt ein Fließen aus NW bis N (Abb. 35 B; Tabelle 3).

Aufschluss 1006 kann nach Himmelsrichtungen angeordnet werden, der nördlichste Aufschluss (Punkt 3) fällt mit einem mittleren Winkel gegen NNW ein (Abb. 34 B; 35 A). Punkt 1 und 2 fallen mit einem mittleren Winkel gegen NNE bis ENE ein (Abb. 34 A; 35 A). Die Lineation der Aufschlüsse weist auf eine Fließrichtung aus N bis NNE hin (Abb. 35 B, Tabelle 3).

Messdaten: 1004_1005				Messdaten: 1006							
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth	Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth	Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	23	350	2	L	21	337	3	B	54	343
1	L	8	003	2	B	20	008	2	B	37	012
1	B	9	316	2	L	17	002	1	B	18	063
1	L	11	070	3	B	28	287	1	L	27	024
1	B	20	356	3	B	31	314	1	L	33	030
1	B	33	307	3	B	31	262	1	L	21	008
1	L	18	266	3	B	29	281				
1	B	41	350	3	B	27	079				
1	B	25	283	3	B	28	078				
1	B	27	004	4	B	48	281				
1	B	54	020	4	B	33	280				
1	L	20	321	4	B	38	266				
1	B	30	045	5	L	53	340				
1	L	14	110	5	B	61	027				
1	B	28	045	5	L	40	322				
1	L	16	005	5	B	70	035				
2	B	17	073	5	L	34	328				
2	B	49	322	5	B	65	047				
2	B	27	294								

Tabelle 3: Übersicht über die Messwerte der Aufschlüsse 1004, 1005 und 1006 (siehe Abb.33 & 34 für die Anordnung der Punkte).

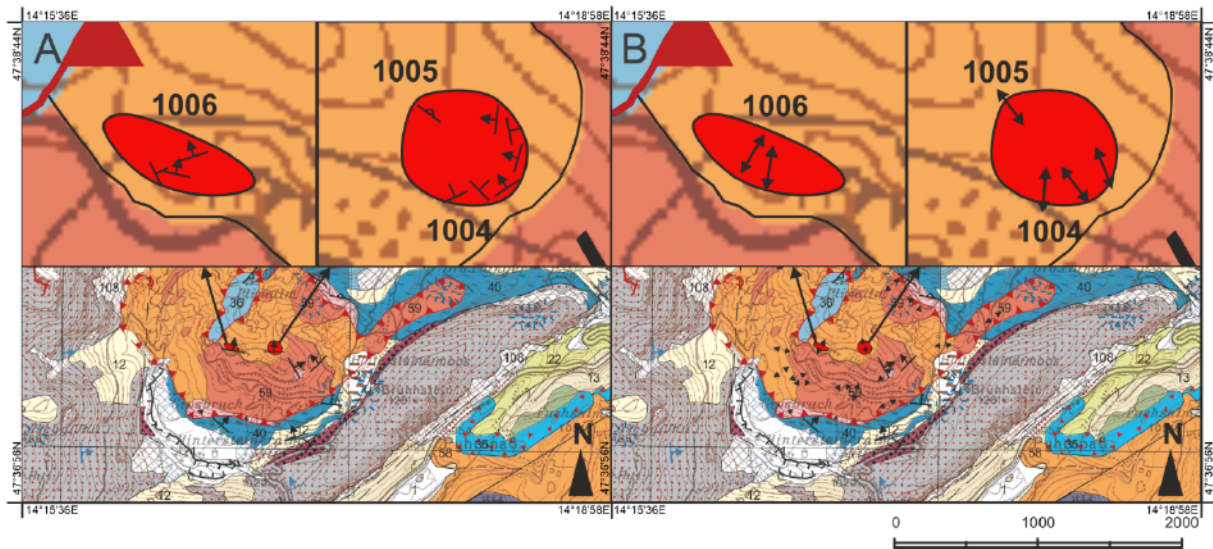


Abbildung 35: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1004, 1005 und 1006 (Legende siehe Abb. 19). A Fallrichtung. B Streckungslineation (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G4_1019 (E446817/N5274914), 1147 m Höhe & G4_1041 (E447251/N5275261), 1094 m Höhe: Evaporitische Zunge im Osten von Gebiet 3 (Abb. 19 B).



Abbildung 36: A Gips Doline am Ende der östlich auslaufenden Gipszunge (E447290/N5275276). B Aufschluss 1019, liegt am Rand einer Gipsdoline unter dem Wurzelwerk des hier abgebildeten Baumes, darunter befindet sich ein verkarsteter Hohlraum (E446802/N5274902).

Aufschluss 1019 befindet sich südlich des Wanderwegs 289 und der Gammeringabfahrt und ist aufgrund dessen Lage inmitten eines Hochmoores sehr feucht. Aufgrund der Feuchtigkeit vor Ort kam es hier vermehrt zu Gipslösung, eine dolinenreiche Landschaft konnte entstehen (Abb. 36 A). In einer ca. 10 m langen und breiten Doline kann im Wurzelbereich aufgeschlossenes Gestein eingemessen werden. Der Zugang zu diesem Aufschluss ist schwierig, da sich unterhalb dessen ein verkarsteter Hohlraum befindet (Abb. 36 B).

Aufschluss 1041 befindet sich abseits der Straße am Ende der Gipszunge nördlich des Draxlangerbachs und westlich der Draxlanger. Auch hier dienen hauptsächlich Gipsdolinien als Anzeiger für Gips. Aufgrund der starken Verkarstung im Gebiet ragt ausschließlich ein kleines Stück Gips aus dem überwiegend von Moos überwachsenen Bereich heraus. Deswegen konnte nur ein Messpunkt aufgenommen werden und keine Lineation. Beide Aufschlüsse haben aufgrund der Feuchtigkeit und Vegetation eine äußerst schlechte Qualität.

Die Foliation in Aufschluss 1019 fällt im Mittel gegen NW ein (Abb. 37 A, Tabelle 4). Ein kleiner Aufschluss östlich davon fällt flach gegen NE ein. Aufschluss 1041 fällt mit einem Winkel von 35° Grad gegen SE ein und bildet den östlichsten Punkt. Die Daten lassen auf eine Fließrichtung aus westsüdwestlicher Richtung schließen, dies stimmt mit der östlichen Lage der Gipszunge und einer Basis des Gipses eventuell im NW überein (Abb. 37 B, Tabelle 4).

Messdaten: 1019-1041			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	L	31	245
1	B	65	314
1	B	37	326
2	L	16	233
2	B	64	324
2	L	22	263
2	B	37	329
3	B	23	051
4	B	35	133

Tabelle 4: Übersichtstabelle über die vorhandenen Messdaten der beiden Aufschlüsse 1019 & 1041. Die Aufschlusspunkte wurden von Westen (1) nach Osten (4) angeordnet. Punkt 4 ist demnach Aufschluss 1041.

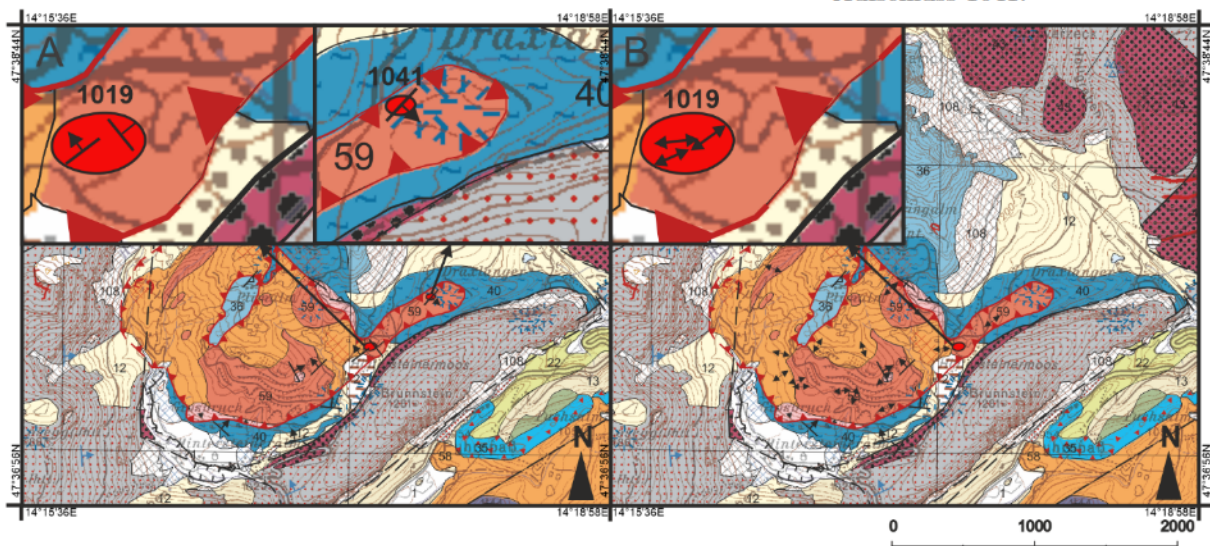


Abbildung 37: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1019 und 1041 (Legende siehe Abb. 19). Bild A Fallrichtung. Bild B Streckungslineation im Gebiet (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G5_1007 (E445657/N5274779), 1165-1202 m Höhe: Großer Gipsaufschluss der Firma Knauf, westlich in Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Der im SW gelegene Gipsaufschluss 1007 ist aufgrund dessen Größe einer der interessantesten Gipsaufschlüsse (Abb. 38). Er weist eine Länge von knapp 400 m und eine Höhe von ca. 50 m auf und ist für das Verständnis der halokinetischen Prozesse in diesem Gebiet von großer Bedeutung. Der Aufschluss ist aufgrund dessen Größe trotz Verwitterung sehr gut erhalten. Er ist über eine Wiese oder durch ehemalige Wege, die teils schlecht erkenntlich sind, zugänglich. Dieser Gipsaufschluss ist offensichtlich nicht natürlich entstanden, sondern ein Überbleibsel des ehemaligen Abbaus durch die Firma Knauf. Er lässt sich vermutlich aufgrund der abschüssigen Lage schwer beforsten und rekultivieren.

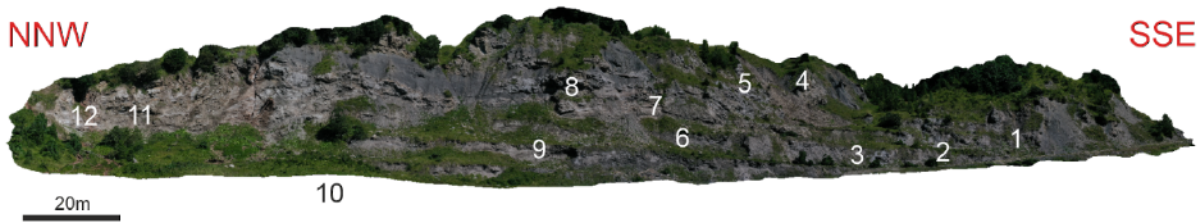


Abbildung 38: Gipsaufschluss 1007, im SSW des Gebietes gelegen. Zu sehen sind die Messpunkte von Norden (12) nach Süden (1) (E445539/N5274784).

Interessant ist, dass wie in anderen Aufschlüssen schon beobachtet, teilweise Jurakalk-Komponenten im Gips vorhanden sind. Diese bilden den Mittelpunkt von sigmoidalen Tonklasten, lagern aber teils auch auf dem Gips als dünne Schicht auf. Die Komponenten sind zum Teil oxidiert, ähnlich zu oxidierten Bereichen im Dachsteinkalk.

Es lässt sich eine eindeutige Fließrichtung anhand der Streckungslineation, der Foliation und der struktureologischen Mechanismen ablesen (Kapitel 6.2). Es wurden mehrere Punkte aufgenommen. Beginnend von Süden nach Norden (Abb. 38, 39; Tabelle 5).

Den Werten lässt sich entnehmen, dass das Gipsgefüge im nördlichen Aufschlussabschnitt (Tabelle 5 und Abb. 38, 39 A; Messpunkt 11-12) mit einem flachen bis mittleren Winkel gegen NNE bis NE einfällt. Sich an den südlichsten Punkten (Tabelle 5 und Abb. 38, 39; Messpunkt 1-3) jedoch deutlich steiler in Richtung W bis N neigt. Die Lineation in Kombination mit Schersinn-Indikatoren (siehe Kapitel 6.2) weist auf ein Fließen der südlichen Punkte aus westlicher bis ostnordöstlicher Richtung nach Süden hin. Im nördlichen Abschnitt aus östlicher Richtung nach Süden hin.

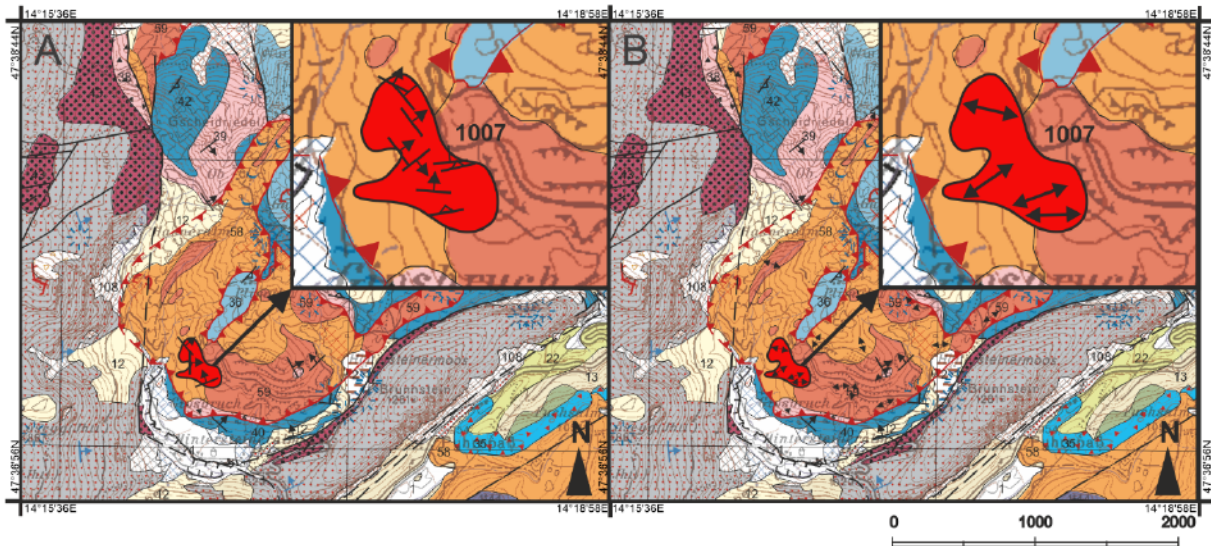


Abbildung 39: Aufschluss 1007. Übersichtskarte über die Lage des Aufschlusses und dessen Messwerten (Legende siehe Abb. 19). Bild A Fallrichtungen. Bild B Streckungslineation (Fließrichtung) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Messdaten: 1007							
Punkt	Lineation(L) / Bedding(B)	Dip	Azimuth	Punkt	Lineation(L) / Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	80	351	7	B	39	073
1	B	60	351	7	B	56	103
1	L	44	267	8	B	47	079
2	B	84	215	9	B	33	054
2	B	56	010	9	L	33	054
2	L	32	069	10	B	24	062
3	B	40	004	10	B	27	054
3	L	19	306	10	B	44	053
4	B	50	350	11	B	24	050
4	B	76	347	12	B	41	027
5	B	29	354	12	L	21	102
6	B	54	142				

Tabelle 5: Übersichtstabelle über die Messdaten aus Aufschluss 1007. Die Punkte ordnen sich von Süden (1) nach Norden (12) an.

Haselgebirge: Aufschluss G6_1043 (E445549/N5275458), 1237 m Höhe & G6_1044 (E445525/N5275226), 1192 m Höhe: Aufschluss am Fluss im Westen und im Wald an der Grenze von Gebiet 1 zu 4 (Abb.19 B).

Aufschluss 1043 befindet sich an den Ufern des Hintersteinerbachs unterhalb der Hasneralm und ist einer der westlichsten Aufschlusspunkte in Gebiet 1 und 4. Die Größe des Aufschlusses umfasst ca. 50 m Länge und 20 m Höhe. Er ist schwer zu begehen und nur durch das Bachbett zugänglich. Während des leichten Aufstiegs kann man am Uferrand immer wieder Werfener Schichten erblicken, was deutlich macht, dass unterhalb dessen Gips liegen muss. Aufgrund der Anfälligkeit des Gipses ist auch dieser Aufschluss nicht perfekt erhalten, dennoch ließen sich hier einige Messdaten entnehmen (Abb. 40 A). Aufschluss 1044 liegt weiter westlich im Wald und südöstlich des Aufschlusses 1043. Er konnte nur mithilfe gepeilter Kompassmessungen aufgenommen werden. Ähnlich wie bei Aufschluss 1019 ist an diesem Aufschluss problematisch, dass sich direkt unter dem rund 3-4 m hohen und breiten Aufschluss ein verkarsteter Hohlraum befindet, möglicherweise ein Höhleneingang (Abb. 40 B).



Abbildung 40: A Übersichtsfoto der westlichen Uferböschung des Aufschlusses 1043 und des hier größten aufgeschlossenen Bereiches. Der Gips ist stark verwittert (E445551/N5275459). B Aufschluss 1044 befindet sich mitten im Wald im Wurzelwerk eines Baumes. Darunter befindet sich ein verkarsteter Hohlraum unbestimmter Größe. Daher ist der Aufschluss schlecht zugänglich (E445534/N5275227).

Die Messwerte von Aufschluss 1043 zeigen ein steiles Einfallen in Richtung NNE, die Streckungslination weist auf eine flache Lination (Fließen) in nordwestliche bis ost-südöstliche Richtung hin (Abb. 41 A, B; Tabelle 6). Die hier anzutreffenden Werfener Schichten sind nicht messbar, jedoch sieht es nach einem Einfallen gegen Osten aus. Aufschluss 1044 ließ sich nur grob über eine gepeilte Messung aufnehmen. Die Messung ergab ein ungefähres Einfallen gegen NE, was zu den Werten aus Aufschluss 1043 passt (Abb. 41 A, Tabelle 6).

Messdaten: 1043				Messdaten: 1044			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth	Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	71	015	1	B	46	046
2	B	61	037				
2	L	23	319				
3	L	28	110				
3	B	73	024				

Tabelle 6: Übersichtstabelle der Aufschlüsse 1043 und 1044. Aufschluss 1044 ist eine Luftmessung, da nicht direkt an der Wand gemessen werden konnte.

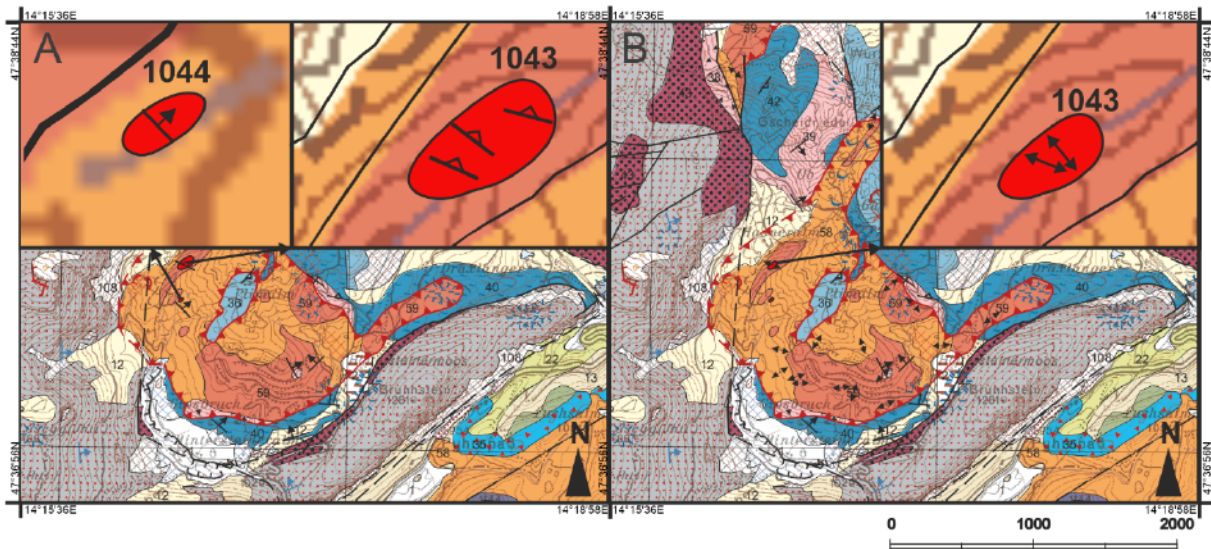


Abbildung 41: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1043 und 1044 (Legende siehe Abb. 19). Bild A Fallrichtung. Bild B Streckungslineation (Fließrichtung) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G7_1029 (E446226/N5276491), 1579-1619 m Höhe & G7_1031 (E446219/N5276533), 1540 m Höhe: Gips am nördlichen Rand, unterhalb von Radiolarit in Gebiet 5 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1029 und 1031 bilden die zwei der drei nördlichsten Aufschlüsse. Aufschluss 1029 liegt nördlich der oberen Gameringalm und ist gut über die Seilbahn und die Hahngrabenabfahrt gefolgt von der Gameringabfahrt zu erreichen. Er ist aufgrund des Vorkommens mehrerer Lithologien besonders interessant, da hier die direkten Kontakte von Gips zu Ruhpoldinger Kieselkalk, von Ruhpoldinger Kieselkalk zu Ruhpoldinger Radiolarit und von Ruhpolding-Formation zu Oberalm-Formation zu sehen sind (Abb. 42). Die Kontakte sind sedimentärer Natur und nicht durch gravitative Prozesse wie Eingleiten geprägt. Der Aufschluss ist ca. 30-40 m hoch und ca. 60 m breit. Die Aufschlussqualität ist wie bei den anderen Aufschlüssen schlecht. Der Gips wird hier kaum aufgeschlossen angetroffen, da über ihm Massen von Geröll der Ruhpolding-Formation und Oberalm-Formation liegen (Abb. 42).



Abbildung 42: Aufschluss 1029, Punkt 1. Im oberen Abschnitt Oberalm-Formation, gefolgt von Ruhpoldinger Radiolarit und Kieselkalk und im letzten Abschnitt Haselgebirge. Am Fuß des Aufschlusses sind große Mengen an Schutt der Oberalm- und Ruhpolding-Formation zu sehen (E446161/N5276467).

Östlich des Hauptaufschlusses sind mehrere kleine Gipsaufschlüsse zu sehen. Die Aufschlussqualität ist ausreichend, um die Fallrichtung der sedimentären Schichtung messen zu können, jedoch zu verfallen für die Streckungslination. Die zusammengefassten Aufschlüsse sind einzeln ca. 3 m hoch und ca. 2 m breit (Abb. 43).



Abbildung 43: Aufschluss 1029. Messungen von Nord (2) nach Süd (3), siehe Tabelle 7. Die Aufschlüsse befinden sich südöstlich von Aufschluss 1029. Zu sehen sind herausragende Rippen von teils stark verwittertem Gips (E446213/N5276450).

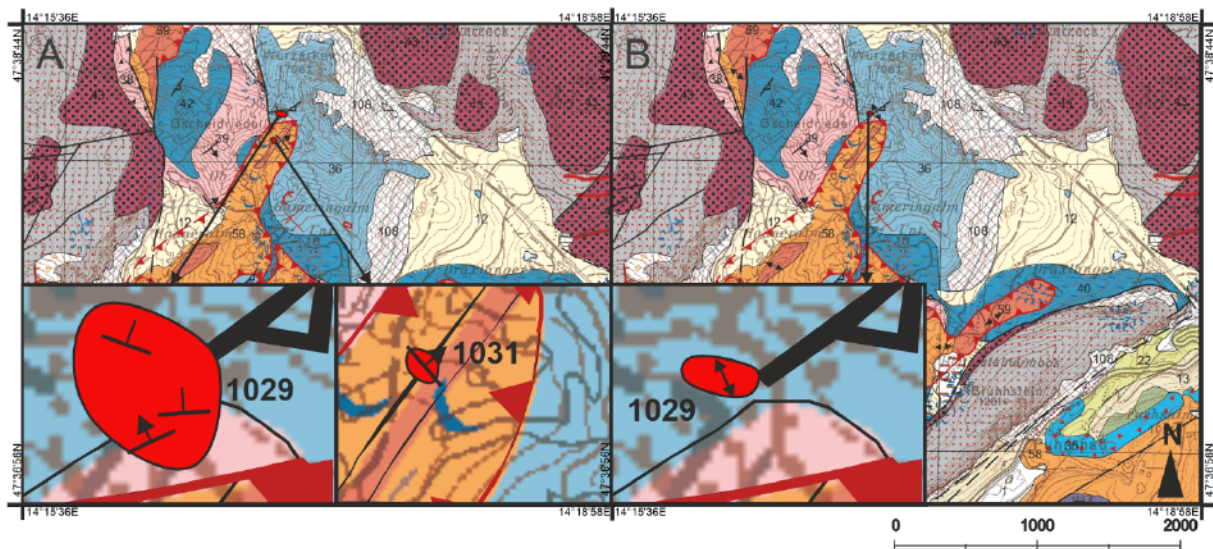


Abbildung 44: Übersichtskarte über die Messungen der Aufschlüsse 1029 und 1031 (Legende siehe Abb. 19). Die Messdaten sind in Tabelle 7 aufgeführt. A Einfallrichtung. B Streckungslineation (Moser *et al.*, 2013-2014).

Aufschluss 1029 zeigt ein mittleres bis flaches Einfallen gegen NNW-NNE und ein Fließen aus Richtung NNW (Abb. 44, Tabelle 7, Punkt 1-3). Aufschluss 1031 zeigt eine Einfallrichtung gegen NE mit einem mittleren Einfallswinkel (Abb. 44 A, Tabelle 7, Punkt 4).

Messdaten: 1029_1031			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	22	020
1	L	13	333
2	B	56	259
3	B	23	329
3	B	15	015
3	B	28	349
3	B	51	335
4	B	41	049

Tabelle 7: Übersichtstabelle der Messdaten der Aufschlüsse 1029 (Punkt 1-3) und des Aufschlusses 1031 (Punkt 4).

Haselgebirge: Aufschluss G8_1036 (E445307/N5276738), 1520 m Höhe: Im Nordwesten, westlich des Gscheidriedel Gipfels in Gebiet 7 (Abb. 19 B).

Der nördlichste und gleichzeitig westlichste Aufschluss 1036 liegt am westlichen Steilhang des Gscheidriedel, südöstlich der Frauenkarabfahrt und des Wanderwegs 218. Er ist aufgrund des starken Gefälles schwer zu erreichen und nur über eine Wiese zugänglich. Er ist ca. 2 m hoch und 3-4 m lang, die Aufschlussqualität ist gut (Abb. 45). Das Landschaftsbild ist nicht nur durch die sehr steilen Hänge gekennzeichnet, sondern auch durch Verkarstung in Form von Lösungstrichtern und Dolinen (Gips).

Messdaten: 1036			
Punkt	Lineation(L)/ Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	L	24	127
2	B	30	120

Tabelle 8: Messdaten des Aufschlusses 1036.



Abbildung 45: Fotografie des Aufschlusses 1036. Zu sehen ist ein am Hang anstehender Gips mit verkarstem Hohlraum. Aufgrund des witterungsgeschützten Hanges gab es eine gute Lineation und Foliation (E445300/N5276736).

Der Aufschluss zeigt ein Einfallen gegen SE (Abb. 46 A, Tabelle 8). Die Lineation weist auf eine Fließrichtung ebenfalls aus Richtung SE hin, also entgegen den anderen Aufschlüssen (Abb. 46 B, Tabelle 8).

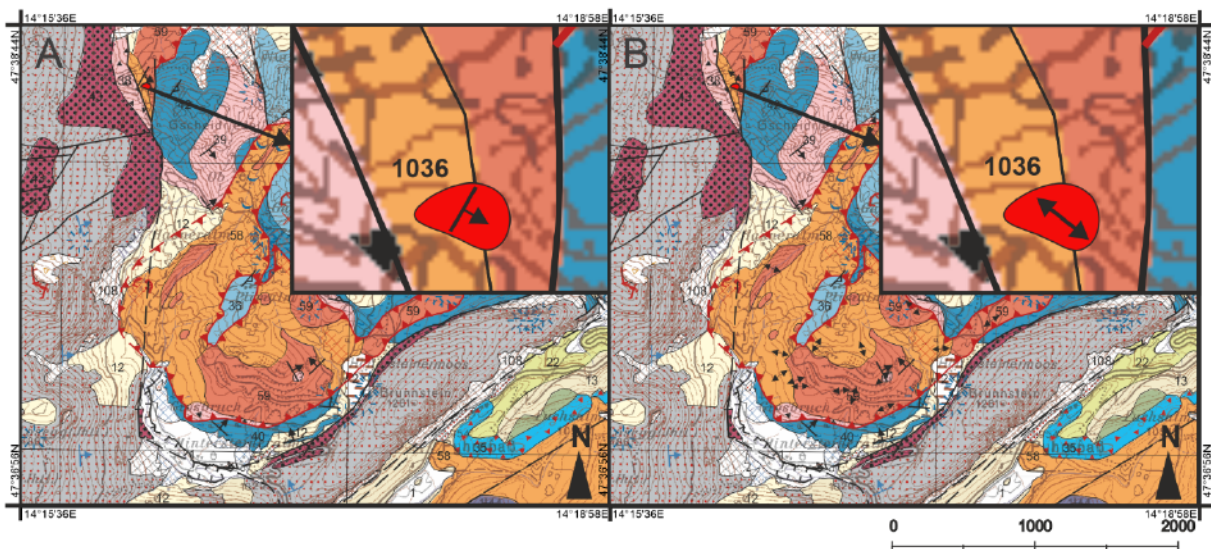


Abbildung 46: Übersichtskarte des Aufschlusses 1036 (Legende siehe Abb. 19). A Fallrichtung. B Streckungslineation (Fließrichtung) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Haselgebirge: Aufschluss G9_1048 (E446564/N5275125), 1216 m Höhe: Oberhalb der Gipszunge. Am Hang zur Gammeringabfahrt in Gebiet 4 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1048 liegt südwestlich der Gammeringabfahrt und unterhalb des Weges zur unteren Gammeringalm am Hang. Er ist aufgrund seiner Lage schwer zugänglich und konnte daher nur schlecht vermessen werden, insbesondere die Streckungslination. Er ist ca. 3 m breit und hoch und von seiner Qualität her eher als schlecht einzustufen.

Die Messdaten zeigen ein steiles Einfallen in südsüdöstliche bis südsüdwestliche Richtung, aber auch ein Einfallen gegen NNW, wobei es sich hierbei erneut um eine gepeilte Messung handelt (Abb. 47, Tabelle 9). Die Lination weist auf ein flach einfallendes Fließen aus NW hin (Abb. 47, Tabelle 9).

Messdaten: 1048			
Punkt	Lineation(L) / Bedding(B)	Dip	Azimuth
1	B	75	205
1	L	21	315
1	B	87	157
1	B	42	345

Tabelle 9: Messdaten des Aufschlusses 1048. Der letzte Wert der Tabelle ist eine Luftmessung.

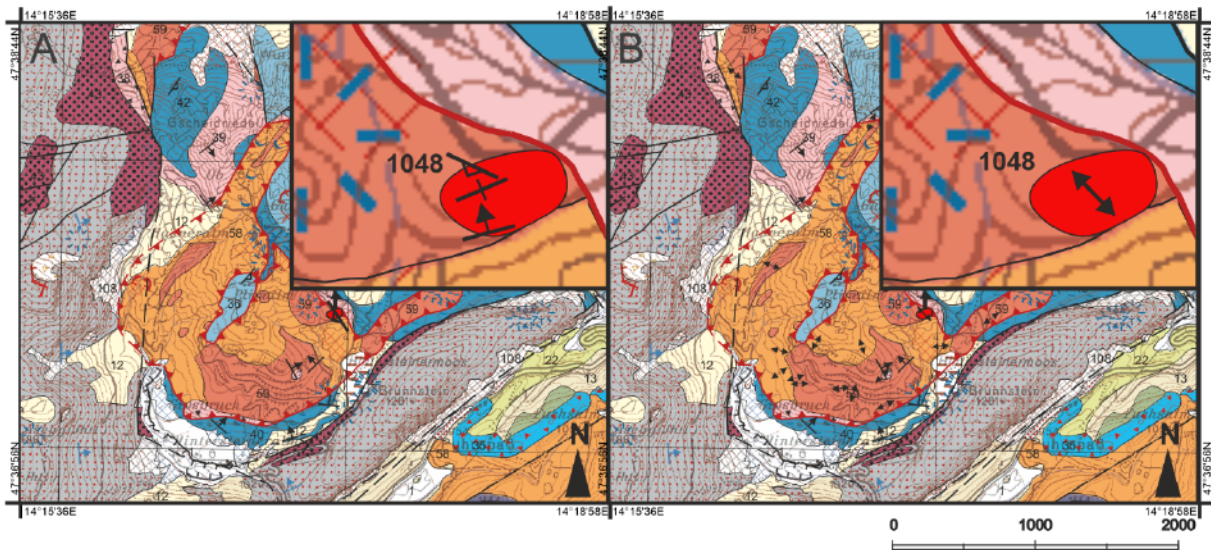


Abbildung 47: Übersichtskarte des Aufschlusses 1048 (Legende siehe Abb. 19). A Fallwerte. B Streckungslination (Fließrichtung) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Werfener Schichten: Aufschluss: W1_1018 (E446246/N5274759), 1242 m Höhe & W1_1021 (E445807/N5274584), 1194 m Höhe & W1_1022 (E445879/N5274726), 1179 m Höhe. In der Mitte des Abbaugebietes und des Arbeitsgebietes 2 (Abb. 19 B).

Aufgrund der geringen Härte der Werfener Schichten liegen diese nur selten als anstehendes Gestein vor (Abb. 48). Vielmehr sind sie im Feld als Ton mit Glimmerpartikeln anzutreffen und verteilen sich nahezu über den kompletten Gips. Die Aufschlüsse, an denen die Werfener Schichten messbar sind, werden in diesem Abschnitt zusammengefasst und kurz näher beschrieben.

Aufschluss 1018 (Abb. 48) zeugt von einer schlechten Aufschlussqualität. Der Aufschluss ist ca. 50 m lang und 10-20 m breit und liegt östlich unterhalb von Aufschluss 1004. Regen und Schnee haben hier deutliche Spuren hinterlassen und das feine Material bergabwärts gespült. Zurück blieb ein Aufschluss, der anhand der guten Sortierung und seiner einzelnen Lagen unterteilt werden kann, wodurch er sehr gut messbar ist.

Aufschluss 1021 liegt direkt am Rande des Weges zu Aufschluss 1007 und bildet dort die Böschung bergaufwärts (Abb. 49). Aufgrund der Steilheit und der damit in Verbindung stehenden hohen Abtragsrate ist er sehr gut aufgeschlossen. Er ist ca. 50 m lang und stark verwittert, jedoch ließen sich hier insgesamt die meisten Messdaten entnehmen.

Aufschluss 1022 liegt zwischen 1018 und 1021. Er ist sehr klein und nur temporär aufgeschlossen, da er sich in einer frisch geschaukelten Wasserablauf Rinne befindet. Aufgrund seiner Position ist der Aufschluss von sehr schlechter Qualität.

Die Raumlage der sedimentären Schichtung der Werfener Schichten kann lediglich an Aufschlüssen im Süden des Untersuchungsgebietes beobachtet werden. Dort fällt der sedimentäre Lagenbau flach in Richtung S oder WSW ein (Abb. 49, Tabelle 10).

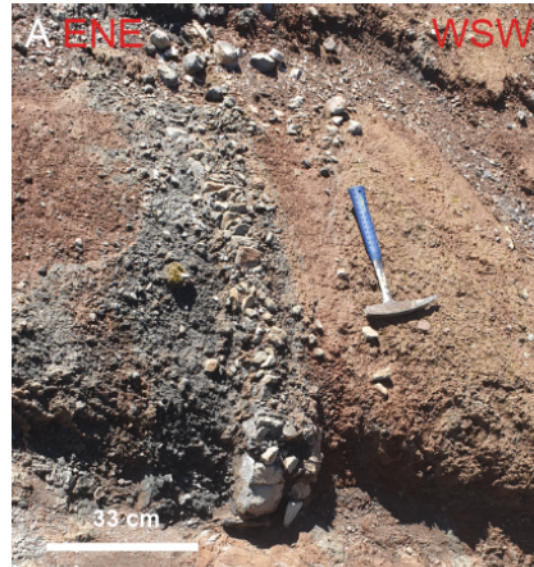


Abbildung 48: Aufschluss 1018. Zu sehen sind Werfener Schichten mit Kalk-Komponenten in Grau, diese sind eingeregelt und nicht zufällig orientiert (E446256/N5274770).

Messdaten 1021_1022_1018			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1021		10	290
1021		25	260
1021		32	261
1021		27	245
1022		27	187
1018		70	172
1018		87	176

Tabelle 10: Übersichtstabelle mit den Messwerten der Aufschlüsse 1021, 1022 und 1018

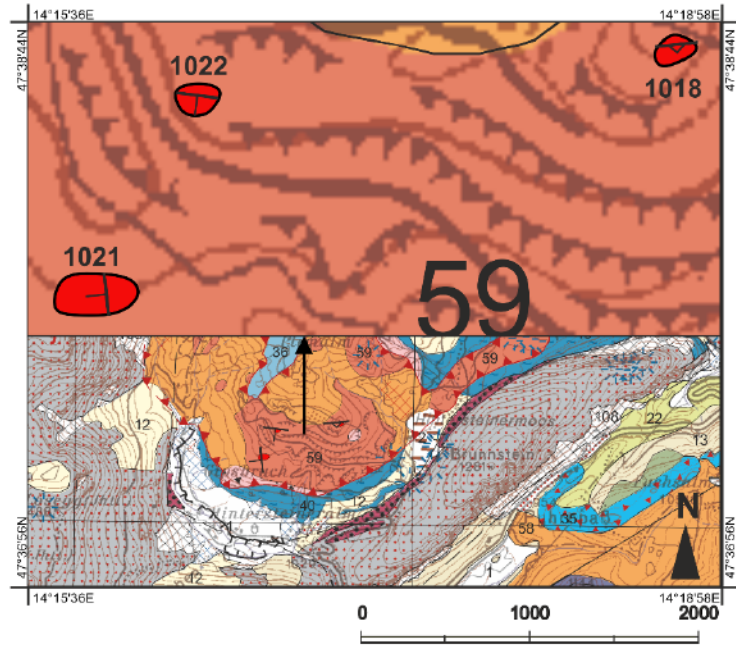
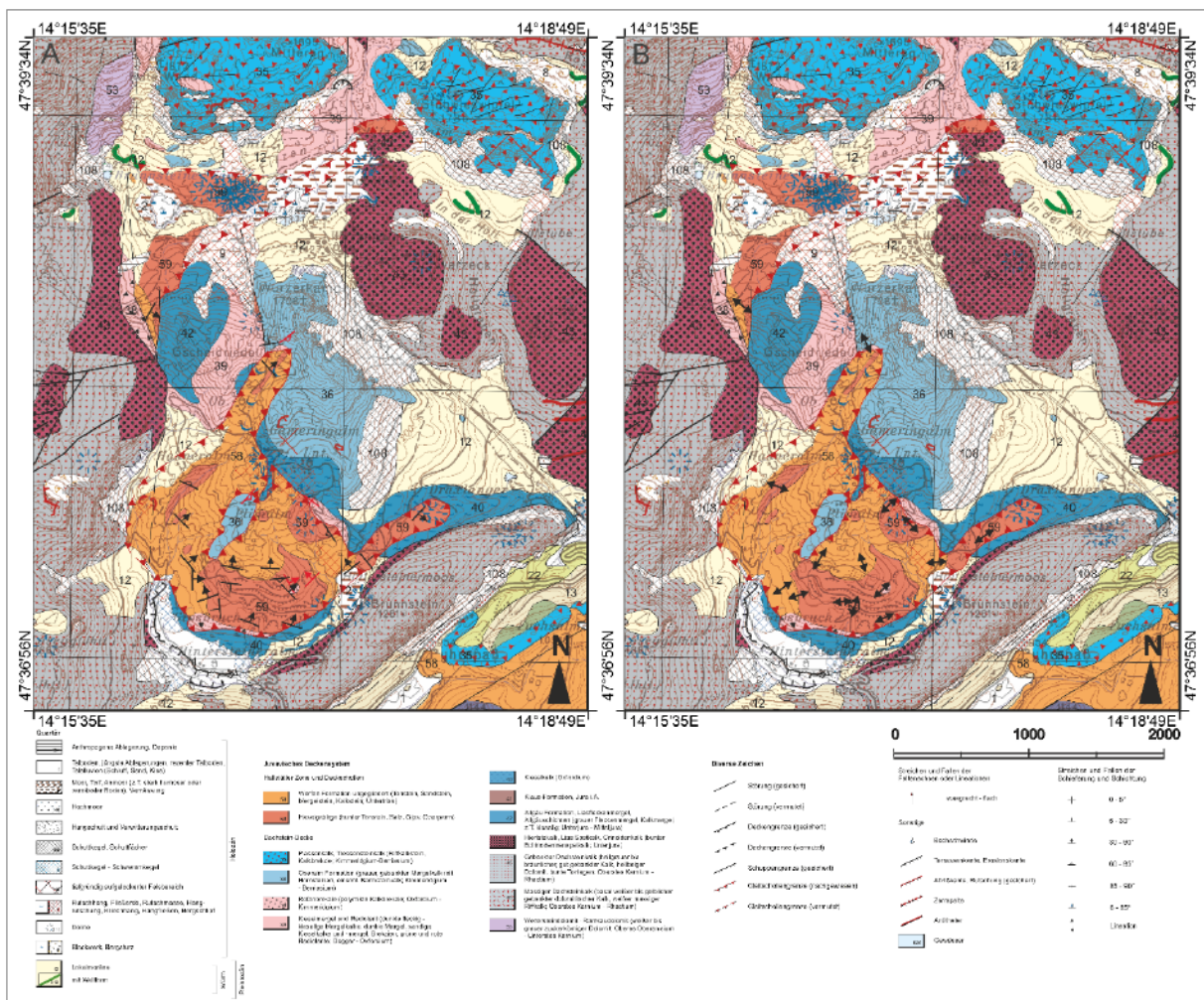


Abbildung 49: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1018, 1021 und 1022 mit eingezeichneten Fallrichtungen (Legende siehe Abb. 19) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Zusammenfassung Haselgebirge, Werfener Schichten

Im Süden des Arbeitsgebietes (ehem. Gipsabbau Knauf) fällt die Foliation mit 30 bis 40 Grad gegen N bis NE ein und im SW (Aufschluss 1007) und W (Hintersteinerbach) mit 40 bis 80 Grad gegen NE bis NNE. Im Osten (Gipszunge) fällt die Raumorientierung der Foliation flach gegen NW bis NNW und im Nordosten (1048) steil gegen SSE bis SSW ein. Im nordnordwestlichen Aufschluss (Oberalm-, Ruhpoldinger-Formation, Haselgebirge Abfolge) fällt der Gips flach gegen NNW bis NNE ein. Der nördlichste Gipsaufschluss (Gscheidriedel) beinhaltet ein flaches Einfallen gegen SSE, wie es auch am westlichen Rand des Haselgebirges (1007) beobachtet wurde (Abb. 50 A). Die Streckungslineation in den Gipsmyloniten und kinematische Indikatoren zeigen jedoch eine konsistent nach Süden gerichtete Fließrichtung an und somit ein Fließen aus Norden. Der nördlichste Aufschluss hingegen weist auf ein Fließen gegen NW und somit aus SE hin (Abb. 50 B). Die Werfener Schichten (ehem. Gipsabbau Knauf) fallen im deutlichen Gegensatz zur Foliation des liegenden Gipses des Haselgebirges gegen WSW bis S ein (Abb. 50 A, B).



6.1.2 Evaporitkörper unterlagernde Formationen

Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Klauskalk

Der im Untersuchungsgebiet anzutreffende Dachsteinkalk hat eine gut ausgebildete, meterdicke sedimentäre Bankung, welche von schichtparallelen Stylolithen oder Störungen begrenzt oder unterbrochen wird. Er bildet zusammen mit Hierlatzkalk als Beckenfüllung und Klauskalk als Spaltenfüllung die Dachstein-Decke, diese umgibt das gesamte Kartierungsgebiet. In den folgenden Aufschlüssen handelt es sich um Dachsteinkalk der Lofer-Zyklen A und C sowie um Aufschlüsse des Hierlatzkalks und des Klauskalks (Fischer, 1964).

Dachsteinkalk: Aufschluss D1_1008 (E446320/N5273802), 960-1008 m Höhe & D1_1023 (E446165/N5273954), 1012 m Höhe. Südlichster Dachsteinkalkaufschluss an der Auffahrtsstraße zur Hintersteineralm in Gebiet 1 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1008 bildet den größten zugänglichen Dachsteinkalkaufschluss im Süden des Kartierungsgebietes. Er liegt südwestlich des Brunnsteins und östlich der Auffahrtsstraße zur Hintersteineralm. Der Aufschluss ist ca. 250 m lang und verteilt sich über einen Höhenbereich von 960 m bis auf eine Höhe von 1008 m. Die Aufschlusswände sind mehrere Zehner Meter hoch und gut zu erreichen. Die Bänke sind ca. 1-2 m dick. Die aufgeschlossene und freiliegende Bankung der beiden Aufschlüsse 1008 und 1023 ist aufgrund der geringen Verwitterung besonders gut messbar. Aufschluss 1008 ist vor allem durch den Lofer-Zyklus C geprägt und verfügt über dm-große Megalodontenbruchstücke (Abb. 52 A) (Fischer, 1964).

Der Aufschluss 1023 befindet sich ca. 20 m die Straße hinauf oberhalb des Aufschlusses 1008 und liegt direkt an der Auffahrtsstraße zur Hintersteineralm. Er wurde vor allem durch Lofer-Zyklus A mit seinen verfüllten Lösungsräumen, (Verkarstungen) mit roten, tonigen Kalken, geprägt (Abb. 52 C). Allerdings handelt es sich hier nicht nur um die typisch in Zyklus A verfüllten Kalke, sondern um eine sedimentäre Brekzie (Abb. 52 B), die vermutlich durch den Evaporitkörper im Zentrum des Gebietes entstanden ist (dazu in Kapitel 6.5 mehr) (Fischer, 1964).

Die Brekzie wurden in situ gebildet. Dies lässt sich anhand der zum Teil guten Sortierung ausmachen, da die Komponenten von unten nach oben größer werden. Die Brekzie ist Matrix gestützt und die Komponenten sind gut gerundet, was auf einen weiten oder sehr beanspruchenden Transportweg des Materials hindeutet. Zudem handelt es sich um eine polymikte Brekzie. Die

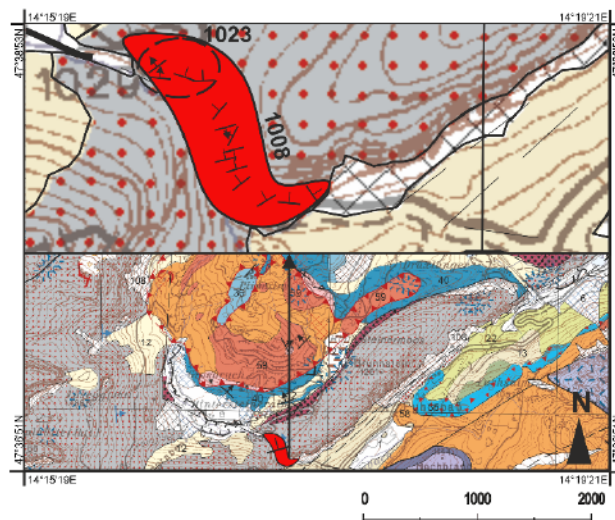


Abbildung 51: Übersichtskarte über die Lage von Aufschluss 1008 und 1023, zu sehen in der Vergrößerung sind die exakten, aber zusammengefassten Fallrichtungen des sedimentären Lagenbaus des Dachsteinkalks (Legende siehe Abb. 50) (Moser *et al.*, 2013-2014).

zwei Lösungsraum Verfüllungen unterscheiden sich folgendermaßen. Bei Verfüllung 1 handelt es sich um die normale Brekzie oder teils nur roten, tonigen Kalk, die Teil des Lofer-Zyklus A sind (Fischer, 1964). Sie verfügen über eine hellrosa bis rote Matrix, wenig Komponenten und treten geringmassiger auf (Abb. 52 C). Verfüllung 2 ist dunkelrosa bis rot, entstand vermutlich aufgrund eines sich gravitativ nach oben bewegenden Evaporitkörpers (in Kapitel 7 näher erläutert) und enthält viele, auch größere Komponenten mit teils guter Sortierung und Rundung (Abb. 52 B). Zu erwähnen ist, dass Ottner (1990) die Dachsteinkalkbrekzie näher untersuchte und feststellen konnte, dass diese zur selben Zeit wie die Ruhpoldinger-Formation gebildet wurde (Ottner, 1990).

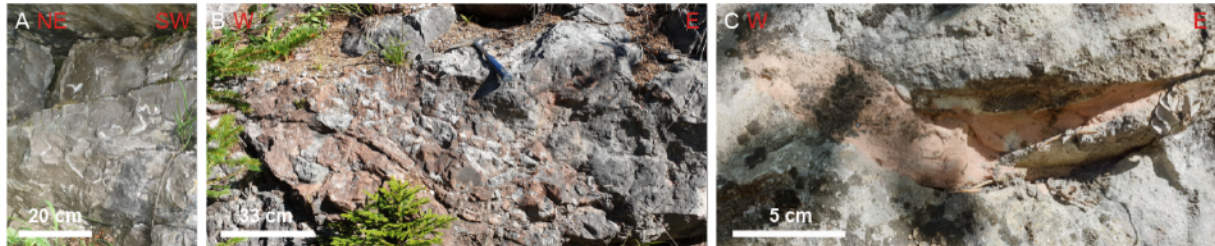


Abbildung 52: A Fotografie des Aufschlusses 1008, deutlich zu sehen sind die weißen Megalodonten. Außerdem die gut ausgebildete Bankung, die eine Höhe von ca. 1 m aufweist (E446251/N5273791). B Dachsteinkalkbrekzie des Aufschlusses 1023. Die Brekzie verfügt über eine rosafarbene Grundmasse und ist teils Matrix und teils von Komponenten gestützt. Die Komponenten sind wenige mm bis mehrere cm groß, sortiert und werden von unten nach oben hin größer (E446091/N5274129). C Fotografie der Lösungsraumverfüllung des Lofer-Zyklus A (Fischer, 1964), die in Hellrosa an mehreren Stellen in dieser Form auftritt, teils mit kleineren Komponenten (brekziös) (E446133/N5274030).

Aufschluss 1008 fällt äußerst flach mit einem Winkel von rund 20° Grad gegen NW bis NE ein. Die Daten von Aufschluss 1023 zeigen ein flaches aber nach Norden hin steiler werdendes Einfallen gegen NW bis NNE (Tabelle 11, Abb. 53).

Messdaten: 1008_1023											
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
17	1023	59	005	9		11	233	4		32	343
17	1023	58	323	8		06	166	3		27	329
17	1023	57	325	8	2	12	165	2		08	234
16	1023	21	020	8	1	08	168	2		05	017
16	1023	28	016	7		17	322	2		13	025
15	1023	27	001	7	3	28	010	2		04	348
15	1023	26	357	7	4	24	278	2		18	355
14		11	310	6		7	018	2		07	020
13		11	135	5		03	337	2		12	006
12	1	49	164	5		10	352	1		17	049
11		17	298	4		18	310	1		16	071
10		16	287	4		16	307	1		16	047
9		12	275	4		16	330				

Tabelle 11: Übersichtstabelle über die Messwerte der Aufschlüsse 1008 und 1023, die Werte sind von Süden (1) nach Norden (17) angeordnet.

Dachsteinkalk_D2, Hierlatzkalk_H1: Aufschluss_1035 (E445000/N5276811), 1549 m Höhe. Nordwestlich des Gscheidriedel in Gebiet 7 (Abb. 19 B).

Der Aufschluss 1035 bildet südlich des Wanderwegs 218 eine Böschung und liegt nordwestlich des Gscheidriedels. Er ist einer von 3 Aufschlüssen im Gebiet, bei denen der Kontakt von Dachsteinkalk zu Hierlatzkalk (Hierlatzkalk liegt über Dachsteinkalk) an der Oberfläche zu sehen ist und aufgenommen werden kann. Aufgrund oxidierter Bereiche (Abb. 53 A) kann man davon ausgehen, dass der Fazieswechsel zum Hierlatzkalk durch Regression (stillstand oder geringe Sedimentation) Ende der Trias stattfand. Des Weiteren gibt es keine Hinweise auf einen tektonischen Kontakt. Es handelt sich um einen Aufschluss des Lofer-Zyklus A (Fischer, 1964). Auch hier sind zwei verschiedene Brekzien mit dunkler und heller Matrix wie in Aufschluss 1023 zu sehen. Die Dachsteinbrekzie beherbergt vor allem große Komponenten in rosa bis roter Matrix (Abb. 53 B).

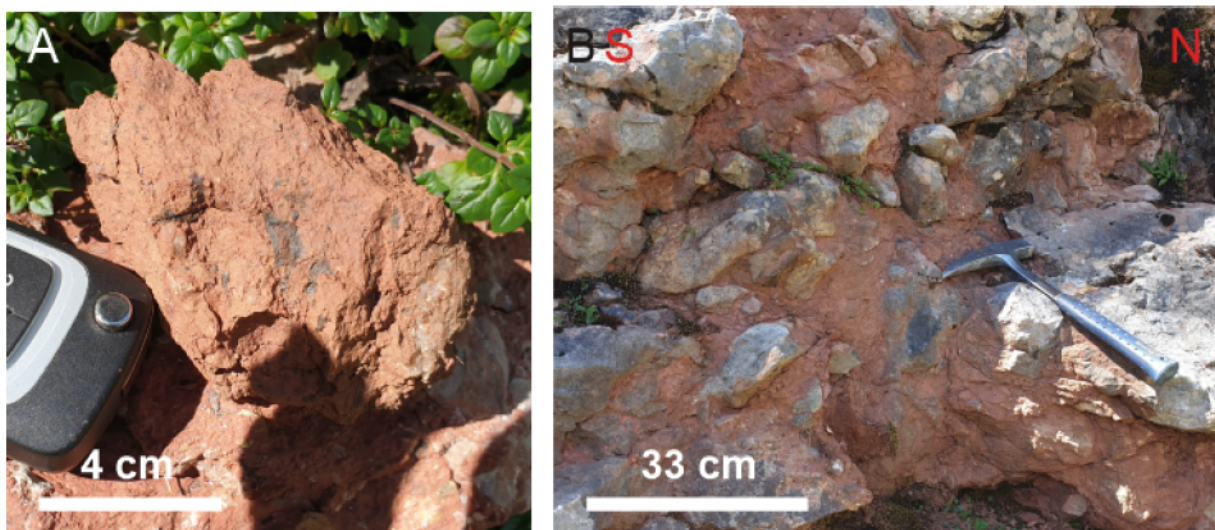


Abbildung 53: A Teil der roten Matrix aus der Dachsteinbrekzie mit oxidierten Bestandteilen. Sie liefert Hinweise auf eine Regressionsperiode (Anhebung der unter dem Meer liegenden Landmassen bis zum Ende der Trias) B Photographie der Dachsteinbrekzie mit bis zu 30 cm großen Gesteinskomponenten in einer roten Matrix (E444997/N5276820).

Die Raumorientierung des Dachsteinkalks und des Hierlatzkalks deutet auf ein flaches Einfallen gegen Osten hin. Das Einfallen ist großflächig zu beobachten und ebenso auf den Lidar- wie den Satellitenbildern erkennbar (Abb. 54, Tabelle 11). Auch die Daten von Ottner (1990) bestätigen dies (Ottner, 1990; Moser *et al.*, 2013-2014).

Dachsteinkalk				Hierlatzkalk			
Messdaten: 1035				Messdaten: 1035			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1		14	084	1		27	091
1		24	094				

Tabelle 12: Übersichtstabelle der Raumorientierung des Aufschlusses 1035. Links: Dachsteinkalk, Rechts: Hierlatzkalk.

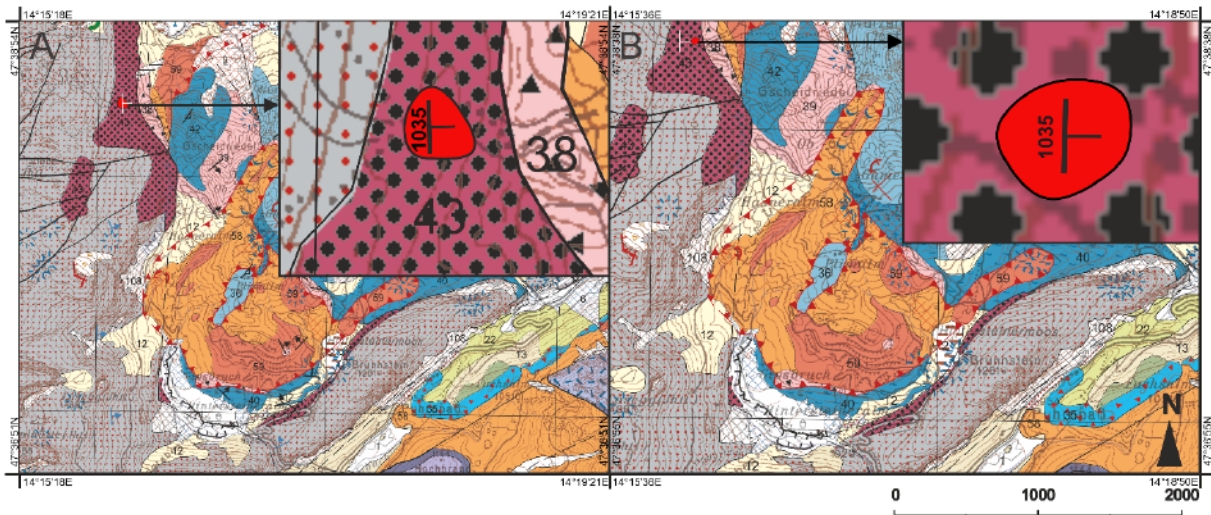


Abbildung 54: Übersichtskarte mit den Raumorientierungen des Aufschlusses 1035. A Dachsteinkalk. B Hierlitzkalk (Legende siehe Abb. 50) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Dachsteinkalk_D3, Hierlitzkalk_H2: Aufschluss_1009 (E446320/N5274159), 1063 m Höhe & 1011 (E446416/N5274214), 1081 m Höhe & 1012 (446210/5274188), 1055 m Höhe. An der Straße oberhalb der Hintersteineralm, Einfahrt hinauf zum ehemaligen Gipsabbau Knauf in Gebiet 1 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1009 und 1011 liegen ca. 10 m und 30 m höher als 1012 auf der Auffahrtsstraße zum ehemaligen Gipsabbau Knauf (Abb. 56). Aufschluss 1012 liegt nordwestlich von 1009 auf einer kleinen Wiese und bildet dort eine Böschung direkt an einem Zulaufbach des Hintersteinerbachs. Aufgrund der Witterungsresistenz des Kalkgesteins sind die Aufschlüsse gut erhalten. Alle Aufschlüsse sind ca. 50-60 m lang und ca. 3-4 m hoch. Aufschluss 1009 schließt den sedimentären Übergang von Dachstein- zu Hierlitzkalk auf (Abb. 55 A). Dabei handelt es sich um einen fazialen Wechsel, wie in Aufschluss 1035 näher beschrieben. Auch hier konnten oxidierte Horizonte an der Grenze zum Hierlitzkalk gefunden werden (Abb. 55 B).

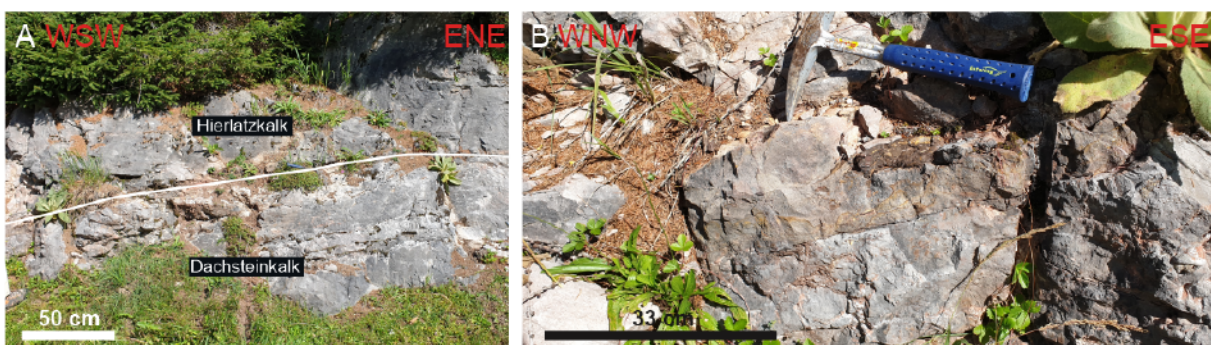


Abbildung 55: A Grenze von Hierlitzkalk und Dachsteinkalk (E446313/N5274157). B Oxidierter Horizont (E446311/N5274159).D3_

Aufschluss 1009 und 1012 sind Dachsteinkalk Aufschlüsse, die dem Lofer-Zyklus A zugeordnet werden können. Hier konnten, wie in Aufschluss 1035, zweierlei Brekzien identifiziert werden. Aufschluss 1011 ist ein reiner Hierlitzkalk-Aufschluss und liegt ca. 25 m höher als der Grenzaufschluss.

Die Messungen belegen ein flaches Einfallen der 3 Aufschlüsse gegen NW bis N, mit einigen Ausnahmen nach S bis W (Abb. 56, Tabelle 13).

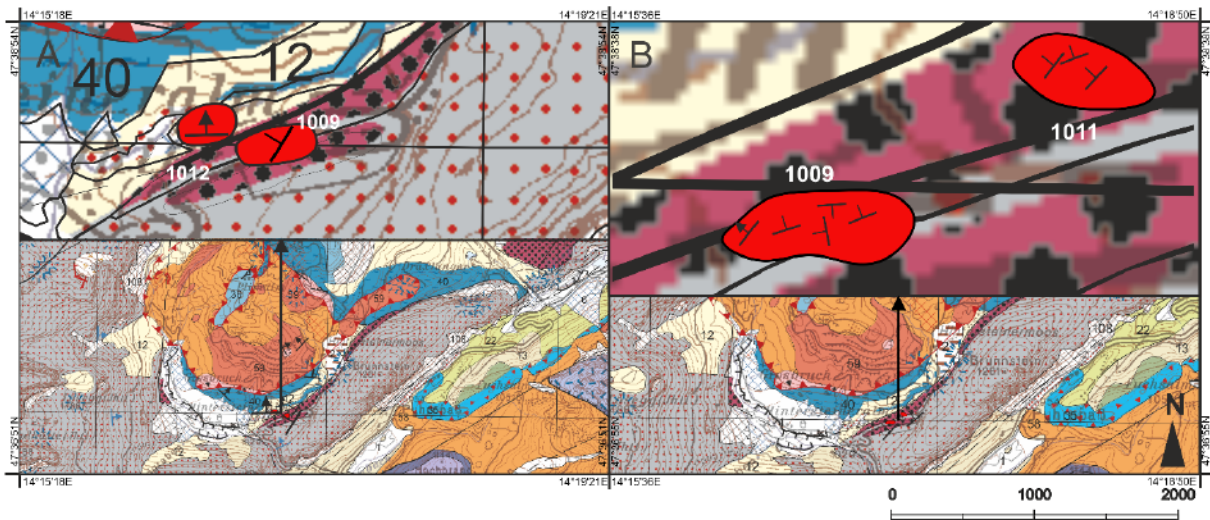


Abbildung 56: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1009 bis 1012. Links: A Dachsteinkalk. Rechts: B Hierlitzkalk (Legende siehe Abb. 50) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Dachsteinkalk				Hierlitzkalk							
Messdaten: 1009_1012				Messdaten 1009_1011							
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1009		17	302	1009		40	309	1011		17	299
1009		20	305	1009		46	308	1011		15	316
1012		45	358	1009		21	344	1011		05	340
				1009		12	340	1011		20	307
				1009		19	232	1011		14	307
				1009		14	287	1011		18	323
				1009		06	176	1011		21	309
				1009		22	339	1011		19	319
								1011		19	315

Tabelle 13: Übersichtstabelle mit den Messdaten der Aufschlüsse 1009 bis 1011, nach Aufschlüssen angeordnet.

Dachsteinkalk_D4, Hierlitzkalk_H3, Klauskalk_K1: Aufschluss 1015 (E446831/N5274563), 1139 m Höhe & 1016 (E446902/N5274732), 1128 m Höhe & 1017 (E446854/N5274679), 1133 m Höhe. Hintersteinermoos, künstlich angelegte Dachsteinkalk/Hierlitzkalkwand an der Grenze der Gebiete 1, 2, 3 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1015, 1016 und 1017 bilden einen großen zusammenhängenden Aufschluss und liegen östlich des Hintersteinermooses und nördlich des Brunstein Gipfels. Der Aufschluss ist über das Hintersteinermoos zu erreichen, das als Weidefläche dient. Er ist ca. 300 m lang und 3-10 m hoch. Die ersten 245 m davon bildet der Hierlitzkalk. Dieser wird bei ca. 180 m vom ca. 1 m mächtigen Klauskalk unterbrochen, worauf 65 m Dachsteinkalk folgen. Der Dachsteinkalk setzt sich in Höhen fort, die ohne technische Hilfsmittel nicht erreichbar sind. Anders als in den vorherigen Aufschlüssen ist der Kontakt von Hierlitz- zu Dachsteinkalk in Aufschluss 1016 und 1017 aufgrund einer Störung tektonisch unterbrochen. Ebenso wie in Aufschluss D2 und D3 gibt es hier Dachsteinkalkbrekzien. Aufschluss 1015 besteht aus Hierlitzkalk mit kleineren Störungen. Die Aufschlüsse sind relativ frisch (versuchter Bau eines Weges), wodurch sie in einem sehr guten Zustand und leicht zugänglich sind. Klauskalk (Aufschluss 1017) mit seinen Manganknollen ist vor allem als Spaltenfüllung in Störung anzutreffen und hat eine Mächtigkeit von 1-2 m und ist stark verwittert (Abb. 57). Die Bankung des Dachsteinkalks und des Hierlitzkalks sind ebenso mächtig, bilden jedoch das Primärgestein. An der Wand sind außerdem mehrere kleine Störungen zu erkennen.



Abbildung 57: Klauskalk mit 2 cm bis 10 cm großen Manganknollen in brauner Matrix (E446866/N5274684).

Aufschluss 1015 (Hierlitzkalk) fällt flach gegen NW bis NE ein. 1016 besteht aus Hierlitz- und Dachsteinkalk und fällt mittel bis steil gegen WSW bis NW ein. Aufschluss 1017 (Hierlitzkalk, Klauskalk) fällt vor allem mittel bis steil gegen WSW bis NE ein (Abb. 58, Tabelle 14).

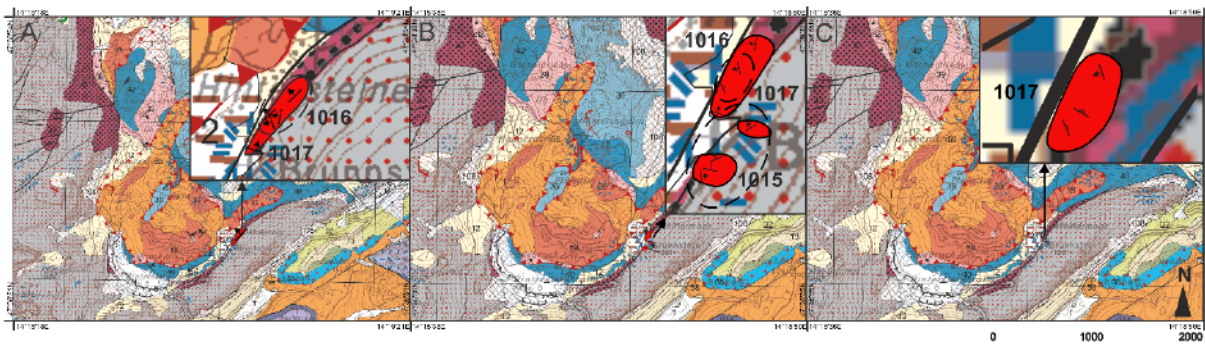


Abbildung 58: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1015 bis 1016 mit der Einfallrichtungen, Bild A Dachsteinkalk. B Hierlitzkalk. C Klauskalk (Legende siehe Abb. 50) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Dachsteinkalk				Hierlitzkalk								Klauskalk			
Messdaten: 1016_1017				Messdaten 1015_1016_1017								Messdaten 1017			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1017		35	018	1015		46	080	1016/1017		73	66	1		73	066
1016		30	324	1015		46	080	1016/1017		30	257	1		71	032
1016		31	310	1015		34	032	1016/1017		32	254	2		34	252
1016		46	242	1015		30	020	1016/1017		22	254				
1016		37	314	1015		31	003	1016/1017		41	256				
1016		63	350	1015		30	012	1016/1017		32	281				
1016		31	310	1015		16	002								
1016		40	314	1015		22	338								
				1015		35	336								
				1015		32	342								
				1015		36	319								
				1015		42	328								
				1015		35	018								

Tabelle 14: Übersichtstabelle der Messdaten der Aufschlüsse 1015-1017 sortiert nach lithostratigraphischer Einheit.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Auch die Streichrichtungen des sedimentären Lagenbaus in der Ruhpolding-Formation sind um das zentrale Haselgebirge ringförmig angeordnet. Im Westen (Gscheidriedel) und im Nordosten (untere Gameringalm) liegt diese Formation nur in Form von isolierten Körpern auf dem Haselgebirge. Im Norden, Osten und Süden jedoch liegen sie als konkordante Einheiten direkt auf dem Dachsteinkalk und Hierlatzkalk auf. Die folgenden Aufschlüsse sind nahezu undeformiert und wurden je nach Vorkommen regional zusammengefasst.

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R1_1001 (E445683/N5274448), 1109 m Höhe. Im Südsüdwesten, oberhalb der Hintersteineralm. Seitenweg auf der Höhe des ehemaligen Gipsabbau Knauf in Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1001 befindet sich oberhalb der Hintersteineralm und kann nur über das ehemalige Gipsabbaugebiet am südwestlichen Rand erreicht werden. Er ist ca. 50 m lang und 3-4 m hoch und besteht ausschließlich aus gering verwittertem und gut messbarem Ruhpoldinger Radiolarit. Der Aufschluss bildet eine große *flanking structure* (Abb. 60). Als einziger unterlagernder Aufschluss ist dieser stärker deformiert, was auf Abbildung 60 deutlich zu sehen ist.

Schaut man sich den Durchschnittwert der Messdaten an, so haben wir ein gemäßigtes Einfallen nach NW bis NNE (siehe Abbildung 61, Tabelle 15).

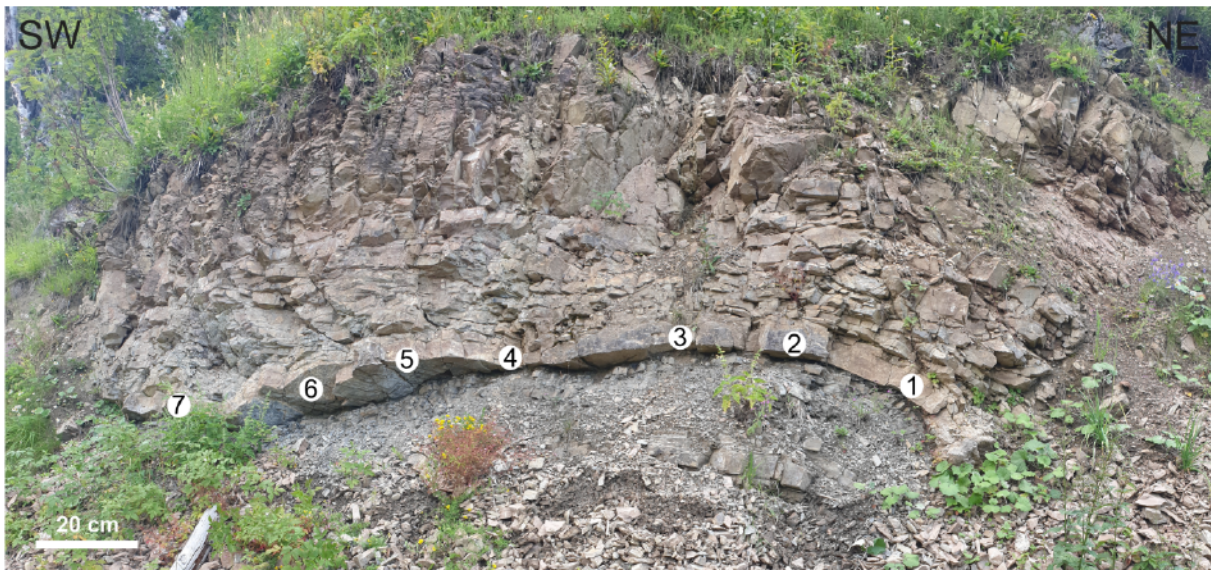


Abbildung 60: *Flanking structure* im Radiolarit Aufschluss 1001. Der Radiolarit weist Soft-Sediment Deformation auf sowie kleinere Störungen. Die angegebenen Punkte lassen sich in Tabelle 15 unter den Kommentaren wiederfinden (E445682/N5274446).

Messdaten 1001			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1		61	358
2	7	27	353
2	6	13	012
2	5	45	338
2	4	31	336
2	3	15	042
2	2	13	035
2	1	39	110
3		60	004
3		61	355
3		28	333
3		47	348
3		41	334
4		61	022

Tabelle 15: Übersichtstabelle mit den Messdaten aus Aufschluss 1001. Anordnung der Messpunkte von Osten (1) nach Westen (4).

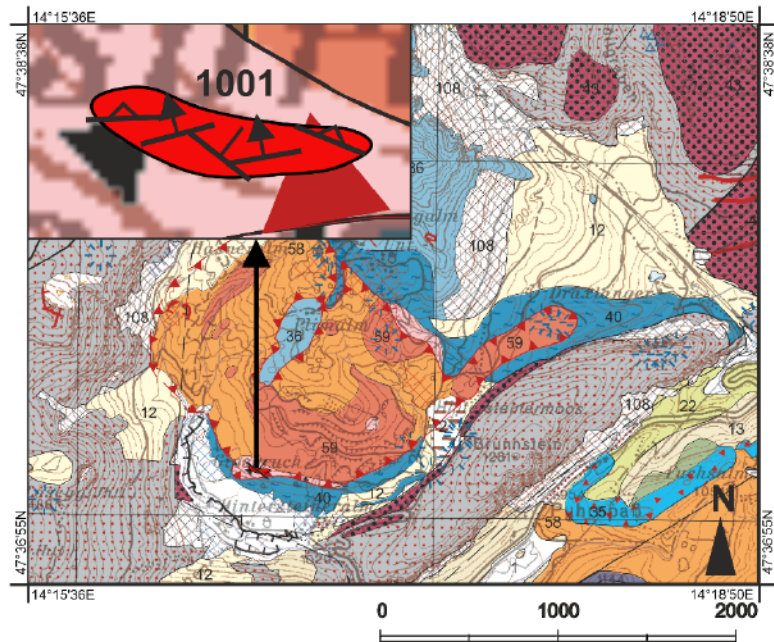


Abbildung 61: Übersichtskarte des Aufschluss 1001 und dessen Raumorientierung, siehe Vergrößerung oben links (Legende siehe Abb. 59) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R2_1010 (E446335/N5274245), 1082 m Höhe & R2_1013 (E446592/N5274389), 1119 m Höhe & R2_1014 (E446336/N5274451), 1141 m Höhe. Seitlich am Bachbett der Hintersteineralm hoch zum ehemaligen Gipsabbau Areal in Gebiet 1 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1014, 1013 und 1010 liegen südsüdöstlich im Gebiet und wurden weder spröde noch stark duktil deformiert. Aufschluss 1010 und 1013 liegen beide an einem Quellbach des Hintersteinerbachs, der östlich des Abbaubereiches fließt (Abb. 62). Das Gestein steht gut mit 5 cm bis 10 cm dicken Bänken an. Aufgrund des Wassers wurde das Gestein freigespült und ist daher nahezu unverwittert (Abb. 63 A u. B). Die Aufschlüsse sind nur über den Bachlauf zugänglich, es muss daher von oben oder unten eingestiegen werden. Der Aufschluss zieht sich nahezu entlang der gesamten Bachlänge durch, jedoch ist der Bach aufgrund seiner hohen Steigung nicht durchgängig begehbar.

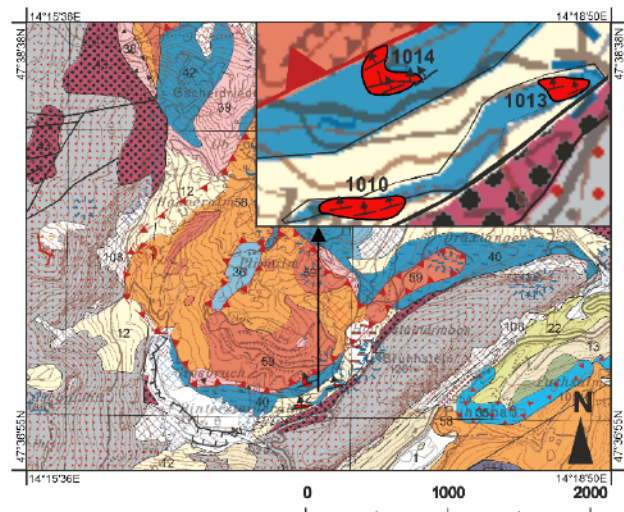


Abbildung 62 : Übersichtskarte der Aufschlüsse 1010, 1013 und 1014 mit deren Raumorientierungen (Legende siehe Abb. 59) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Aufschluss 1014 ist, wie in Kapitel 6.1.1 schon erwähnt, ein Grenzaufschluss zwischen Gips und Ruhpoldinger Kieselkalk. Er liegt im Abbaugelände und ist durch die dortigen Wanderwege erreichbar (nähere Beschreibung, Kapitel 6.1.1). Interessant an diesem Aufschluss sind die Brekzien, die teils aus einer Haselgebirgs-Melange mit Ruhpoldinger Kieselkalk bestehen (Abb. 63 C) und Brekzien innerhalb des Kieselkalks mit möglichen Dachsteinkalk-Komponenten, die jedoch nicht weiter untersucht wurden (Abb. 63 D).

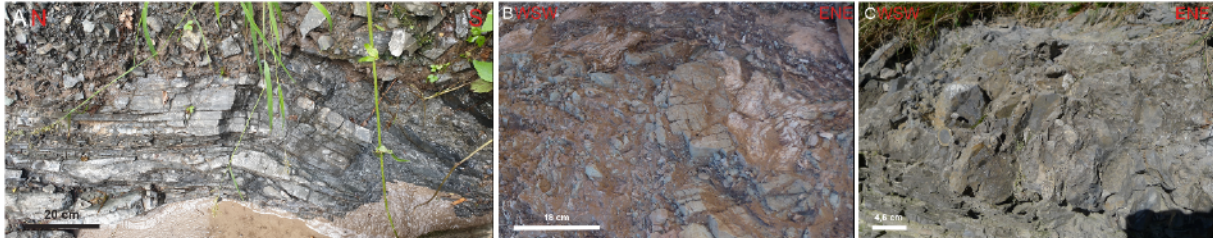


Abbildung 63: A Ruhpoldinger Kieselkalk des Aufschlusses 1010 (E446314/N5274252). Aufschluss 1010 ist leichte Soft-Sedimentär deformiert. B u. C gehören zu Aufschluss 1014 (E446331/N5274429). B Haselgebirgs-Melange mit Juragesteinsanteil (Ruhpoldinger Kieselkalk). C Ruhpoldinger Kieselkalk im unteren Teil des Bildes, nach oben brekziöser werdend. Die Brekzie ist von Komponenten gestützt und enthält teils Dachsteinkalk Komponenten.

Die Messungen der 3 Aufschlüsse sind aufgrund der geringen Deformation nahezu gleich und zeigen ein Einfallen gegen NNW bis N (Abb. 62, Tabelle 16).

Messdaten 1010				Messdaten 1013				Messdaten 1014			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1		41	343	1		38	350	1		34	330
1		64	358	1		38	347	2		28	345
2		52	005	1		38	339	3		36	334
2		66	334	1		33	357	3		35	340
3		45	342	1		35	346	3		41	001
				2	Im Bach	43	004	4		39	323
				2	Im Bach	39	346				
				2	Im Bach	55	343				
				3	Im Bach	38	341				
				4	Im Bach	40	327				
				5	Im Bach	40	349				
				6		36	326				

Tabelle 16: Übersichtstabelle der Aufschlüsse 1010, 1013 und 1014, Aufschluss 1010 und 1013 befinden sich im Bachbett.

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R3_1020 (E446873/N5274862), 1140 m Höhe & R3_1040 (E447294/N5275050), 1065 m Höhe & R3_1039 (E447407/N5275109), 1047 m Höhe & R3_1038 (E447936/N5275226), 962 m Höhe. Entlang des Draxlangerbachs und des Gipsgrabens in Gebiet 3 (Abb. 19 B).

Aufschluss 1020, 1038, 1039 und 1040 liegen allesamt am Flussbett des Draxlangerbachs nördlich des Gipsgrabens. Aufgrund der Morphologie des Gipsgrabens lässt sich darauf schließen, dass auch hier unterhalb der Piste Ruhpolder-Formation ansteht. Die Aufschlüsse bilden zusammen einen großen Aufschluss, bei dem der Kieselkalk nur alle paar Meter an der Oberfläche auftaucht. Er ist kaum verwittert und aufgrund der geringen Deformation fällt er einheitlich ein (Abb. 64). Der Aufschluss hat eine Länge von ca. 700 m und eine Breite von ca. 1-2 m mit anstehendem Gestein. Aufschluss 1020 wurde ausgenommen, da der Bachlauf unterbrochen ist. Er allein ist ca. 2 m lang.

Die Messdaten belegen ein einheitliches Einfallen der Aufschlüsse gegen NW bis NWN (Abb. 65, Tabelle 17).



Abbildung 64: Die Bankung in Aufschluss 1040 ist wenig deformiert und liegt am Rand eines Bachs (E447324/N5275073).

Messdaten 1020				Messdaten 1040_1039_1038			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1	Im Bach	42	308	1040	Im Bach	44	321
2	Im Bach	39	327	1040	Im Bach	49	331
2	Im Bach	35	324	1040	Im Bach	56	339
3	Im Bach	44	332	1039	Im Bach	75	314
				1038	Im Bach	40	333
				1038	Im Bach	31	308
				1038	Im Bach	31	305

Tabelle 17: Übersichtstabelle der Aufschlüsse 1020, 1038-1040. Alle Aufschlüsse befinden sich im Bachbett des Draxlangerbachs.

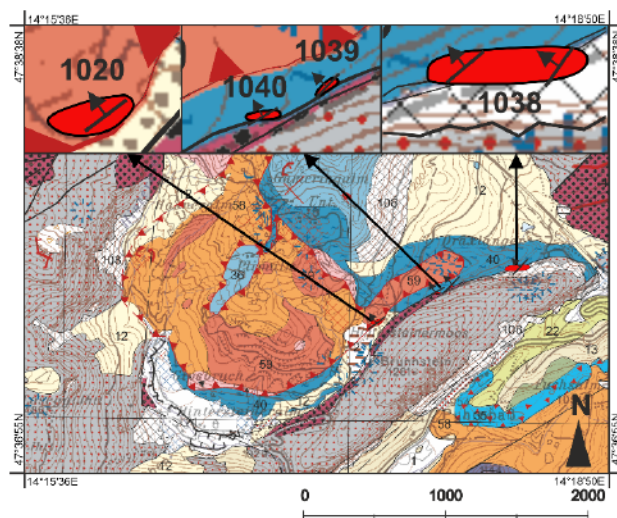


Abbildung 65: Übersichtskarte der Aufschlüsse 1020 und 1038-1040. Mit den genauen Raumorientierungen des sedimentären Lagenbaus (Legende siehe Abb. 59) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Zusammenfassung unterlagernde Ruhpolding-Formation

Die, das Haselgebirge unterlagernde Ruhpolding-Formation mit ihrem Kieselkalk und Radiolarit, fällt, wie auf Abbildung 66 ersichtlich, gegen das zentrale Haselgebirge ein. Die mit einem mittleren Winkel einfallende Raumorientierung fällt im S gegen NW bis N ein und im E ebenso mit einem mittleren Winkel gegen NW bis NWN. Die Daten von Ottner sind in der Abbildung in Rot wiedergegeben, sie zeigen ein Einfallen in dieselben Richtungen. Die Aufschlüsse sind allesamt gut erhalten und zumeist in Bachbetten ersichtlich. Es gab kaum Hinweise auf tektonische Deformation, lediglich geringe Soft-Sediment-Deformation. Die Bankung kann zwischen 1 cm und 10 cm variieren. Radiolarit und Kieselkalk sind beide vertreten, teils im selben Aufschluss ohne tektonische Grenzen. In einem der Aufschlüsse (1014) konnte eine Brekzie festgestellt werden, welche klar sedimentären Ursprungs ist und Dachsteinkalk-Komponenten enthält.

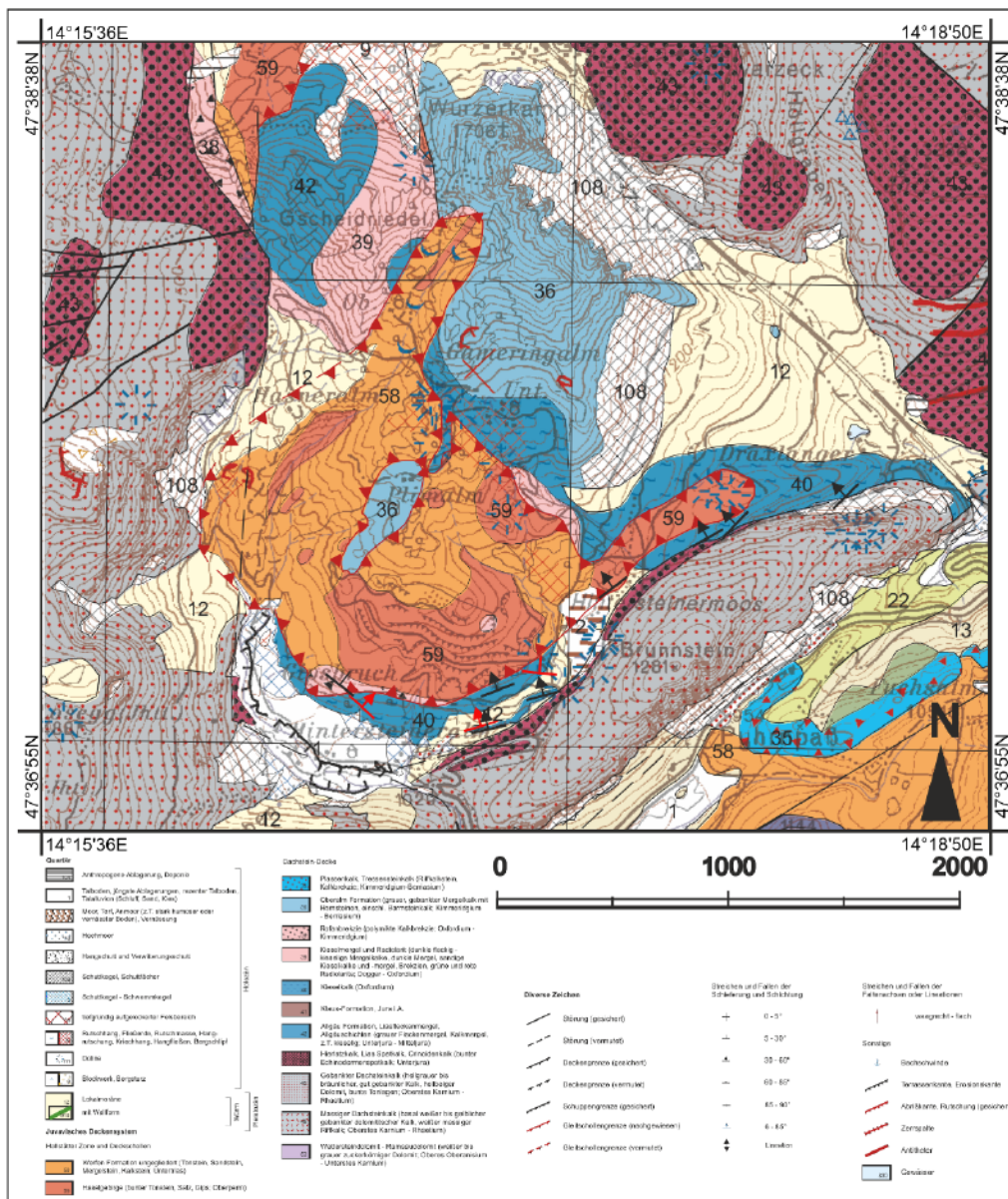


Abbildung 66: Übersichtskarte aller unterlagernden Aufschlüsse der Ruhpolding-Formation in Kombination mit den hier in Rot dargestellten Raumorientierungen von Ottner (1990) und denen des Kartenblatts 98-Liezen (Moser *et al.*, 2013-2014).

6.1.3 Evaporitkörper überlagernde Formationen

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit), Allgäu-Formation, Oberalm-Formation und Plassenkalk:

Östlich der Allgäu-Formation auf dem Gscheidriedel folgt die, das Haselgebirge überlagernde, Ruhpolding-Formation. Darauf folgt die auflagernde Oberalm-Formation, die den rund 1657 m hohen Wurzerkamp bildet. Als Gegenstück zur beckenfaziellen Oberalm-Formation liegt im Norden der Plassenkalk, der flachwasserfaziell ist und die Rote Wand (1872 m) bildet. Im Arbeitsgebiet können außerdem sowohl die überlagernde Ruhpolding-Formation als auch die Oberalm-Formation als Scholle auf dem Evaporitkörper gefunden werden.

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R4_1045 (E446105/N5274675), 1203 m Höhe. Inmitten des ehemaligen Abbaugebiets in Gebiet 2 (Abb. 19 B).

Bei Aufschluss 1045 handelt es sich um eine Scholle, die auf dem Gipskörper und den Werfener Schichten aufliegt. Sie befindet sich inmitten des ehemaligen Abbaugebietes und ist direkt über die Wiese erreichbar (Abb. 68). Der Aufschluss ist ca. 50 m lang und 10 m hoch. Die Bankung ist wenige cm bis mehrere Zehner cm dick und besteht aus Kieselkalk und Radiolarit. Außerdem enthält der Aufschluss eine Brekzie, die jener in Aufschluss 1014 ähnlich ist. Im Gegensatz zu den unterlagernden Aufschlüssen ist der Kieselkalk stark von Störungen durchzogen und verhältnismäßig kohäsionslos (Abb. 69 B). Interessant ist, dass die Bankung aufgrund des sedimentären Wechsels von Kieselkalk zu Radiolarit den Anschein erweckt, dass zuerst Kieselkalk gefolgt von Radiolarit abgelagert worden ist (Abb. 69 A).

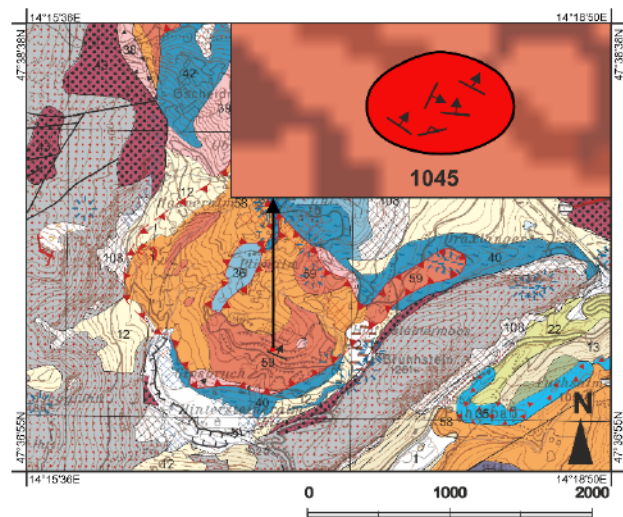


Abbildung 68: Übersichtskarte über die Raumorientierung des Aufschlusses 1045 (Legende siehe Abb. 67) (Moser *et al.*, 2013-2014).

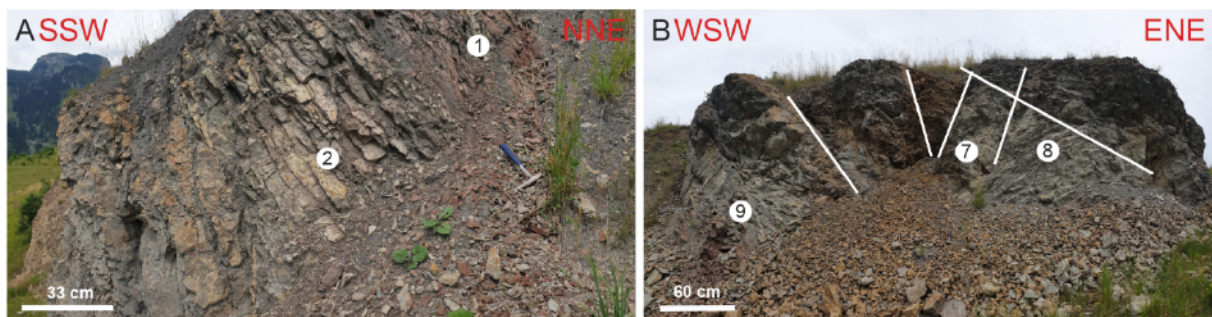


Abbildung 69: A Östliche Seite des Aufschlusses 1045. Zu sehen ist, wie von unten nach oben der Ruhpoldinger Kieselkalk kieseliger wird. An Punkt eins befindet sich kein Ruhpoldinger Kieselkalk mehr, sondern Ruhpolding Radiolarit (E446136/N5274673). B Aufschluss 1045, die vielen Störungen durchziehen den gesamten Aufschluss, wodurch die Raumorientierung recht variabel ist. Es handelt sich hierbei um eine Ruhpoldinger Kieselkalk, bzw. Ruhpoldinger Radiolarit Scholle (E446106/N5274675).

Aufgrund der Störungen fallen die Schichten in diverse Richtungen von NNW bis ESE ein. In den Messdaten zeigt sich jedoch ein Trend in Richtung NW bis NE (Abb. 68, Tabelle 18).

Messdaten 1045			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1	1.Radiolarit	46	044
1	2.Radiolarit	56	013
2	8a	52	005
2	8b	69	006
3	7	44	116
4	8c	75	336
5	9	54	359
5	9b	32	034

Tabelle 18: Übersichtstabelle der Raumorientierungen der sedimentären Bankung der Ruhpolding-Formation. Die Zahlen in den Kommentaren entsprechen den Nummern in Abbildung 69 B. Punkt 1 und 2 sind auf Abbildung 69A zu sehen.

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R5_1024 (E446136/N5275379), 1356 m Höhe & R5_1025 (E446329/N5275372), 1329 m Höhe & R5_1026 (E446555/N5275265), 1249 m Höhe & R5_1027(E446126/N5275813), 1426-1452 m Höhe. Am Rande der Plimalm und Unteren Gameringalm unterhalb des Wurzerkampl an der Grenze zu Gebiet 4, 5 (Abb. 19 B).

Die Aufschlüsse 1024 bis 1027 gehören zu denen, die die Oberalm-Formation unterlagern. 1024 bis 1026 befinden sich südlich der unteren Gameringalm. 1024 liegt auf dem Wanderweg Richtung Plimalm und wird für Wegschotter abgebaut (Abb. 70). Aufgrund dessen ist die Aufschlussqualität sehr gut, jedoch nicht beständig und instabil. Der Aufschluss ist ca. 50 m lang und 3 m hoch. Aufschluss 1025 und 1026 befinden sich östlich davon. Aufschluss 1025 ist sehr klein und kaum messbar. Aufschluss 1026 ist ein reiner Radiolarit Aufschluss und befindet sich in einer Böschung. Außerdem sind auf der gesamten Gammeringabfahrt Lesesteine zu finden, die darauf schließen lassen, dass sich unter der gesamten Piste Ruhpoldinger Radiolarit befindet. Aufschluss 1027 ist der Größte der 3 Aufschlüsse mit einer Länge von ca. 80 m und einer Höhe von rund 35 m und befindet sich nordöstlich des Wanderweges zur oberen Gammeringalm. Er dient ebenso wie Aufschluss 1024 als Quelle für Wegschotter, weswegen auch dieser Aufschluss immer frisch angeschnitten ist. 1027 ist nicht nur Soft-Sediment deformiert, sondern wird teils auch von kleineren Störungen durchzogen (Abb. 82 A). Alle 3 Aufschlüsse enthalten Radiolarit, aber auch teils kieselkalkige Bereiche.

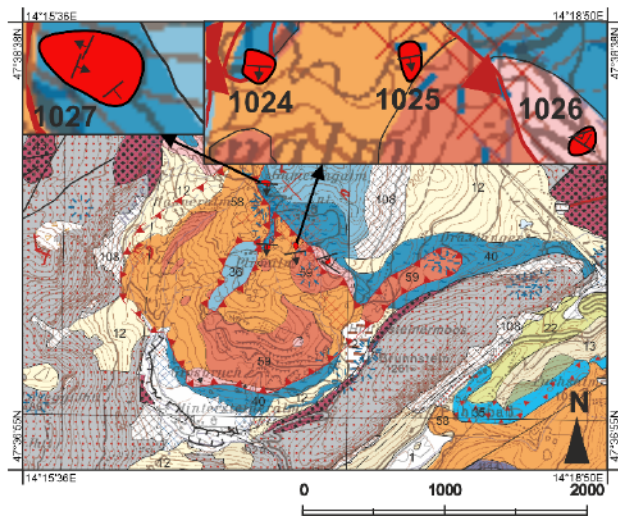


Abbildung 70: Übersichtskarte über die Raumorientierung der Aufschlüsse 1024 – 1027 (Legende siehe Abb. 67) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Die Raumorientierung der Aufschlüsse 1024 und 1025 zeigt ein Einfallen in Richtung SSE bis SSW. Aufschluss 1026 fällt nach NNE bis SSE ein. Aufschluss 1027 weist aufgrund einer Störung und der Deformation eine Raumorientierung in zweierlei Richtungen auf, zum einen mit einem gegen ESE bis SE und zum anderen in Richtung WNW (Abb. 70, Tabelle 19).

Messdaten 1024_1025_1026				Messdaten 1027			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1024		39	204	1		34	117
1024		22	187	1		34	107
1024		30	190	2		42	288
1024		41	154	2		41	302
1025		35	179	3		22	141
1025		47	161				
1026		84	163				
1026		34	034				
1026	Radiolarit	15	033				

Tabelle 19: Übersichtstabelle der Messdaten der Aufschlüsse 1024-1027. Aufschluss 1027 wurde von West (1) nach Ost (3) aufgenommen.

Ruhpolding-Formation: Aufschluss R6_1028 (E446200/N5276447), 1565 m Höhe & R6_1029 (E446223/N5276544), 1587-1625 m Höhe & R6_1032 (E446105/N5276826), 1522 m Höhe & R6_1033 (E446112/N5276763), 1541 m Höhe. Östlich der Hahngrabenabfahrt unterhalb des Wurzerkampl in Gebiet 5 und 7 (Abb. 19 B).

Ebenso wie Aufschluss 1023-1027 befinden sich Aufschluss 1028, 1029, 1032 und 1033 im Liegenden der Oberalm-Formation und bestehen aus Ruhpoldinger Radiolarit wie auch Ruhpoldinger Kieselkalk. Aufschluss 1028 und 1029 befinden sich nördlich der oberen Gammeringalm unterhalb des Wurzerkampl. Aufschluss 1032 und 1033 befinden sich ebenfalls unterhalb des Wurzerkampl, jedoch auf der nordwestlichen Seite östlich der Hahngrabenabfahrt. Aufschluss 1029 ist der größte Aufschluss im nördlichen Kartierungsgebiet und umfasst ca. 40 m Höhe und 100 m Länge (in Abschnitt 6.1.1 näher beschrieben). Ruhpoldinger Kieselkalk und Radiolarit sind nur gering aufgeschlossen und duktil deformiert (Abb. 42). Aufschluss 1028 ist die Verlängerung in südlicher Richtung und maximal 3 m hoch und 2 m breit und ebenso in schlechtem Zustand und stark verwittert. Die Einheiten unterhalb der Oberalm Formation sind aufgrund der Massen an Geröll, die der Oberalm-

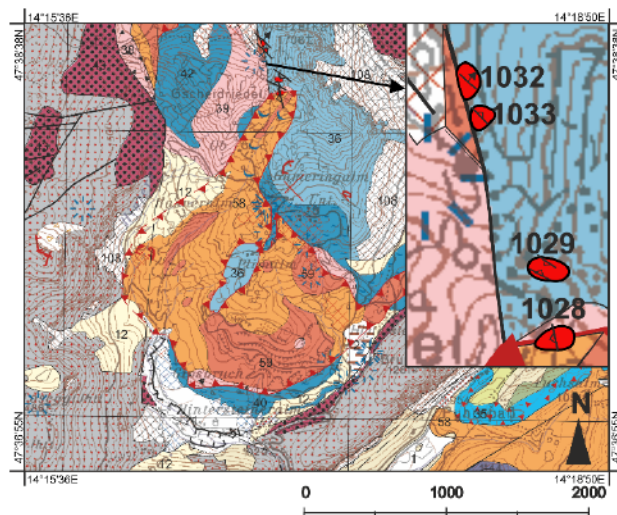


Abbildung 71: Übersichtskarte über die Raumorientierung der Ruhpolding-Formation der Aufschlüsse 1028, 1029, 1032, 1032 (Legende siehe Abb. 67) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Formation entstammen, schlecht aufgeschlossen oder teils überschüttet. Aufschluss 1032 ist ca. 4 m lang und 2 m hoch und auch hier, wie schon an anderen Aufschlüssen beobachtet, sind Indikatoren für Soft-Sediment Deformation zu sehen (Abb. 82 B).

Aufschluss 1033 ist ein kleiner Böschungsaufschluss, der nur schwer messbar ist. Trotz Deformation hat die Bankung der einzelnen Aufschlüsse eine ähnliche Raumorientierung. Aufschluss 1028 fällt vor allem steil gegen WSW ein (Abb. 71, Tabelle 20). Aufschluss 1029 ist aufgrund der Deformation in zwei Richtungen orientiert, zum einen fällt er steil in Richtung SW ein und zum anderen steil in Richtung NNE. Aufschluss 1032 und 1033 Fallen mit einem mittleren bis steilen Fallwinkel gegen NE ein (Abb. 71, Tabelle 20).

Messdaten 1028_1029				Messdaten 1032_1033			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1028		63	250	1033	1	80	037
1028		60	266	1033	2	68	053
1028		56	259	1032		32	233
1029		87	212	1032		85	090
1029		87	217	1032	1	71	002
1029	2 Radiolarit	81	016	1032	2	55	038
1029	3 Radiolarit	76	031	1032	3	34	036
1029	3 Radiolarit	70	034	1032	4	49	048
1029	3 Radiolarit	87	223	1032	5	30	044
1029	3 Radiolarit	81	324	1032	6	48	044

Tabelle 20: Übersichtstabelle der Raumorientierungen der Aufschlüsse 1028, 1029, 1032 und 1033.

Allgäu-Formation: Aufschluss A1_1036 (E445308/N5276750), 1520 m Höhe. Aufschluss Nordwestlich des Gscheidriedel in Gebiet 7

Die Allgäu-Formation befindet sich anstehend im Aufschluss 1036 und ist im Gebiet meist als Hangschutt zu sehen. Der Aufschluss befindet sich westlich des Gscheidriedel und ist mehrere Meter groß und lang. Er ist über den Wanderweg 218 und eine Wiese zu erreichen.

Die Allgäu-Formation fällt steil in Richtung SSE ein. Dieselben Werte hat auch Ottner (1990) mit einem ebenfalls steilen Einfallen gegen SE ermittelt (Abb. 73; Tabelle 21).

Messdaten 1036			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1		82	150

Tabelle 21: Übersichtstabelle über die Messdaten der Allgäu-Formation.

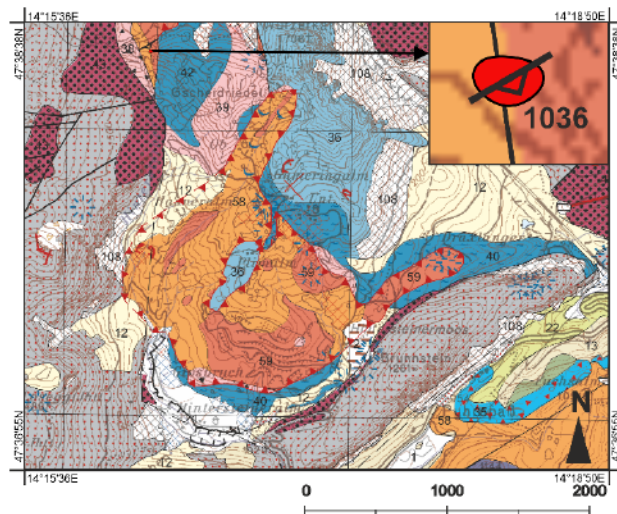


Abbildung 73: Übersichtskarte der Raumorientierung der Allgäu-Formation (Legende siehe Abb. 72) (Moser *et al.*, 2013-2014).

Oberalm-Formation_ Aufschluss O1_1029 (E446223/N5276544), 1587-1625 m Höhe & O1_1037 (E447192/N5276141), 1240 m Höhe & O1_1042 (E446657/N5275409), 1299 m Höhe & O1_1050 (E446749/N5275578) 1363 m Höhe. Oberhalb des Draxlangerbachs, der Unteren Gammeringalm an den Rändern des Wurzerkampl in den Gebieten 4, 5, 7, 8 (Abb. 19 B).

Die Aufschlüsse der Oberalm-Formation liegen verteilt um den Wurzerkampl. Aufschluss 1029 ist der nördlichste Oberalm Aufschluss und liegt oberhalb der oberen Gammeringalm (nähere Beschreibung siehe Abschnitt 6.1.1, Abb. 42). Aufschluss 1037 liegt östlich des Wurzerkampl und befindet sich am Wegesrand einer Abzweigung des Wanderwegs 289, der Aufschluss ist ca. 60 m lang und 3-4 m hoch (Abb. 75). Er weist eine klare Soft-Sediment Deformation und eine deutliche Bankung auf, die gut einzumessen sind. Aufschluss 1042 befindet sich östlich der unteren Gammeringalm und liegt seitlich des dort verlaufenden Wanderwegs. Die Qualität des Aufschlusses ist gut, jedoch teils

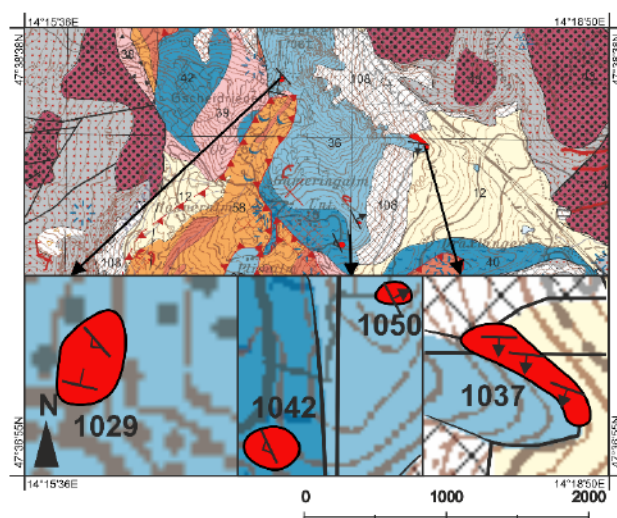


Abbildung 74: Übersichtskarte der Raumorientierung des sedimentären Lagenbaus der Oberalm-Formation (Legende siehe Abb. 72) (Moser *et al.*, 2013-2014).

durch Schutt verdeckt. Aufschluss 1050 befindet sich auf dem Wurzerkampl abseits des Weges und ist über den Rindersteig oberhalb der unteren Gammeringalm zu erreichen. Er liegt ca. 70 m über Aufschluss 1042 und ist 1 x 1 m groß.

Außerdem bildet die Oberalm-Formation über das gesamte Gebiet große Schuttfächer, daher ist die Eingrenzung teilweise erschwert.

Aufschluss 1029 zeigt ein steiles Einfallen gegen SW und N bis NNE. Die Raumorientierung des im Osten gelegenen Aufschlusses 1037 zeigt ein mittleres Einfallen gegen S bis SSW. Am südöstlichen Rand der Oberalm-Formation fallen die Schichten mit 50°-60° gegen WSW (1042) und gegen ENE (1050) ein. Im Süden des Gebietes liegt eine kleinere, isolierte Scholle der Oberalm-Formation auf dem Haselgebirge auf, sie fällt steil gegen SE ein (Abb. 74). Somit gibt es eine Haupteinfallrichtung gegen SW und NE (Abb. 74, Tabelle 22).



Abbildung 75: Aufschluss 1037. Zu sehen ist eine deformierte Oberalm-Formation mit einer gut ausgebildeten Bankung an der Ostseite des Wurzerkampl (E447209/N5276132).

Messdaten 1029				Messdaten 1037				Messdaten 1042_1050			
Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth	Punkt	Kommentar	Dip	Azimuth
1		74	245	1		42	219	1042		64	250
1		83	236	2		33	194	1042		52	122
1		87	217	3		47	201	1042		72	237
1		76	224	3		49	189	1050		54	058
1		81	213	4		56	175	1050		62	066
1		79	229	4		30	183				
1		69	238	4		41	198				
2		22	008	5		27	188				
2		20	000	6		45	180				
2		20	023	6		44	182				
2		34	020	6		38	184				

Tabelle 22: Übersichtstabelle der Messdaten der Aufschlüsse 1029, 1037, 1042 und 1050. Aufschluss 1037 wurde von Süden (1) nach Norden (6) aufgenommen.

Plassenkalk (E445499/N5278371), 1872 m Höhe. Keine eigenen Messungen durchgeführt, Daten nach Ottner (1990).

Die Raumorientierung der Basis des Plassenkalks im Norden des Arbeitsgebietes wurde aus den Aufzeichnungen und geologischen Profilen von Ottner (1990) und Geyer (1913) entnommen. Ebenso wurden die Geländemodelle herangezogen (Land Oberösterreich, 2013). Dabei konnte ein südliches Einfallen des Plassenkalks ermittelt werden (Geyer Georg, 1913; Ottner, 1990). Außerdem gibt es wie auf dem Kartenblatt 98-Liezen zu erkennen, einige Störungen im Plassenkalk, die einen West-Ost Verlauf haben (Moser *et al.*, 2013-2014). Der Plassenkalk sackt (Abschiebung) an den Störungszonen in Richtung Filzen ab, also in Richtung der Werfener Schichten (Haselgebirge).

6.2 Strukturgeologie

Dieses Kapitel befasst sich mit den strukturgeologischen Besonderheiten der lithostratigraphischen Einheiten. Es wird dabei nicht in die unterlagernden und überlagernden Formationen unterteilt, sondern in die lithostratigraphischen Einheiten selbst. Da die Störungen meistens nur geringe Versatzweiten haben, fließen diese nur geringfügig in die Arbeit ein, jedoch sind sie für das Verständnis der Geologie vor Ort von Bedeutung. Dieses Kapitel behandelt insbesondere die synsedimentären Deformationen.

Dachsteinkalk und Hierlatzkalk

Die das zentrale Arbeitsgebiet umrahmenden Kalkgesteine sind bis auf lokale spröde Störungen mit geringen Versatzweiten von wenigen Metern und schichtflächenparallelen Drucklösungen gering deformiert. Generell zeigt die Bankung des Dachsteinkalkes, wie auch des Hierlatzkalkes, ein flaches Einfallen (siehe Kapitel 6.1.2 unterlagernde Formationen). Dieses wird zum zentralen Haselgebirge steiler und bildet somit eine nach allen Seiten geschlossene Synklinale (*rim-syncline*). Im Süden und Südosten des Arbeitsgebietes (Aufschluss 1008 und 1023) ist der Dachsteinkalk durch spröde Deformationsprozesse geringfügig überprägt. Die im Süden (Aufschluss 1008 u. 1023) gemessenen Störungen fallen, wie in Abbildung 78 A zu sehen, vorzugsweise nach NNE und SE ein (Abb. 78 A, B u. D). Auch gibt es Störungen, die nach NNW und E einfallen (Abb. 78 C, E). Spröde Harnische weisen auf eine NW-SE hauptorientierte Verkürzung hin (Abb. 77 A, B, C), diese wurde später von einer dextralen Seitenverschiebung überprägt. Die Kinematik der dextralen Seitenverschiebung ist durch synthetische Riedel-Scherflächen belegt (siehe Abbildung 79 A, B, C).

Südöstlich (Aufschluss 1015-1017) fallen die Störungen einheitlich nach WSW bis NW (Abb. 81 A, D, E) ein und vereinzelt nach E und SE (Abb. 81 A, B, C). Die Harnische weisen hier ebenfalls auf eine NNW-SSE-Verkürzung hin, wie sie auch in den Aufschlüssen 1008 und 1023 zu sehen waren (Abb. 80 A, B, C). In beiden Dachsteinkalkwänden konnten in den nach NNW einfallenden Störungen gut ausgebildete Harnische als Abschiebungen in Richtung des zentralen Haselgebirges identifiziert werden und in den nach SE einfallenden als Aufschiebungen entgegen dem zentralen Haselgebirge.

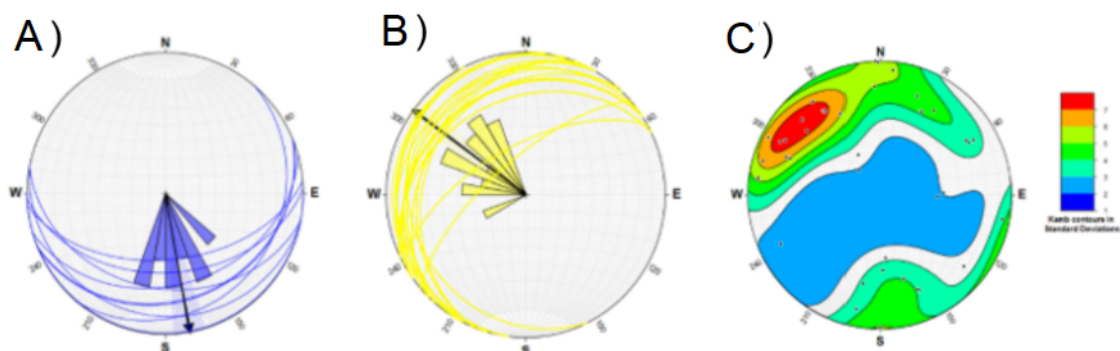


Abbildung 77: Darstellung der Harnische des gesamten Dachsteinkalks und Hierlatzkalks. A) umfasst alle Harnische, die nach Süden und B) die nach Nordwesten einfallen. C) umfasst die gesamten

Harnischflächen und zeigt in Rot die am häufigsten gemessene Raumorientierung und in Blau die am seltensten gemessene.

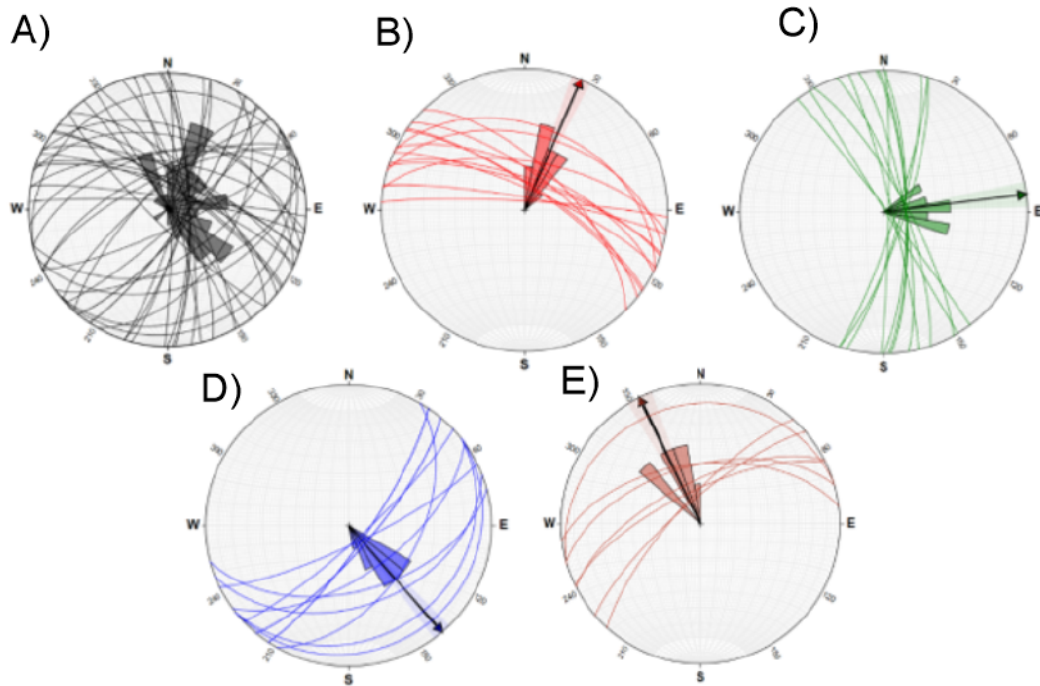


Abbildung 78: Störungen der Aufschlüsse 1008 u. 1023. A) Die gesamten Störungen mit Rosendiagramm, welches die Haupteinfallrichtung aufzeigt. B), C), D) und E) zeigen die jeweiligen Haupteinfallrichtungen der Störungen aufgeteilt nach B) NNE, C) E, D) SE und E) NNW.

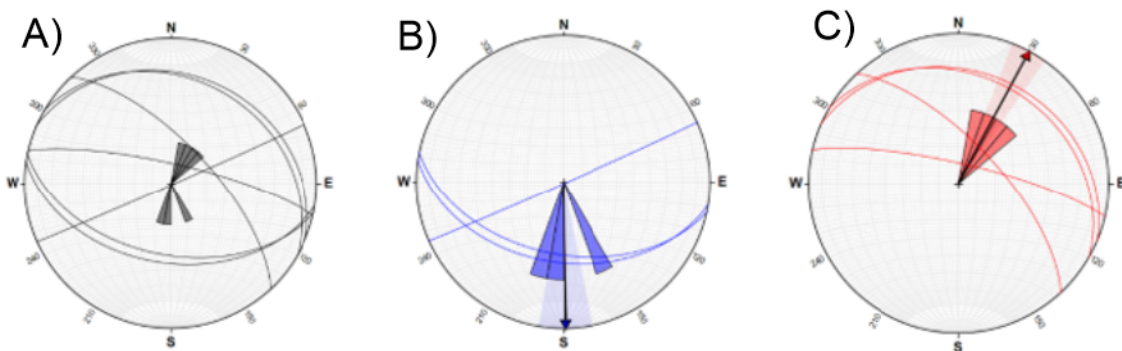


Abbildung 79: Riedel-Scherflächen der Aufschlüsse 1008, 1023, 1015, 1016 und 1017. A) Riedel-Scherflächen gesamt. B) Riedel-Scherflächen der Aufschlüsse 1008 und 1013 die nach Süden einfallen. C) Riedel-Scherflächen der Aufschlüsse 1015-1017 die nach NNE einfallen.

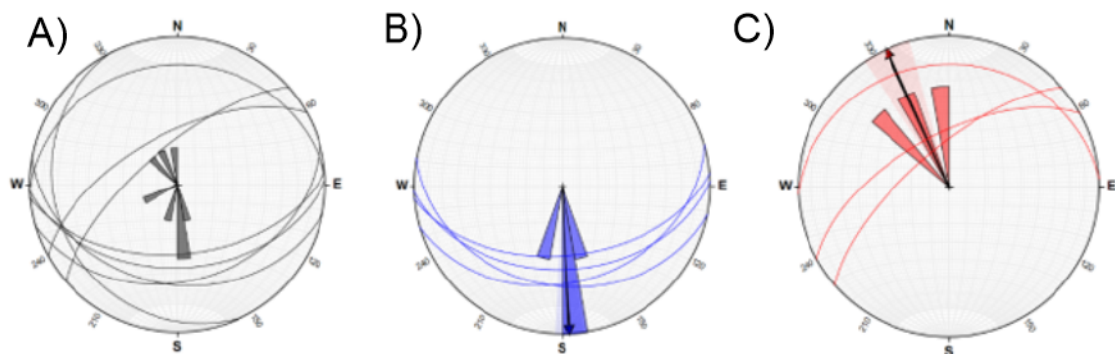


Abbildung 80: A) Die Gesamtheit aller im Aufschluss 1015-1017 vorkommenden Harnischstriemungen mit einem in der Mitte befindlichen Rosendiagramm, welches eine Haupteinfallrichtung nach Norden und Südsüdwesten angibt. B) Die meisten nach Süden einfallenden Harnische wurden als Aufschubung

identifiziert. C) Die meisten der nach NNW einfallenden Harnischstriemungen wurden als Abschiebung identifiziert.

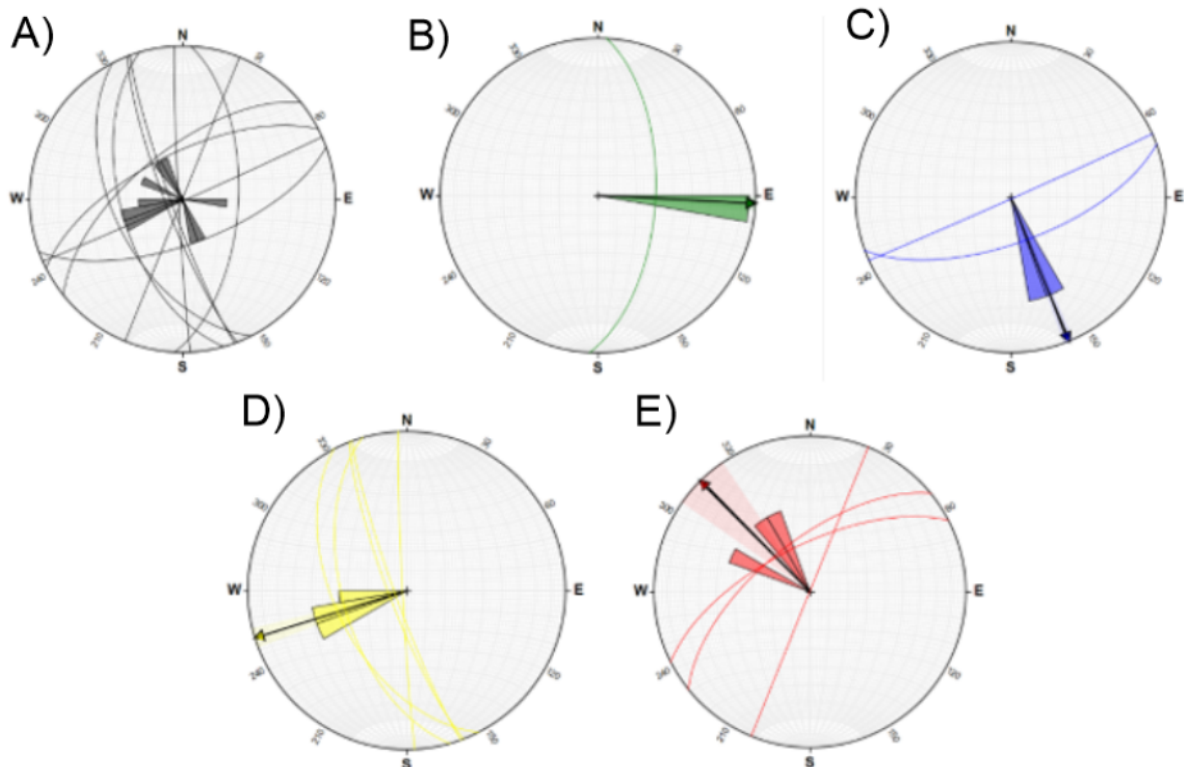


Abbildung 81: A) Störungen der Aufschlüsse: 1015-1017. B) Haupteinfallrichtung gegen Osten. C) Haupteinfallrichtung gegen SSE. D) Haupteinfallrichtung gegen WSW. E) Haupteinfallrichtung gegen NW.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Die Ruhpolding-Formation ist strukturell im Liegenden und im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossen. Abgesehen von dünnen lagenparallelen Brekzien, die als synsedimentär interpretiert werden, ist die Ruhpolding-Formation im Liegenden, des Haselgebirges undeformiert. Im Osten des Arbeitsgebietes, in den Aufschlüssen 1014, 1020 und 1038-1040, liegt der im Liegenden, flach einfallende Lagenbau der Ruhpolding-Formation strukturell unter dem stratigraphisch älteren Haselgebirge und ist kaum deformiert. Die im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossene Ruhpolding-Formation ist durch zahlreiche synsedimentäre Rutschfalten (*slumps*) charakterisiert (Abb. 82), die in den Aufschlüssen 1032 und 1027 zu sehen sind. Im Liegenden der Oberalm-Formation (Aufschluss 1027) ist die Ruhpolding-Formation offen mit einer Wellenlänge von ca. 10 m und einer Amplitude von 5 m aufrecht verfault (Abb. 82 A). Die Faltenachse fällt flach gegen NE ein (Abb. 83 A u. C). Der untere Schenkel fällt steil in Richtung NW und der obere steil Richtung ESE ein. Im Norden des Arbeitsgebietes im Liegenden der Oberalm-Formation in Aufschluss 1032 ist die Ruhpolding-Formation ebenso in eine offene, aufrechte Faltung mit Wellenlängen von ca. 2 m und Amplituden von < 0,5 m deformiert (Abb. 82 B). Ebenso gibt es eine synsedimentäre *flanking structure* in Aufschluss 1001, die durch den Versatz an einer Gleitfläche und Schleppung des Lagenbaus entstanden ist (Abb. 60). Dort konnten eine Faltenachsebene und eine Faltenachse eingemessen werden. Die Faltenachsebene fällt nach SE und SW ein. Die

Faltenachse, fällt wie die Faltenachsen der anderen Falten, nach NNE ein (Abb. 83 A, B, C). Aber nicht nur Faltung prägt das Hangende der Ruhpolding-Formation, sondern auch Störungen, die insbesondere in Aufschluss 1045 aufgenommen werden konnten. Abbildung 85 A zeigt, dass die Störungen allesamt in eine nördliche Richtung einfallen. Die genauen Einfallrichtungen sind wie in Abbildung 85 B, C, D und E ersichtlich NNE, ENE, WNW und NW. Bei den in Abbildung 84 gezeigten Harnischen handelt es sich vor allem um Aufschiebungen, was in Zusammenhang mit dem Aufstieg des Evaporitkörper stehen kann.

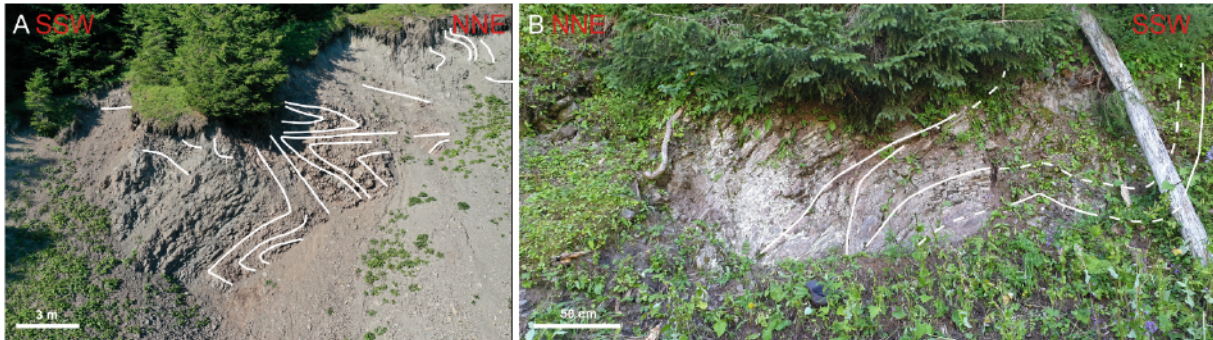


Abbildung 82: Diese Photographien zeigen sogenannte Rutschfalten (*slumps*) im Arbeitsgebiet, in Weiß dargestellt. A Aufschluss 1027 mit der hier zu erkennenden Soft-Sediment Deformation (weiß). Die Aufnahme erfolgte mittels Drohne aus der Luft (E446102/N5275814). B. Aufschluss 1032 (E446116/N5276824).

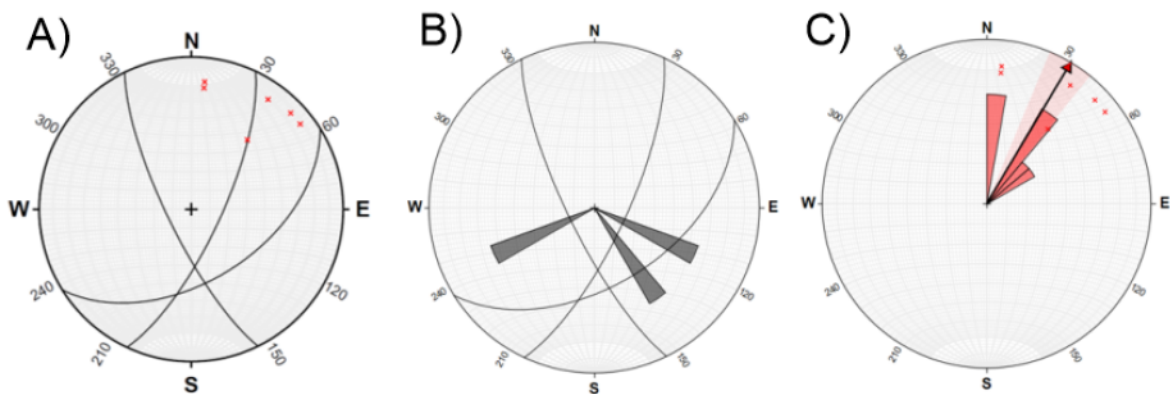


Abbildung 83: Stereoplots der Faltenachsebenen aus Aufschluss 1001 und Faltenachsen der Aufschlüsse 1001 und 1027. A) Faltenachsebenen als Großkreis und Faltenachsen als Punkte dargestellt. B) Faltenachsebenen aus Aufschluss 1001 mit Rosendiagramm in der Mitte als Anzeiger der Haupteinfallrichtung. C) Faltenachsen mit einer Haupteinfallrichtung gegen NNE, siehe Vektorpfeil.

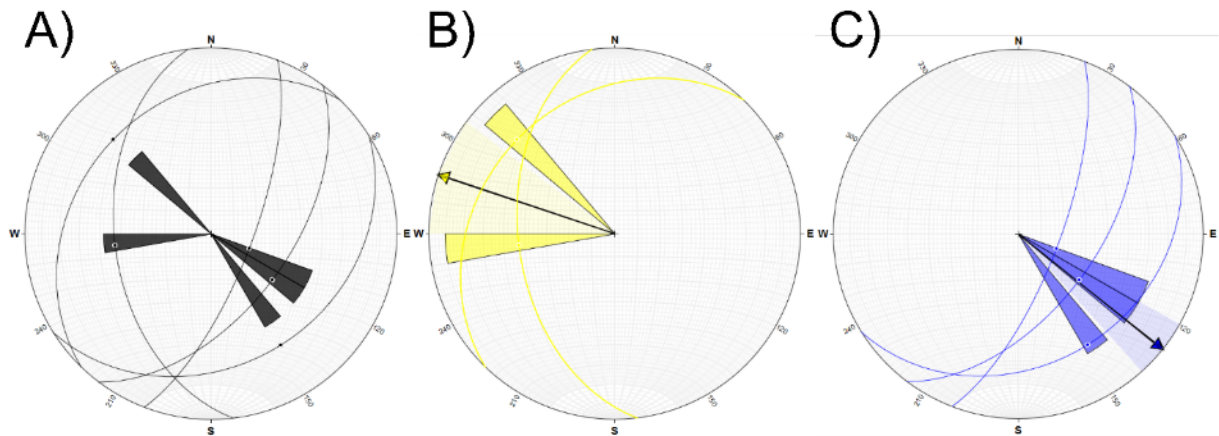


Abbildung 84: A) Harnischstriemung des Aufschlusses 1045 und eine Messung aus 1024. Die Harnischstriemung zeigt eine deutlich nordwestliche und südöstliche Einfallsrichtung an. B) und C) sind jeweils aufgeteilt in SE und WNW. B) Enthält alle Punkte, die nach W und NW einfallen, der nordwestlichste Punkt gehört zu Aufschluss 1045. C) beinhaltet die nach SE einfallenden Harnische.

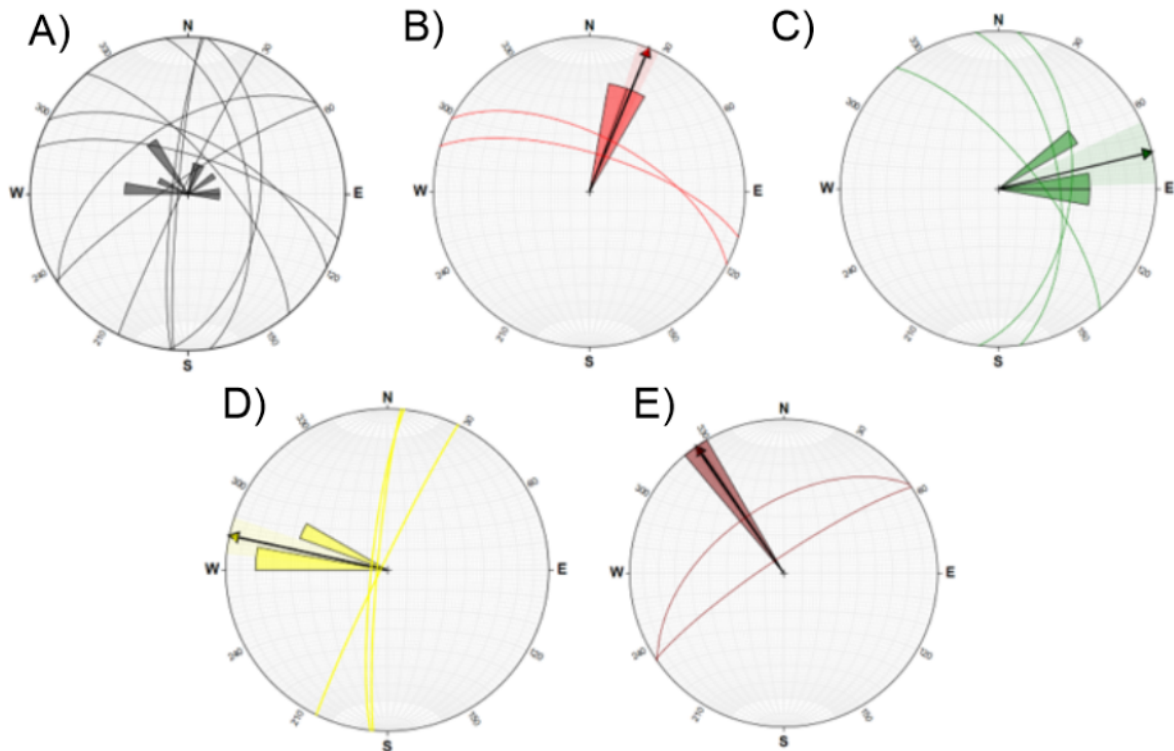


Abbildung 85: Störungen der Ruhpolding-Formation, alle Messungen entstammen den Aufschlüssen 1001,1024, 1045, wobei jeweils nur eine Messung aus den Aufschlüssen 1024 und 1001 enthalten sind. A) Gesamtheit aller Störungen. B) NNE. C) ENE. D) WNW und Störung aus Aufschluss 1024. E) NW inklusive Störung aus Aufschluss 1001.

Haselgebirge

Das Haselgebirge, das im Arbeitsgebiet als Gips vorliegt, ist duktil geschert und verfaultet mit einer penetrativen Foliation nach N-S und einer Streckungslineation, die zumeist auf ein Fließen des Gipses aus Norden in Richtung Süden vermuten lässt. Im Aufschluss 1007 ist das Haselgebirge an einer über 50 m hohen und 400 m langen Wand aufgeschlossen (siehe Aufschluss G5, Abb. 38). Isoklinalfalten mit Zehnermeter großen Amplituden und Achsenebenen, welche parallel zur mylonitischen Foliation sind, besitzen Faltenachsen, die subparallel zur N-S verlaufenden Streckungslineation sind. Schersinnindikatoren wie Tonklasten mit sigmoidaler Form oder *winged inclusions* zeigen eindeutig eine Fließbewegung des Haselgebirges nach Süden an (Abb. 86, A bis D). Auch in den Aufschlüssen 1003 (Abb. 87 A u. B), 1004, 1043, 1006 und 1014 und 1036 (leider auf den Bildern schlecht zu sehen, daher keine Abbildung in der dieser Arbeit) belegen duktile monokline Strukturen, wie z. B. SC/SCC-Gefüge, *quarter folds* und *sheath folds* und ein generelles Fließen des Haselgebirges nach S-SE (Abb. 88 A bis E).

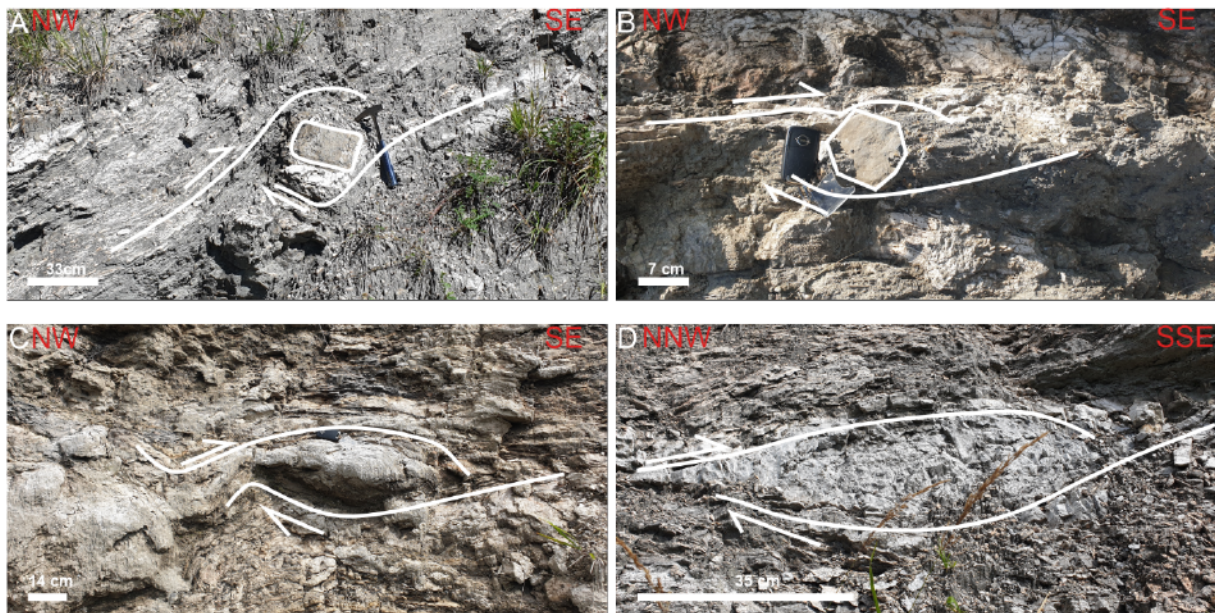


Abbildung 86: *Winged inclusions* und Tonklasten mit sigmoidaler Form des Aufschlusses 1007. Top nach SE. A Eloxierter Körper, *winged inclusion* (E445673/N5274673). B Tonklast in sigmoidaler Form (E445711/N5274740). C *Winged inclusion* (E445640/N5274733). D *Winged inclusion* (E445605/N5274848).

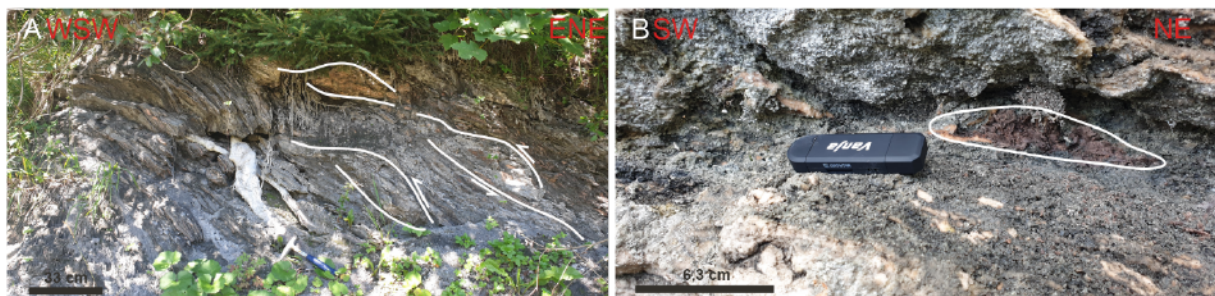


Abbildung 87: Aufschluss 1003. A Aufschluss 1003 b SC Fabric (E446032/N5274511). B Aufschluss 1003 a Boudinage (E446010/N5274518).

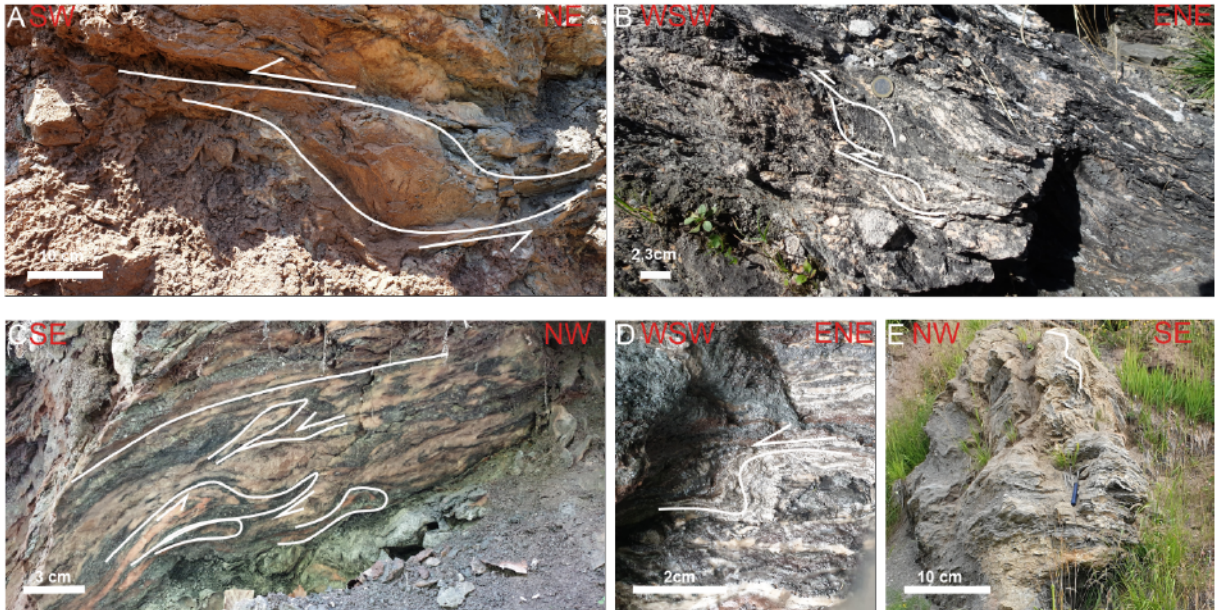


Abbildung 88: Sigmoide und andere struktureologische Auffälligkeiten im Gips. A Sigmoid in Aufschluss 1004, SC-Gefüge (E446197/N5274857). B SC-Gefüge, Sigmoide des Aufschlusses 1014 (E446334/N5274450). C Isoklinalfalten, *refolds*, Aufschluss 1043 (E445556/N5275461). D *Quarter fold* des Aufschlusses 1043 (E445552/N5275464). E Faltung in Aufschluss 1006 (E445870/N5274880).

Werfener Schichten

Die Werfener Schichten sind im Arbeitsgebiet nur in stark verwitterter Form zu beobachten. Sedimentäre Schichtflächen sind kaum anstehend erhalten. Abbildung 89 zeigt Aufschluss 1018 mit einer *normal fault* oder eine *strike-slip fault*. Die Photographie wurde Richtung Süden aufgenommen, das heißt, im Falle einer *normal fault* haben wir eine Abschiebung gegen Norden. Aufgrund der guten Qualität des Aufschlusses kann man davon ausgehen, dass diese Störung vermutlich jünger als das umlagernde Gestein ist und somit mit dem Kollaps des Evaporitkörper zusammenhängt.



Abbildung 89: Werfener Schichten, *normal fault* oder *strike-slip fault* in Aufschluss 1018 (E446262/N5274777).

Oberalm-Formation und Plassenkalk

Die hellen, an dunklen Hornsteinen reichen Kalke der Oberalm-Formation bilden im zentralen Arbeitsgebiet die anstehenden Felswände, unter denen sich nach Südosten (SE) hunderte Meter lange Schutthänge gebildet haben. Aufgrund der wenig guten Aufschlüsse der Oberalmformation konnten keine strukturgeologischen Daten gesammelt werden. Interessant ist jedoch die topographische Position der Oberalm-Formation, die als Beckenfazies auf gleicher topographischer Höhe aufgeschlossen ist, wie der im Norden gelegene gleich alte Flachwasserkalk, der Plassenkalk. Zwischen den beiden Vorkommen sind keine Störungen mit größerem Versatz vorhanden. Ebenso interessant ist, dass diese Oberjurakalke heute auf gleicher Höhe wie der im Obertrias sedimentierte Dachsteinkalk liegen (Abb. 90). Der Dachsteinkalk ist bedeutend älter und aufgrund seiner horizontalen Lagerung, sollte dieser chronologisch gesehen unterhalb der Oberjurakalke liegen.

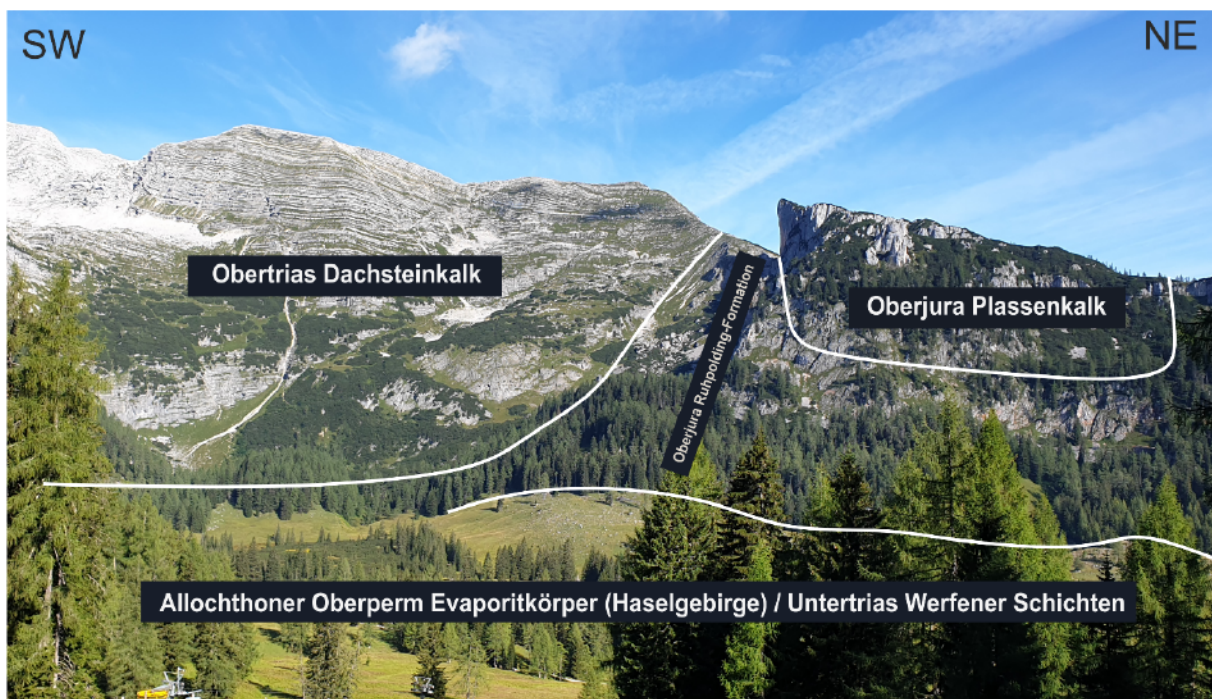


Abbildung 90: Übersichtsbild des Gebietes in Richtung NW (Rote Wand). Es wurden die verschiedenen Einheiten eingezeichnet und beschriftet (E445979/N5276888).

Allgemein

Betrachtet man das Untersuchungsgebiet aus der Luft, so kann man, wie in Abbildung 91 gezeigt, deutlich erkennen, dass das Gebiet von Dachsteinkalk und Hierlitzkalk umgeben ist, die die Höhen um das transparent angedeutete Zentrum bilden. Außerdem folgt darauf eine Art Graben, der Richtung Oberalm-Formation (Höchster Punkt) im Zentrum wieder ansteigt. Die Form des Zentrums ist Oval und Störungen sind auf den ersten Blick nur mit geringen Versatzweiten zu erkennen.



Abbildung 91: Satellitenbild aus Google Maps, transparent-weiß überdeckter Bereich stellt das Untersuchungsgebiet dar (Google LLC, 2013).

6.3 Neues Kartenmodell im Bereich Wurzeralm

Die zuvor ausgewerteten Daten werden nachfolgend im neuen Kartenblatt dargestellt und im darauffolgenden Kapitel anhand der Profile bildlich aufbereitet, um die Zusammenhänge der Daten zu erläutern. Anders als bei Ottner (1990) kommt die Interpretation einer Gleittektonik in diesem Kartenblatt nicht zum Einsatz. Die Idee des neuen Modells geht vom Vorhandensein eines Salzdiapirs mit einem noch offenen Salzstock aus. Es kann aufgrund der Lage der lithostratigraphischen Einheiten aus der Trias und dem Jura, die auf demselben Höhengiveau sind und dem Absacken im Plassenkalk, der in Richtung Werfener Schichten zu sehen ist, davon ausgegangen werden, dass der Diapir nach der Kreidezeit kollabiert ist, sodass Plassenkalk, Dachsteinkalk und Oberalm-Formation heute auf der gleichen Höhe liegen (Abb. 90). Dieses Modell wird in Kapitel 6.5 genauer erklärt. Das neue überarbeitete Kartenblatt kann in vier Ebenen (digitaler Aufbau aus ArcMap (esri)) unterteilt werden.

Die erste Ebene bilden die lithostratigraphischen Einheiten, angeordnet von der ältesten Einheit, dem Haselgebirge (Rot) aus dem Oberperm, bis zur jüngsten Einheit, dem Plassenkalk (Hellblau mit Dreiecksmuster) des Oberjuras (Abb. 92). Den äußeren Bereich um das Haselgebirge bilden, wie in Abbildung 92 zu sehen, der flache, zum Haselgebirge steiler werdende Dachsteinkalk (Riffkalk, Obertrias, Grau) zusammen mit dem Hierlatzkalk (Becken und Spaltenfüllung, Unterjura, Dunkelrot mit Kreismuster) und dem Klauskalk (Becken und Spaltenfüllung, Mitteljura, Braun). Sie bilden die, das Gebiet umgebende, Dachstein-Decke. Formationen aus der Mitteltrias konnten anstehend nicht an der Oberfläche gefunden werden und sind daher nicht in der Karte abgebildet. Aus Probenanalysen der Rofanbrekzie (Oberjura, Rosa mit Dreiecksmuster), die im Westen auf dem Haselgebirge liegt (Abb. 92), (von Ottner (1990) und Geyer (1913)) ist jedoch bekannt, dass sich darin Komponenten des Hallstätter Kalks befinden, die der Mitteltrias und der Obertrias zugeordnet werden können. Auf die Dachstein-Decke folgt die als Kieselkalk (Mittelblau) und Radiolarit (Rosa) abgelagerte Ruhpolding-Formation, im frühen Oberjura, die ebenfalls das Haselgebirge umrandet (Abb. 92). Sie wurde von Ottner nicht zur Dachstein-Decke gezählt, sondern zu den Formationen ohne festen Deckenkomplex. Da in dieser Arbeit nicht näher auf die Deckengliederung eingegangen werden kann, bleibt die Deckenzuordnung an dieser Stelle weiterhin unklar. Die Ruhpolding Formation ist anstehend auf dem Dachsteinkalk auflagernd zu finden. Sie ist zumeist auf dem Haselgebirge und den Werfener Schichten als Scholle anzutreffen, mittig in der Karte dargestellt (Abb. 92). Im Zentrum der Karte sind das Haselgebirge (Oberperm, Evaporit Abfolge) und die Werfener Schichten (Untertrias, Orange) dargestellt, sie lagern trotz des hohen Alters auf den jüngeren Einheiten. Zum einen auf dem Dachstein-, Hierlatz- und Klauskalk, zum anderen auf der Ruhpolding-Formation. Die auf dem Haselgebirge auflagernden Formationen sind zum einen, wie zuvor erwähnt, die Ruhpolding Formation, die zentral im Bereich des ehemaligen Gipsabbaus auf dem Haselgebirge auflagert. Zum anderen liegen sie nordöstlich unterhalb der Oberalm-Formation (Oberjura, Hellblau) im Bereich des Wurzerkampls und im Westen unterhalb des Gscheidriedels sowie im Norden unterhalb des Plassenkalks (Oberjura, Hellblau mit Dreiecksmuster) auf dem Haselgebirge und den Werfener Schichten auf. Die Allgäu-Formation (Beckenfüllung, Unterjura, dunkleres Mittelblau), die im selben Zeitraum wie der Hierlatzkalk gebildet wurde, ist in Abbildung 92 im westlichen Teil zu sehen, sie bildet den Gscheidriedel und lagert ebenfalls auf dem Haselgebirge auf. Die Oberalm-

Formation (Beckenfaziell) bildet den Wurzerkampl und lagert auf der Ruhpolding-Formation auf und ist auch als Scholle auf dem Haselgebirge, unterhalb der Plimalm, zu finden. Der Plassenkalk lagert im Norden ebenfalls als Gegenstück zur Oberalm-Formation auf der Ruhpolding-Formation auf (Abb. 92).

Die zweite Ebene bildet das Quartär (Abb. 92). Das Quartär ist jünger als die lithostratigraphischen Einheiten und ist in Gewässer, Hochmoore, junger Talboden (keine eigenständige lithostratigraphische Einheit), Bergstürze und Fließmassen, Anthropogen (Gipsabbau und kleinere Wegschotter Halden) und Lokalmoränen unterteilt. Insbesondere die Oberalm-Formation bildet ausgeprägte Schuttfächer im Bereich um den Wurzerkampl, welche bis zur Hintersteinalm, dem Gipsgraben, zur Plimalm und Hasneralm hinunterreichen. Aufgrund der Wasserundurchlässigkeit der Werfener Schichten und Tone kommt es im Bereich des Hintersteinermooses, der Filzen und der Filzmoosalm zur Bildung von Vernässungsflächen und Mooren, ähnlich wie in kleineren Bereich des Arbeitsgebietes, jedoch sind diese nicht so stark ausgeprägt. Lokalmoränen sind vereinzelt immer wieder unterhalb des Dachsteinkalks zu finden, insbesondere in den tieferen Ebenen, in denen sich das Material sammeln konnte (Abb. 92).

Die dritte Ebene nimmt die Messdaten auf, wie z. B. die Streich- und Fallwerte der verschiedenen Formation und die Foliation des Haselgebirges (Abb. 92).

Die vierte Ebene bilden die „Diverse Zeichen“, diese geben auf der Karte die Lage von bspw. Almen und größeren losen Gesteinsblöcken (Block) an, wie auch die Position von großflächig verteilten Dolinen (Gips), die vor allem im Westen und im Osten im Wald zu sehen sind (Querfeldein). Außerdem geben sie auch an, wo Gestein im Areal abgebaut wurde (Abbau) und wo sich die Quellen der vielen Bäche des Gebietes finden lassen. Außerdem werden in Schwarz Störungen hervorgehoben und in Rot die Grenze des Diapirs (Abb.92).

Das Gebiet hat sich in den letzten 30 Jahren nur wenig verändert, eine große Veränderung jedoch ist der Bereich des ehemaligen Gipsabbaus Knauf (Zeichen für Abbau im Süden der Karte), da hier das Gestein heute nicht mehr anstehend anzutreffen ist, sondern das Areal rekultiviert wurde. Wodurch sich heute nur noch erahnen lässt, wo Gips und wo die Werfener Schichten liegen. Zumeist konnte im Feld beobachtet werden, dass die Erde rot war, was ein markantes Zeichen für anstehende Werfener Schichten ist, die sich vermutlich aufgrund der Beschaffenheiten (stark verwittert, tonig) in Verbindung mit Wasser den Weg über das ehemalige Abbaugelände gebahnt haben. Insbesondere der nördliche Teil um den Plassenkalk wurde nicht neu kartiert, sondern aus der Karte 98-Liezen (Moser *et al.*, 2013-2014) übernommen und teils gering, mittels des Geländemodells des Landes Oberösterreich (Land Oberösterreich, 2013), angepasst, ebenso wie der umliegende Dachsteinkalk und Hierlatzkalk.

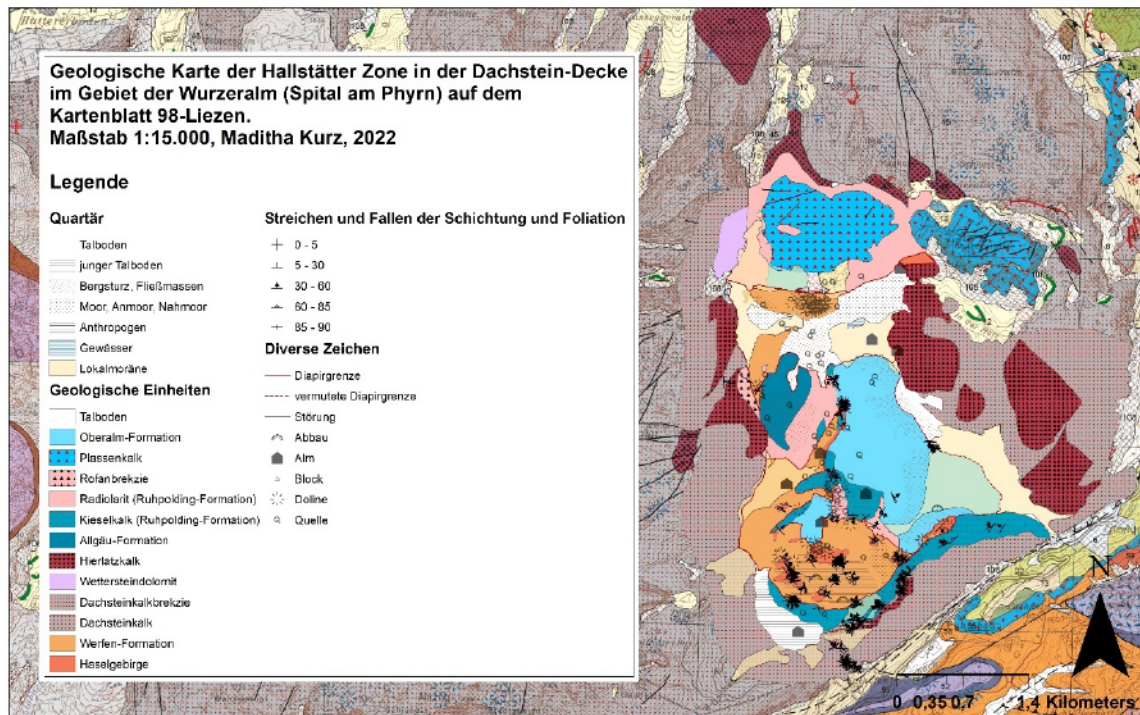


Abbildung 92: Neues Kartenblatt im Bereich um die Wurzeralm. Basiskarte stammt von (Moser *et al.*, 2013-2014).

6.4 Geologische Profile

Die neu erstellten geologischen Höhenprofile werden in diesem Kapitel näher erläutert und in Kapitel 7 mit denen von Ottner (1990) und Geyer (1913) verglichen. Die Profillage wurde so gewählt, dass die meisten Formationen darin enthalten sind, um damit die Aussagekraft der Modelle zu maximieren.

Die Profile wurden mithilfe der erfassten Oberflächendaten in die Tiefe interpretiert, um ein schlüssiges Bild entwerfen zu können.

Das erste Profil zeigt einen Querschnitt von Westen nach Osten durch den Gscheidriedel und den Wurzerkampl (Abb. 93). Der Dachsteinkalk der Obertrias (grau), der Hierlatzkalk der Unterjura (dunkelrot) und der Klausalk des Mitteljuras (Spaltenfüllung zu geringmächtig, um auf den Profilen ersichtlich zu sein) umgeben das zentrale Haselgebirge von allen Seiten und bilden eine Synform, zusammen mit dem Liegenden der Ruhpolding-Formation (Rosa und Mittelblau) des Oberjuras. Die Ruhpolding-Formation liegt nicht nur unterhalb, sondern auch oberhalb des Haselgebirges (Oberjura) als Scholle auf (Abb. 93 unterhalb des Wurzerkampl). Die Rofanbrekzie (Oberjura) grenzt am westlichen Rand an das Haselgebirge und an den Hierlatzkalk, der Kontakt ist im Feld jedoch nicht erkennbar. Die Allgäu-Formation als chronologisches Gegenstück zum Hierlatzkalk liegt als Beckenfüllung auf dem Haselgebirge auf und wurde vermutlich parallel zum Hierlatzkalk autochthon auf dem bereits aufgeschlossenen Haselgebirge abgelagert. Die Oberalm-Formation wurde auf der Ruhpolding-Formation abgelagert. Beide sind leicht gefaltet, was sich durch das im Untergrund liquide verhaltende Haselgebirge zu erklären ist (siehe Kapitel 6.5 und 4.3). Das dargestellte Profil ist nur ein möglicher Entwurf, ebenso könnte der Dachsteinkalk unterhalb des Haselgebirges geöffnet sein

und sich dort der Stamm des Salzdiapirs befinden. Da keine Bohrung oder eine Seismik von diesem Gebiet existiert, wurden die vorhandenen Werte in weitere Tiefen interpretiert.

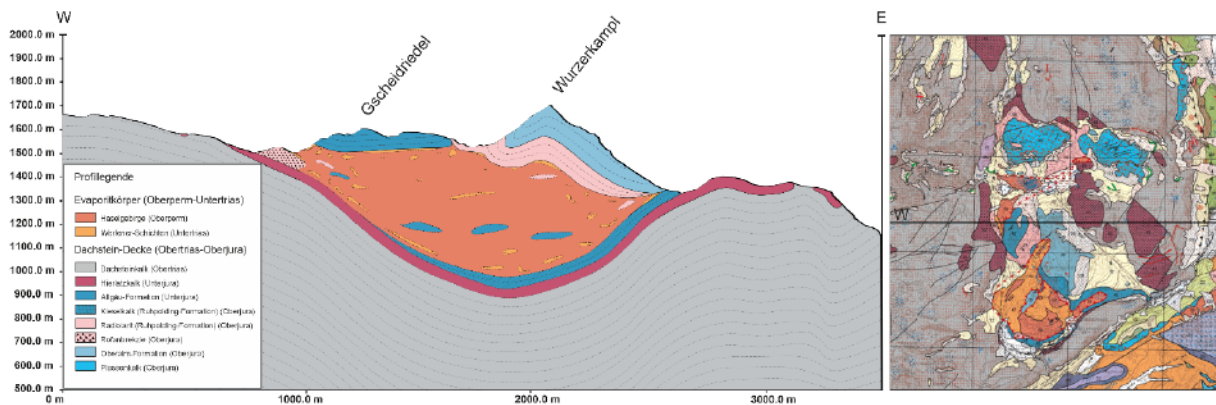


Abbildung 93: Geologisches Höhenprofil des Kartierungsgebietes von West nach Ost. Das Profil wurde anhand der neuen Messdaten und der neuen Polygone erstellt. Die Karte wurde aus dem Kartenblatt 98-Liezen entnommen (Moser *et al.*, 2013-2014).

Das zweite Profil aus Abbildung 94 verläuft von Nordnordost nach Südsüdwest über den Mitterberg, den Wurzerkampl, die Plimalm und die Hintersteineralm bis zum Dachsteinkalk. Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Klauskalk sowie Ruhpolding-Formation verhalten sich wie in Profil 1 allerdings mit der Ausnahme, dass der Diapir nach unten hin geöffnet ist. Die Lage der Einheiten, die den Wurzerkampl bilden, sind wie in Profil 1 zu sehen, auch hier lagert Oberalm-Formation auf der Ruhpolding-Formation auf und bildet eine auf dem Haselgebirge liegende, verfaltete Scholle. Teile der Ruhpolding Formation und Oberalm-Formation liegen außerdem unabhängig voneinander als Schollen im Bereich der Plimalm und darüber auf dem Haselgebirge auf. Im Norden des Profils (Mitterberg) ist der Plassenkalk zu sehen, der, wie die Oberalm-Formation, auf der Ruhpolding-Formation sedimentierte. Auf diesem Profil ist außerdem gut zu erkennen, dass der Dachsteinkalk, die Oberalm-Formation (Wurzerkampl) und der Plassenkalk (Mitterberg) etwa auf gleicher Höhe liegen. Der Dachsteinkalk sollte zeitlich gesehen unterhalb der zwei Jura Formationen liegen, der Oberalm-Formation und dem Plassenkalk. Der Plassenkalk sollte, da er flachwasserfaziell gebildet wurde, über den anderen Formationen liegen, insbesondere zum zeitlichen Gegenstück der beckenfaziellen Oberalm-Formation.

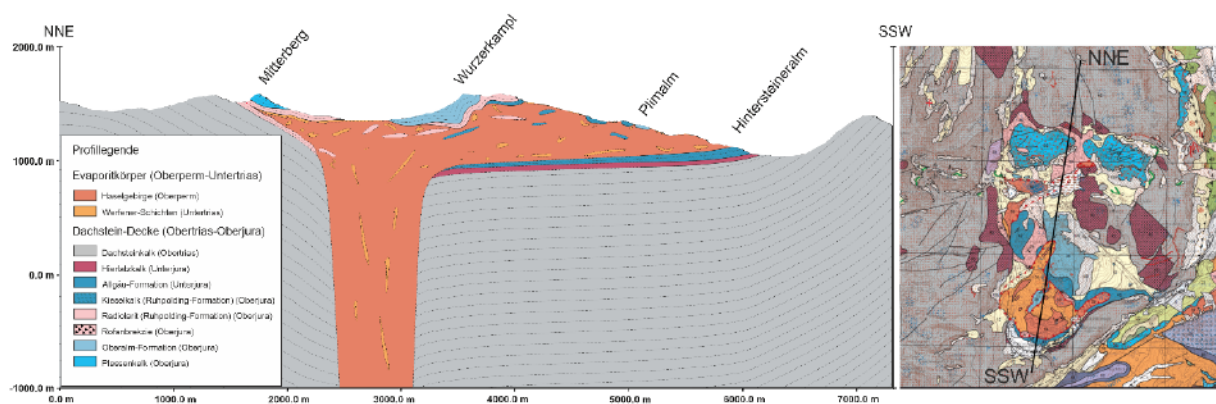


Abbildung 94: Geologisches Höhenprofil des Kartierungsgebietes von NNE nach SSW. Das Profil wurde anhand der neuen Messdaten und der neuen Polygone erstellt. Die Karte zur Rechten dient nur zur Veranschaulichung (Moser *et al.*, 2013-2014).

6.5 Konzeptuelles Modell der Paläorekonstruktion des Salzdiapirs

In den vorherigen Kapiteln wurde die Theorie eines triassischen, jurassischen Salzdiapirs immer wieder angeschnitten. In diesem Kapitel wird anhand von Abbildung 95 erklärt, wie ein möglicher Salzdiapir im Arbeitsgebiet entstanden sein könnte.

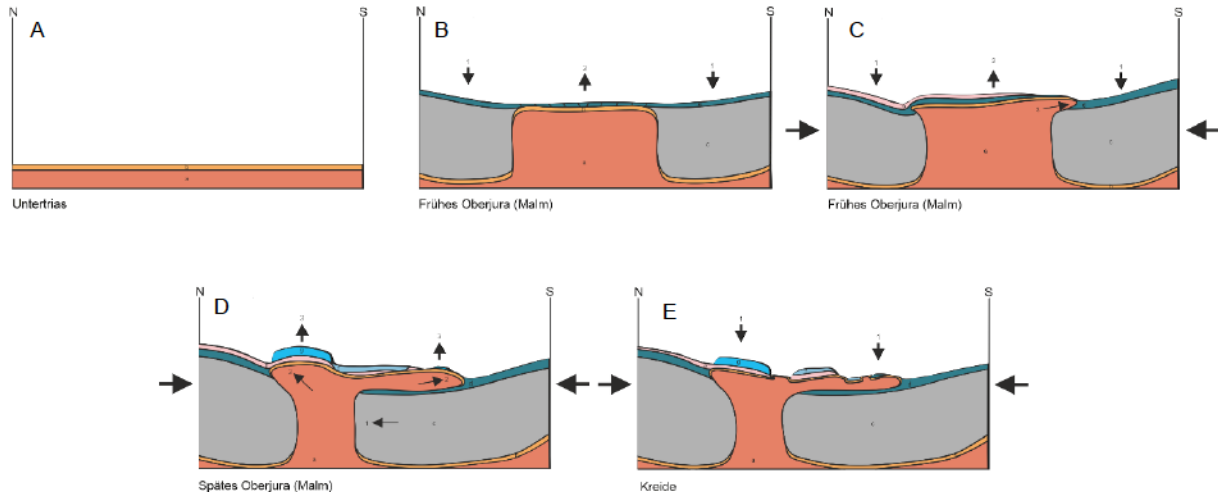


Abbildung 95: Konzeptuelles Model der Evolution des Wurzer Diapirs von der Untertrias bis zur Kreide.

Zunächst wurde im Oberperm das Haselgebirge durch Eindampfung von Meerwasser gebildet, infolgedessen sich eine Evaporitabfolge abgelagerte. In der Untertrias lagerten sich die geringmächtigeren Werfener Schichten ab, die aus roten, glimmerreichen Tonen und Mergeln bestehen (Abb. 95).

Die Sedimentation des Dachsteinkalks erfolgte während der Obertrias in einem Lagunenbereich. Gleichzeitig begann das Haselgebirge Anfang der Trias diapirische Strukturen zu entwickeln. Dies geschah zum einen aufgrund von Verkippung (*elevation head gradient*) und/oder durch differentiellen Auflastdruck (*pressure head gradient*), wodurch sich das Haselgebirge mobil verhielt. Zum anderen in Folge von Extension während der Bildung des Meliata Ozeans. Aufgrund dessen erfolgte die Ablagerung des Dachsteinkalks an den Flanken des syndesimentär aufsteigenden Diapirs. Im Unterjura lagerte sich der Hierlatzkalk diskonform in einem Becken auf dem zuvor verkarsteten Dachsteinkalk ab. Gleichzeitig sedimentierte über dem Diapir die Allgäu-Formation als Beckensediment (nicht in der Grafik dargestellt, da es sich um ein vereinfachtes Model handelt).

Wenn der verfaltete Teil der Ruhpolding-Formation, welcher das Haselgebirge überlagert, über die Gesamtfläche des Diapires rekonstruiert wird, so bedeckt er die komplette Haselgebirgsoberfläche. Die Tatsache, dass der unterlagernde Ruhpoldinger Kieselkalk nicht deformiert ist, deutet darauf hin, dass die auflagernde Ruhpolding-Formation direkt auf dem Dach des Diapirs abgelagert wurde. Durch die zusätzliche Beanspruchung entstanden Schwächezonen, in denen das Haselgebirge aufquoll, wodurch sich an den Flanken des Diapirs Brekzien (Rofanbrekzie und Dachsteinkalkbrekzie) bilden konnten. Infolge des Aufstiegs des Diapirs und der damit verbundenen Subsidenz der umgebenden Sedimente, bildete sich um den Diapir eine synklinalförmige Depression (*rim-syncline*).

Der Diapir wurde durch die einsetzende Krustenverkürzung reaktiviert und floss vermutlich Ende des Kimmeridgiums an seinen Flanken in südliche Richtung aus. In der topographischen

Hochzone über dem Diapir kam es zur Ablagerung des Plassenkalks (Seichtwasserfazies) (nördlicher Teil des Arbeitsgebietes), während im südlicheren Becken die Oberalm-Formation (Beckenfazies) abgelagert wurde.

In Folge der Auflast und durch Lösungsprozesse kam es während oder nach der Kreide zum Kollaps des Diapirs, wodurch der Plassenkalk, die Oberalm-Formation und der Dachsteinkalk auf eine ähnliche topographische Höhe gebracht wurden.

7. Diskussion

Dieses Kapitel stellt die neu erhaltenen Daten und das neue Modell dem der Gleittektonik gegenüber. Außerdem wird der Wurzer Diapir mit dem von Fernandez (2020) publizierten Hallstätter Diapir verglichen, um Ähnlichkeiten festzustellen, da es sich bei beiden um Diapire der Nördlichen Kalkalpen handelt. Im letzten Abschnitt erfolgt die Zusammenfassung und was dies für die Geodynamik der Kalkalpen bedeutet.

7.1 Gleittektonik versus Salztektionik

Gleittektonik

Tollmann entwickelte 1981 das Modell einer oberjurassischen Gleittektonik. Dieses Modell ist in Abbildung 96 A zu sehen. Tollmann beschreibt in diesem Modell das Aufkippen des äußersten Randes des Kalkalpentrogs, wodurch die Hallstätter Masse ins Gleiten kam. Außerdem basiert seine Theorie auf dem Vorhandensein dreier Kanäle, in die die Gleitschollen unter anderem transportiert wurden (Abb. 96 A). Die im Oxford losgelöste Hallstätter-Masse wurde demnach in Richtung Süden in den Nordkanal transportiert. Zur selben Zeit soll sich die Dachstein-Decke ebenfalls angehoben und über das Mandling-Werfen bewegt haben. Dies würde erklären, wieso sich in der Dachstein-Decke ein Spalt öffnete, in dem sich dann die Plassen-Hallstatt-Masse festsetzen konnte (Tollmann, 1981). Die dort anzutreffenden Störungen könnten dann als Gleitsymphysen erklärt werden. Das Modell von Tollmann basiert demnach auf einer Deckenverschiebung mit anschließender Stapelung der Decken durch Subduktion der Afrikanischen Platte und einer resultierenden Faltung, wie dem Gleiten der Deckschollen in sedimentäre Becken (Tollmann, 1981). Auch Lein (1987) verwendete den Mechanismus der Gleittektonik als Erklärung für Schichtlücken, die Auflagerung von älteren auf jüngeren Schichtgliedern und das benachbarte Vorkommen von ursprünglich entfernten Faziesräumen ohne tektonische Grenzen in Form von Überschiebungen oder Seitenverschiebungen mit den dazugehörigen Störungsgesteinen (Lein, 1987). Dieses Modell wurde mittlerweile abgelöst und durch das von Gawlick (2011a, b; 2015; 2021) in Abbildung 96 B ersetzt. Es führt für die Entwicklung der Neo-Tethys und deren Schelf einen breiteren passiven Schelfbereich mit verschiedenen Faziesräumen auf, entgegen den von Tollmann (1981) beschriebenen Kanälen (Gawlick *et al.*, 2009-2010; Gawlick *et al.*, 2015; Steiner *et al.*, 2021). Mit einer später folgenden Subduktion und nordwestlich gerichteter Überschiebung. Nach Gawlick erreichte die Überschiebung im Kimmeridgium die kontinentale Kruste im NE (Gawlick *et al.*, 2009-2010; Steiner *et al.*, 2021).

Mit Hilfe dieser Modelle wurde versucht, das Vorkommen des Haselgebirges inmitten der triassisch-jurassischen Kalke zu erklären. Zusammenfassend wurde interpretiert, dass sich das Haselgebirge im Süden angehoben und über die Dachstein-Decke geglitten sei, bis die gleitenden Blöcke in sedimentären Becken zum Erliegen kamen. Darüber wurden dann die oberjurassischen Kalksteine abgelagert (Ottner, 1990). Aufgrund der Kompression, infolge der Subduktion der Afrikanischen unter die Europäische Platte, kam es dann zur Faltung der Deckensysteme (Tollmann, 1981; Gawlick *et al.*, 2009-2010).

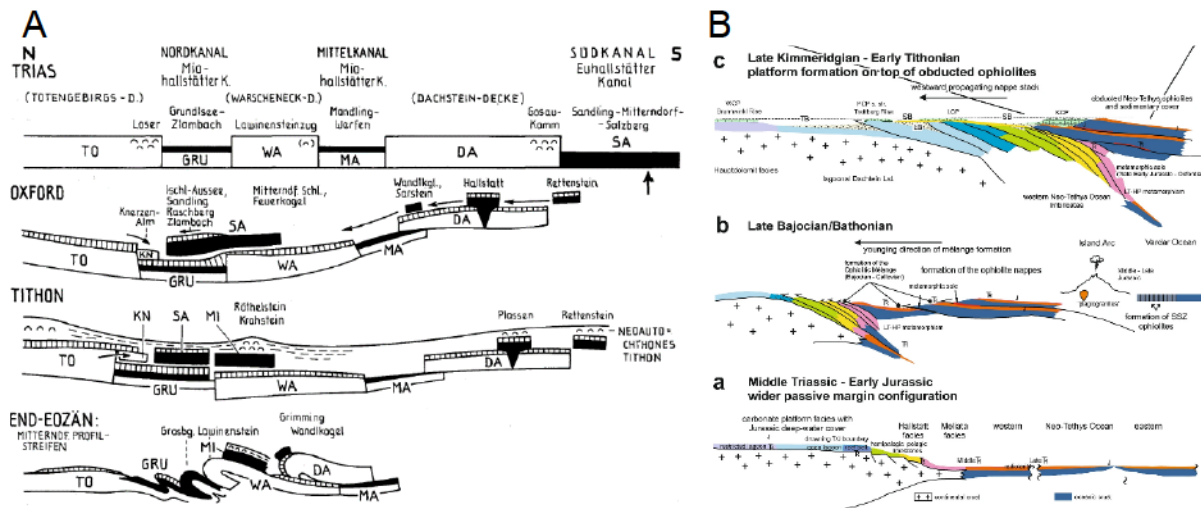


Abbildung 96: A Gleittektonikmodell der Nördlichen Kalkalpen (Tollmann, 1981). B Gleittektonikmodell der Entwicklung der Neo-Tethys während des Juras). WCP: Wolfgangsee-Karbonatplattform, TB: Tauglbodenbecken, PCP: s.str. Plassen Carbonate Plattform s.str., SB: Sillenkopfbecken, LCP: Lärchberg Karbonatplattform, KCP: Kurbnesh Typ Karbonatplattform, DH: Dietrichshorn Position (Gawlick *et al.*, 2009-2010; Gawlick *et al.*, 2015; Gawlick & Missoni, 2019; Steiner *et al.*, 2021).

Auch Ottner (1990) interpretierte seine strukturellen Daten in diesem Arbeitsgebiet mit dem Modell von großräumigen Gleitschollen, welche im Oxfordium von südlicher Richtung in ein lokales sedimentäres Becken eingeglichen sein sollen. Für die gravitativen Bewegungen wurde eine flache Topographie der undeformierten Decken angenommen. Als Basis und Gleitmittel könnten nach R. Lein (1987) und Ottner (1990) die Werfener Schichten gedient haben. Die folgenden Punkte unterstützen nach Ottner (1990) ein gleittektonisches Modell (Ottner, 1990):

- Die Deckscholle des Hallstätter Faziesraums glitt in ein tiefes Radiolarit/Kieselkalk-Sedimentbecken ein und wurde dabei auch intern deformiert (Abb. 97).
- Das Vorkommen von Gleitfalten, wenn auch nur gering.
- Das Vorhandensein eines Brekziensaums, welcher als Produkt des gravitativen Prozesses interpretiert wurde.
- Gradierte, brekziöse Horizonte und Turbidite im unterlagernden Gestein (Ruhpolding-Formation) wurden von Ottner als „Vorboten“ des Eingleitens der Deckscholle bezeichnet. Daher wurde eine Zeitfestsetzung des Prozesses im Oxfordium bestimmt (Ottner, 1990).
- Die Gleitmasse müsse nach Ottner aus dem südjuvavischen Hallstätter Schelfraum kommen(Ottner, 1990).
- Anzeichen in der Brunnsteinscholle, südöstlich des Arbeitsgebietes:
 - Dachsteinkalk und Hierlatzkalk liegt auf jüngeren Kieselkalken,
 - Scholle liegt auf Tiefseesedimenten,
 - Mikro-Gleittektonik in Form von Dachsteinkalkkomponenten der Brunnsteinscholle, die im noch weichen radiolaritischen Gestein abgelöst worden sein sollen und von der Matrix aufgenommen wurden (Ottner, 1990).

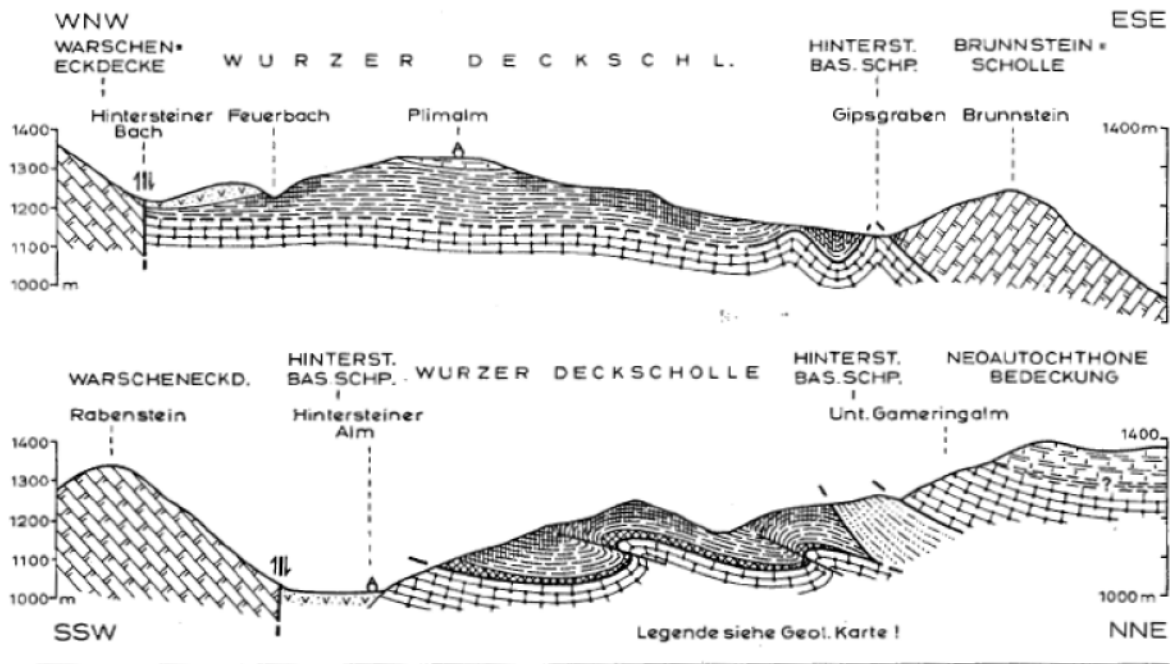


Abb. 12: Geologische Schnitte im Bereich der Wurzer Deckenscholle. Lage der Profile siehe geologische Karte (Beilage 3).

Abbildung 97: Profilschnitte von Ottner durch das Arbeitsgebiet. A von Westnordwest nach Ostsüdost. B von Südsüdwest nach Nordnordost (Ottner, 1990).

Salztektonik Modell

Schon bevor das Modell der Gleittektonik im Gebiet um den Wurzerkampl zum Einsatz kam, hat Geyer 1913 das Gebiet genauer kartiert und untersucht. Bei seinen Studien fasste auch er den Verdacht, dass es sich bei den in Störungen aufquellenden Haselgebirgs Gipsen um möglichen Diapirismus oder wie er es in seiner Arbeit nannte, Salzauftrieb und oder Salzkekzeme handeln könnte, mit einem darauffolgenden Kollaps derer. Schaut man sich das von Geyer im Jahre 1913 gezeichnete Profil in Abbildung 98 an, so kann man deutliche Ähnlichkeit zu dem im Zuge dieser Arbeit erstellten Profil in Kapitel 6.4 erkennen.

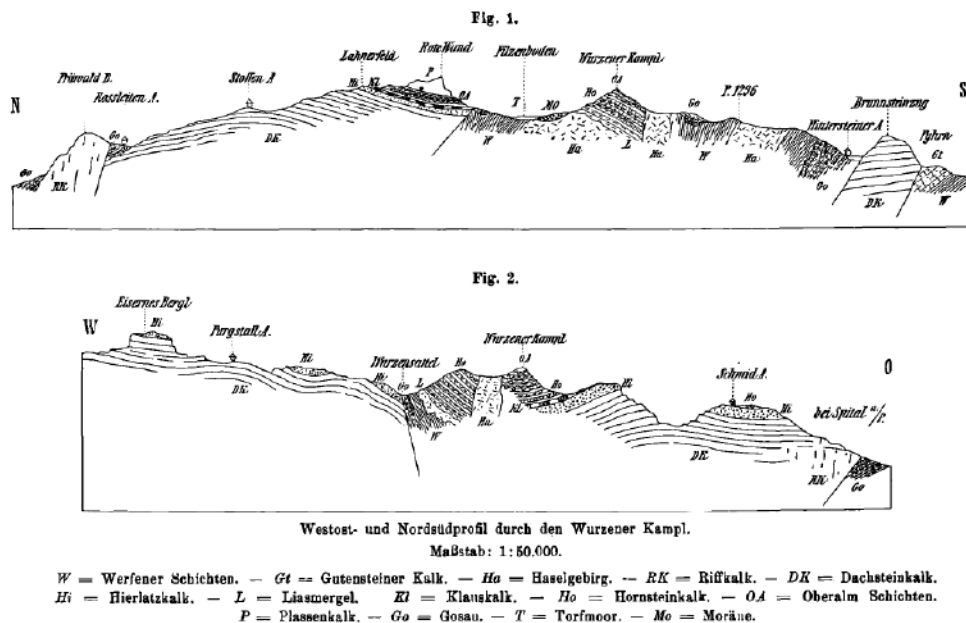


Abbildung 98: Geologisches Höhenprofil von 1913 des Arbeitsgebietes (Geyer Georg, 1913).

Prozesse der Salztektone sind in den Kalkalpen mehrfach vermutet worden. Ein mobiles Haselgebirge zeigen schon die Profile von z. B. Tollmann (1976) oder Mandl (2000). Salztektone und synsedimentärer Diapirismus auf Basis von modernen mechanischen Prinzipien wurden in den Kalkalpen für das Gebiet östlich der Weyerer Bögen (Granado *et al.*, 2019) und für Hallstatt (Fernández *et al.*, 2021) vorgeschlagen. Die Modelle basieren auf physikalischen Prozessen, welche Gravitation, Druckgradienten und die Rheologie von Evaporiten berücksichtigen. Die Evaporite beginnen sich auch oberflächennah duktil zu deformieren, wenn:

- die überlagernden Sedimente eine unterschiedliche Mächtigkeit haben und somit einen Druckgradienten auf die Evaporite ausüben (*pressure head gradient*),
- der Evaporitkörper (auch bei konstant mächtiger Überlagerung) aus der horizontalen Lage gebracht wird und aufgrund der Volumenkraft ein Druckgradient entsteht (*elevation head gradient*).

Mit zunehmender Überlagerungsmächtigkeit und Kompaktion der Sedimente verstärkten sich auch gravitativen Instabilitäten.

Folgende Punkte unterstützen eine salztektone Interpretation und das Vorhandensein eines Diapirs im Arbeitsgebiet:

- Die Raumlagen des Dachsteinkalks und der Ruhpolding-Formation bilden um das zentrale Haselgebirge eine ringförmige Struktur. Solche *rim-synclines* sind typisch für Diapire (Jackson & Hudec, 2017), welche durch Volumendifferenzen in der Tiefe durch den aufsteigenden Diapir ein Einsinken der umgebenden Schichten bewirken.
- Bis auf lokale synsedimentäre Falten mit Amplituden und Wellenlängen im Meterbereich fehlen Strukturen, welche das Eingleiten eines größeren Sedimentkörpers oder Olisthostrome anzeigen. Die Lagen-gebundenen synsedimentären Falten stehen in keinem Zusammenhang mit Olistholithen, sondern zeigen lokale gravitative Instabilitäten an, welche in der Nähe eines aufsteigenden Diapirs zu erwarten sind.
- Synsedimentäre Brekzien in den verschiedenen stratigraphischen Horizonten (z. B. Rofanbrekzie, synsedimentäre Brekzien im Dachsteinkalk, Ruhpolding-Formation) zeigen gravitativ instabile Sedimentationsbedingungen in der Trias und im Jura an. Synsedimentäre Brekzien in verschiedenen stratigraphischen Niveaus sind typischerweise in der Umgebung von aufsteigenden Diapiren zu finden (Jackson & Hudec, 2017).
- Oberalm-Formation, Dachsteinkalk und Plassenkalk liegen im Untersuchungsgebiet auf einer ähnlichen topographischen Höhe (Abb. 90). Markante tektonische Kontakte oder Seitenverschiebungen mit signifikantem Versatz wurden zwischen diesen Vorkommen nicht beobachtet. Das Absinken stratigraphisch jüngerer Formationen kann mit dem Kollaps eines zuvor aufgestiegenen Salzdiapirs erklärt werden, bedingt durch Lösungsprozesse im Salz.
- Die zahlreichen kinematischen Indikatoren im duktilen Haselgebirge zeigen im ganzen Untersuchungsgebiet eindeutig eine Fließrichtung nach Süden, welche sich nicht durch die alpine Deckentektonik erklären lässt.

7.2 Vergleich des Wurzer Diapirs mit dem Hallstätter Diapir

Dieses Kapitel diskutiert den Unterschied oder vielmehr die Gemeinsamkeiten der zwei Nördlichen Kalkalpen Diapire, zum einen des Hallstätter Diapirs und zum anderen des Wurzer Diapirs, der Teil dieser Arbeit ist (Fernández *et al.*, 2021). Der Vergleich wird anhand der unten angeführten Tabelle gezogen und ist dort nochmals anschaulich aufgeführt. Beide Diapire sind von triassischen Tiefwasserablagerungen, dem Dachsteinkalk umgeben. Für den Hallstätter Diapir, wie auch für den Wurzer Diapir, wird ein Wachstum in der Trias angenommen, mit einer Extrusion im Jura. Ebenso wie der Wurzer Diapir wurde auch der Hallstätter Diapir von jurassischen Gesteinen bedeckt. Dies sind nur wenige der vielen Gemeinsamkeiten, die beide Diapire aufweisen (Schorn & Neubauer, 2014; Fernández *et al.*, 2021). Wichtige Merkmale eines Diapirs, die auf beide Diapire zutreffen, sind das Vorhandensein von intraformationellen Brekzien, welche auf eine oberflächennahe Deformation hinweisen. Auch die strukturgeologischen Merkmale, wie triassische Formation und jurassische Formationen, die auf demselben Niveau zu finden sind und die eindeutige Foliation und Lineation, die im Haselgebirge enthalten sind (Fernández *et al.*, 2021). Die Foliation und Lineation des Wurzer Diapir zeigt ein eindeutiges Fließverhalten aus Norden in Richtung Süden aus dem Bereich unterhalb des Gscheidriedels. Auch im Hallstätter Diapir konnte eine Foliation mit einer West-Ost-Richtung gemessen werden. Da es im Bereich des Wurzer Diapir keine Bohrungen gibt, ist leider über den Untergrund wenig Information vorhanden. Aufgrund der Form des Diapirs wäre es jedoch möglich, dass auch der Dachsteinkalk und/oder die Ruhpolding-Formation des Wurzer Diapirs, wie beim Hallstätter Diapir gefunden, halokinetische *hooks* an deren Flanken bilden, dies wurde an der Oberfläche jedoch nicht gefunden (Fernández *et al.*, 2021). Wichtig ist, dass der Diapirismus in etwa im gleichen Zeitraum stattfand und aufgrund der Gemeinsamkeiten der beiden Diapire sowie der Tatsachen, die über den Wurzer Diapir bekannt sind, es keine Zweifel über einen flächenweiten Diapirismus in den Nördlichen Kalkalpen gibt. Mehr Details können entweder aus der angeführten Tabelle entnommen oder in der Publikation von Fernandez *et al.* aus dem Jahr 2020 nachgelesen werden (Tabelle 23).

	Wurzer Diapir	Hallstätter Diapir (Fernández <i>et al.</i> , 2021)
Einheit	Juvavikum (Ottner, 1990)	Juvavikum (Fernández <i>et al.</i> , 2021)
Diapir	Haselgebirge (Oberperm-Untertrias)	Haselgebirge (Oberperm-Untertrias) (Spötl, 1989; Fernández <i>et al.</i> , 2021)
Auftretende Sedimente (Zeitlich)	Oberperm-Unterkreide (Ottner, 1990)	Oberperm-Oberkreide (Mandl <i>et al.</i> , 2012)
Haselgebirgs Foliation	Nord-Süd-Richtung	Ost-West-Richtung (Mandl <i>et al.</i> , 2012)
Überlagernde Einheiten	Alle Formationen lagern diskordant auf dem Haselgebirge (Werfener	Siliziklastische Karbonatgesteine der Untertrias und Hallstatt Fazies, Tiefwasserkarbonate aus der

	<p>Schichten) auf. Die Allgäu-Formation (Unterjura) im Westen. Die Rupolding-Formation (Oberjura) nahezu flächendeckend. Die Oberalm-Formation (Oberjura) im Zentrum des Gebietes. Der Plassenkalk (Oberjura) im Norden. Die Rofanbrekzie im Westen des Gebietes enthält Jurakalk und Hallstätter Kalk-Komponenten (Ottner, 1990). Oberjura Sedimente und die älteren Obertrias Sedimente liegen auf demselben Niveau.</p>	<p>Mitteltrias bis Obertrias. Diskordant abgelagerte Plattformkarbonate gehen seitlich in Tiefwasserkarbonate und Massentransportablagerungen über. Brekzien mit Dachsteinkalkkomponenten (Mandl, 2000; Mandl <i>et al.</i>, 2012; Fernández <i>et al.</i>, 2021). Gossau-Gruppe (Oberkreide) überlagert den Diapir diskordant im Westen (Faupl & Wagreeich; Fernández <i>et al.</i>, 2021). Unterjurassische Sedimente liegen auf der Nordflanke 1000 m tiefer als im Süden(Fernández <i>et al.</i>, 2021).</p>
Umgebungsgestein	<p>Dachsteinkalk der Obertrias bildet eine syn-Form. Hierlatzkalk (Unterjura) und Klauskalk (Mitteljura) liegen als Spalten- und Beckenfüllungen auf dem Dachsteinkalk auf.</p>	<p>Dachsteinkalk (Lagunenkalk) der Obertrias bildet Ost-westliche Synklinale (Mandl <i>et al.</i>, 2012) und Haselgebirge ist somit parautochthon zum Dachsteinkalk (Fernández <i>et al.</i>, 2021).</p>
Flanken des Diapirs	<p>Rofanbrekzie aus dem Oberjura, Kieselkalk und Radiolarit aus dem Oberjura.</p>	<p>Karbonate und Mergel aus dem Unter- bis Mitteljura, Kieselkalke aus dem Unterjura (Mandl <i>et al.</i>, 2012; Fernández <i>et al.</i>, 2021).</p>
Brekzien	<p>Brekzien und Lösungsraumverfüllungen im Dachsteinkalk. Rofanbrekzie im Westen des Gebietes und intraformationelle Brekzien in der Ruhpolding-Formation.</p>	<p>Intraformationelle Brekzien und klastische Dykes im Dachsteinkalk deuten eine oberflächennahe Deformation an (Fernández <i>et al.</i>, 2021).</p>
Strukturgeologie	<p>Wir haben eine NW-SE-Verkürzung und eine dextrale Seitenverschiebung. Schersinnindikatoren im Haselgebirge (<i>flanking structures</i>, Sigmoide, <i>quarter faults...</i>).</p>	<p>Dachsteinkalk: Fehlen von Deformationsstrukturen, welche man bei kodolidiertem Gestein erwartet (schichtparallele <i>slicksides</i> oder Druck-Lösungsmerkmale), halokinetische <i>hooks</i>. Die Dachsteinkalk Mächtigkeit variiert (nimmt zum Zentrum ab). Eoalpine West-Ost-Verkürzung und dextrale <i>strike-slip</i> Deformation(Fernández <i>et al.</i>, 2021).</p>

Kollaps des Diapirs	Der Diapir kollabierte vermutlich in der Kreide	Jurassischer Diapir Kollaps (Fernández <i>et al.</i> , 2021)
Form des Diapirs	Bei der Form des Diapirdaches handelt sich um einen „Salt Sheet“, dies ist die Bezeichnung für das allochthone Salz nach Hudec und Jackson (2017) mit einem offenen „ <i>toe of sheet</i> “ in Richtung Süden. Der Salzstock verfügt vermutlich über einen noch offenen Feeder, also einen offenen Salzstock.	Subvertikaler Salzkörper (Fernández <i>et al.</i> , 2021)

Tabelle 23: Vergleich des Wurzer Diapirs und des Hallstätter Diapirs (Fernández *et al.*, 2021) in deren Eigenschaften, zeitlich und struktureologisch wie auch lithologisch.

7.3 Was dies über die Geodynamik in den östlichen Kalkalpen aussagt

Das angewendete Modell der Gleittektonik in den Nördlichen Kalkalpen sollte überarbeitet werden. Die Salzakkumulation im Gebiet der Wurzeralm kann als Diapir der Trias mit jurassischer Allochthonie erklärt werden. Das Beispiel Wurzeralm, wie auch das von Hallstatt, zeigt uns, dass das Haselgebirge ursprünglich auch unter den triassischen Decken vorhanden war. Die Häufigkeit des Haselgebirges an der Oberfläche in den Nördlichen Kalkalpen deutet darauf hin, dass der Diapirismus der Trias weit verbreitet war und keinen gleittektonischen Ursprung erfordert. Granados publizierte hierzu 2018 „*Structural styles in fold-and-thrust belts involving early salt structures: The Northern Calcareous Alps (Austria).*“, das genau auf diese Punkte eingeht und anhand der Salztektunik die stratigraphische Entwicklung und innere Struktur der Nördlichen Kalkalpen versucht zu ergänzen und erklärt.

8. Konklusion

Die salztektonische Interpretation hilft die geologischen Beobachtungen in diesem Arbeitsgebiet zu erklären und stehen im Gegensatz zu Modellen, welche auf einer großräumigen jurassischen Gleittektonik aufbauen. Nicht nur das Fehlen einiger, für die Gleittektonik notwendiger Indikatoren sprechen für das Konzept der Salztektunik. Scherungsindikatoren in Richtung Südost und die eindeutige Lineation, wie auch andere geologische Kriterien, die auf ein eindeutiges Fließverhalten des Gipses hinweisen, sprechen gegen eine Gleittektonische-Einlagerung. Nicht zuletzt die Morphologie des Gebietes mit den auf demselben Niveau befindlichen triassischen und jurassischen Einheiten und die geringe Deformation, der mit dem Haselgebirge in direktem Kontakt stehenden Einheiten, lassen sich nicht mit einem Modell der Gleittektonik erklären. Daher wird die Existenz eines Wurzer Diapirs vorgeschlagen und die Überarbeitung der gleittektonischen Interpretationen in Verbindung mit dem Haselgebirge empfohlen.

9. Literaturverzeichnis

- Ampferer, O. (1941) Tektonische Nachbarschaft kademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at Karwendel - Sonnwend - Gebirge, 181–199.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H.C. (1970) A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. *Verh. Geol. B.-A.* (4), 504–531.
- Bryda G., van Husen, D., Kreuss, O., Koukal, V., Moser, M. & Pavlik, W. et al. (2013) Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000: Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz, 1–230.
- Capitanio, M., Gass, M., Khan, S. & Hartmann, M. (2006) *"Dem Rhein entlang" Das multimediale Erlebnis in der faszinierenden Welt des Rheins*. Available from: <http://www.demrheinentlang.rua.ch/Region03Destination08Salzvorkommen.htm> [Accessed 2 February 2022].
- Channell, J.E.T. & Kozur, H.W. (1997) How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology*, (2), 183–186. Available from: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0183:HMOMVA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0183:HMOMVA>2.3.CO;2).
- Cornelius, H.P. (1952) Die Geologie des Müürztalgebietes: Erläuterungen zu Blatt Müürzuschlag1:75.000. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, (4), 1–94.
- Fabricius, F.H. (1966) *Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayerisch-tyrolischer Kalkalpen*.
- Faupl, P. & Wagreich, M. Late Jurassic to Eocene paleogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 2000(92), 79–94.
- Fenninger, A. (1967) Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. *Geologische Rundschau*, (1), 171–185. Available from: <https://doi.org/10.1007/BF01848713>.
- Fenninger, A. & Flügel, H. (1966) *Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen)*.
- Fenninger, A. & Holzer, H.L. (1972) Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. *Mitteilung der Geologischen Gesellschaft in Wien*, (63), 52–141.
- Fenninger, A. & Hötzl, H. (1965) Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). *Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik*, (27), 1–75.
- Fernández, O., Habermüller, M. & Grasemann, B. (2021) Hooked on salt: Rethinking Alpine tectonics in Hallstatt (Eastern Alps, Austria). *Geology*, 49(3), 325–329. Available from: <https://doi.org/10.1130/G47981.1>.
- Fischer, A.G. (1964) The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic. *Symposium on cyclic sedimentation. Kansas State Geol Surv. Bull. 169*, (169), 107–149. Available from: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10004464233/>.

- Flügel, E. (1964) *Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich.*
- Flügel, E. & Pölsler, P. (1965) *Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B2 nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg).*
- Frank, W. & Schlager, W. (2006) Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 95(3), 431–450. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0045-7>.
- Fuchs, W. (1985) Grosstektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. *Jb. Geol. B.-A.* (127), 571–631.
- Garrison, R.E. (1964) *Jurassic and Early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area, Austria.*
- Garrison, R.E. (1967) PELAGIC LIMESTONES OF THE OBERALM BEDS (UPPER JURASSIC - LOWER CRETACEOUS), AUSTRIAN ALPS. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, (1), 21–49. Available from: <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.15.1.021>.
- Garrison, R.E. & Fischer, A.G. (1969) *Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic.*
- Gawlick, H.-J. (1996) Die früh-oberjurassischen Brektien der Strubbergsschichten im Lammertal-Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich): The Early Upper Jurassic Mass Flow Deposits of the Strubberg Formation (Lammer Valley)- Analysis and Tectonic Implications (Northern Calcareous Alps, Austria). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* (39/40), 119–186.
- Gawlick, H.-J., Aubrecht, R., Schlagintweit, F., Missoni, S. & Plašienka, D. (2015) Ophiolitic detritus in Kimmeridgian resedimented limestones and its provenance from an eroded obducted ophiolitic nappe stack south of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geologica Carpathica*, 66(6), 473–487. Available from: <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0039>.
- Gawlick, H.-J. & Missoni, S. (2019) Middle-Late Jurassic sedimentary mélange formation related to ophiolite obduction in the Alpine-Carpathian-Dinaridic Mountain Range. *Gondwana Research*, 74, 144–172. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.03.003>.
- Gawlick, H.-J., Missoni, S., Schlagintweit, F., Suzuki, H., Frisch, W. & Krystyn, L. et al. (2009–2010) Jurassic tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. *Journal of Alpine Geology*, (50), 1–152. Available from: <https://doi.org/10.5038/1937-8602.55.1.7>.
- Gawlick, H.-J. & Schlagintweit, F. (2006) Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 95(3), 451–462. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0048-4>.
- Gawlick, H.-J., Steiger, T., Böhm, F., Vecsei, A. & Frisch, W. (1999) The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geologische Rundschau*, 87(4), 644–657. Available from: <https://doi.org/10.1007/s005310050237>.

- Geyer Georg (1913) Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. *Verhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt*, (11;12), 267–309.
- Google LLC (2013) *Google Earth*. Available from: https://earth.google.com/web/search/spital+am+phyrn/@47.64118042,14.28540997,1653.15584552a,2367.07166927d,35y,0.00000001h,44.99327847t,-0r/data=CigiJgokCUTu4mT-cDJAEUdu4mT-cDLAQoe_k_Z7_o_IZjKr8TGSVjA [Accessed 15 May 2020].
- Granado, P., Roca, E., Strauss, P., Pelz, K. & Muñoz, J.A. (2019) Structural styles in fold-and-thrust belts involving early salt structures: The Northern Calcareous Alps (Austria). *Geology*, 47(1), 51–54. Available from: <https://doi.org/10.1130/G45281.1>.
- Gruber, P., Pestal, G., Nowotny, A. & Schuster, R. (2010) Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000: Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck, 1–206.
- Haas, I., Eichinger, S., Haller, D., Fritz, H., Nievoll, J. & Mandl, M. et al. (2020) Gondwana fragments in the Eastern Alps: A travel story from U/Pb zircon data. *Gondwana Research*, (77), 204–222. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.015>.
- Haas, J. (1988) *Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains*.
- Haas, J., Kovas, S., Krystyn, L. & Lein, R. (1995) Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. *Tectonophysics*, (242), 19–40.
- Hahn, F.F. (1914) Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen: 3. Die Kalkalpen Südbayerns. *Geologische Rundschau: Zeitschrift für Allgemeine Geologie*, 112–145.
- Hallam, A. (1971) *Evaluation of bathymetric criteria for the Mediterranean Jurassic*.
- Hauenschild, P.G. (1871) Die Salinarmulde von Windischgarsten. *Verh. Geol. R.-A.*, 56–58.
- Jackson, M.P.A. & Hudec, M.R. (Eds.) (2017) *Salt Tectonics*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Jacobshagen, V. (1958) *Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu*.
- Jacobshagen, V. (1965) *Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein:(mit 2 Tabellen)*.
- Jenkyns, H.C. (1971) Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. *Geologische Rundschau*, (2), 471–488. Available from: <https://doi.org/10.1007/BF02000466>.
- Krainer, K. & Stingl, V. (1986) Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, 68, 93–103. Available from: <https://doi.org/10.1127/jmogv/68/1986/93>.
- Krainer, K. & Vachard, D. (2011) The Lower Triassic Werfen Formation of the Karawanken Mountains (Southern Austria) and its disaster survivor microfossils, with emphasis on

- Postcladella n. gen. (Foraminifera, Miliolata, Cornuspirida). *Revue de Micropaléontologie*, 54(2), 59–85. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2008.11.001>.
- Krystyn, L. (1971) Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. *Verh. Geol. B.-A.* (3), 486–509.
- Krystyn, L. (1972) Die Oberbajocium- und Bathon him-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, (76), 195–310.
- Land Oberösterreich (2013) *Digitales Geländemodell 50 cm (XYZ)*. Available from: <https://www.land-oberoesterreich.gv.at/211787.htm> [Accessed 15 May 2020].
- Lein, R. (1987) Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Phyrn-Passes. *O.Ö. Geonachrichten*, (2), 21–37.
- Mandl, G.W. (2000) The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, (92), 61–77.
- Mandl, G.W., van Husen, D. & Lobitzer, H. (2012) Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. *Geologische Bundesanstalt*, 215.
- McBride, E.F. & Folk, R.L. (1979) Features and Origin of Italian Jurassic Radiolarites Deposited on Continental Crust. *Journal of Sedimentary petrology*, (49), 837–868.
- Moosleitner, G. (2004) *Fossilien sammeln im Salzburger Land: Ein Führer zu klassischen und neuen Fundstellen ; 44 Fundgebiete aus 14 Faziesbereichen im Helvetikum und in den nördlichen Kalkalpen ; Anreise, Wegskizzen, Wegbeschreibungen, Fundortfotos*. Ed. Goldschneck: Wiebelsheim.
- Moser, M., Pavlik, W. & Ottner, F. (2013-2014) 98-Liezen_Geofast 1: 50 000, 1.
- Ottner, F. (1990) Zur Geologie der Wurzer Deckenscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* (36), 101–145.
- Piller, W.E., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B. & van Husen, D. et al. (2004) Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004, 1.
- Plöschinger, B. (1980) Die Nördlichen Kalkalpen. *Der geologische Aufbau Österreichs*, 218-264.
- Prey, S. (1968) Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottermann). *Verh. Geol. B.-A.* (3), A40–A41.
- Rupp, C. (Ed.) (2011) *Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen*. Geologische Bundesanst: Wien.
- Rupp, C., Linner, M. & Mandl G. W. (Eds.) (2011) *Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen*. Geologische Bundesanst: Wien.
- Sander, B. (1941) *Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochbirges*.
- Schlagintweit, F., Gawlick, H.-J. & Lein, R. (2003) Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie: The Plassen Formation of the type locality (Salzkammergut region, Austria) – new data on facies, sedimentology and stratigraphy. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* (46), 1–34.

- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S. & Schuster, R. et al. (2008) The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* (101), 139–183. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1), 93–117. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>.
- Schorn, A. & Neubauer, F. (2014) The structure of the Hallstatt evaporite body (Northern Calcareous Alps, Austria): A compressive diapir superposed by strike-slip shear? *Journal of Structural Geology*, 60, 70–84. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.12.008>.
- Schuster, R. & Stüwe, K. (2010) Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, (140), 5–21. Available from: <https://doi.org/10.1515/9783110924992-003>.
- Spengler, E. (1918) Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. *Jahrbuch der Kais. Kn. Geologischen Reichs-Anstalt.*, 285–487.
- Spötl, C. (1989) The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. *Sedimentary Geology*, 65(1-2), 113–125. Available from: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90009-2).
- Steiner, P. (1967) *Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich)*.
- Steiner, T.M.C., Gawlick, H.-J., Melcher, F. & Schlagintweit, F. (2021) Ophiolite derived material as parent rocks for Late Jurassic bauxite: evidence for Tithonian unroofing in the Northern Calcareous Alps (Eastern Alps, Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 110(5), 1847–1862. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02044-6>.
- Tollmann, A. (1960) Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. *Jb. Geol. B.-A.* (103), 37–131.
- Tollmann, A. (1966) Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische Forschungen*, (21), 1–156. Available from: https://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510509126/geotekt_forsch_h_21.
- Tollmann, A. (1976) *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen*. Deuticke: Wien.
- Tollmann, A. (1981) Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, (74/75), 167–195.
- Tollmann, A. (1987) Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, (80), 47–113.
- Trauth, F. (1948) *Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen*.
- Waagen, L. (1924) Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, (2-3), 51–71.

- Wähner, F. (1903) *Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg*.
- Wegerer, E., Suzuki, H. & Gawlick, H.-J. (2001) Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium): Stratigraphy of cherty sediments in the Sandling area (Northern Calcareous Alps, Callovian-Oxfordian). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* (45), 67–87.
- Wessely, G. (2006) *Niederösterreich*. Verlag der Geologischen Bundesanstalt: Wien.
- Zankl, H. (1967) Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. *Geologische Rundschau*, 56(1), 128–139. Available from: <https://doi.org/10.1007/BF01848711>.
- Zapfe, H. (1957) Dachsteinkalk und “Dachsteinmuscheln.”. *Natur und Volk*, (87), 87–94.

10. Bilderverzeichnis

ABBILDUNG 1: GRAFISCHE DARSTELLUNG DES TETHYSSCHELFES IN EUROPA WÄHREND DER PERMS-TRIAS-GRENZE. BM: BOHEMIAN MASSIF; DB: DENTE BLANCHE; GE/S: GEMERICUM AND SILICA UNITS; GL: GLEINALM; IV: IVREA; NO: NORIC BASEMENT OF GREYWACKEZONE; NÖ: NÖTSCH; Ö: ÖTZTAL; SA: SOUTHALPINE BASEMENT; SB: SILBERSBERG NAPPE; SI: SILVRETTA; SS: SCHLADMING-SECKAU; STW: SOUTH OF TAUERN WINDOW; TA: TATRICUM; TD: TRANSDANUBIAN RANGE; V: VEITSCH NAPPE; VE: VEPORICUM; WS: WECHSEL-SEMMERING COMPLEXES; (ALCAPA: ALPS-CARPATHIANS-PANNONIA (HAAS <i>ET AL.</i> , 2020).....	2
ABBILDUNG 2: ENTSTEHUNG EINER EVAPORITISCHEN ABFOLGE, ERSTELLT NACH DER ABBILDUNG VON CAPITANIO (CAPITANIO <i>ET AL.</i> , 2006).....	3
ABBILDUNG 3: GIPS UND POLYHALIT IN VERSCHIEDENEN VARIATIONEN: A WEIBER, FASERIGER GIPS (ASBESTARTIG). B WEIBER GIPS MIT TONIGER BREKZIE. C ORANGEROTER POLYHALIT. D ORANGER BIS WEIBER, GUT LAMINIRTER GIPS.	4
ABBILDUNG 4: ABBILDUNG DER SPÄTEN-TRIAS ZUR BILDUNG DES MELIATA-OZEANS UND ARMS DER NEOTETHYS (SCHMID <i>ET AL.</i> , 2004)	5
ABBILDUNG 5: WERFENER SCHICHTEN. ZU SEHEN SIND VERSCHIEDENE AUFSCHLÜSSE DER WERFENER SCHICHTEN (E445823/N5274456). A ROTER WERFENER SCHICHTEN TON AN WEGESRAND. B ANSTEHENDE WERFENER SCHICHTEN, STARK VERWITTERT, INMITTEN DES WALDES (E446627/N5275117). C TON DER WERFENER SCHICHTEN AM BACHBETT (E445480/N5275341).	6
ABBILDUNG 6: DACHSTEINKALK IN DEN VERSCHIEDENEN FORMEN. A DACHSTEINKALK DES LOFER-ZYKLUS C MIT WEIßEN CALCITADERN IN LÖSUNGSRÄUMEN UND BRUCHSTELLEN. B ROTER, BREKZIÖSER, MATRIXGESTÜTZTER JURAKALK AUS LÖSUNGSRÄUMEN DES DACHSTEINKALKS. C ROTER JURAKALK MIT CALCITADERN.....	8
ABBILDUNG 7: ÖFFNUNG DES PENNINISCHEN OZEANS UND ABSPALTUNG DER AFRIKANISCHEN PLATTE VON PANGÄA IM SPÄTEN JURA (SCHMID <i>ET AL.</i> , 2004)	8
ABBILDUNG 8: HIERLATZKALK MIT DIVERSEN FÄRBUNGEN: A HIERLATZKALK MIT EINER DEUTLICHEN ROTEN FARBE. B HIERLATZKALK IM ÜBERGANG VON EINER RÖTLICHEN, NACH OBEN HIN, HELLER WERDENDEN FÄRBUNG. C HIERLATZKALK DEUTLICH HELLBEIGE.	9
ABBILDUNG 9: DIE ALLGÄU-FORMATION MIT EINER DUNKLEN KALK-/MERGELMATRIX MIT NAHEZU SCHWARZEN FLECKEN.	
ABBILDUNG 10: KLAUSKALK: A SCHNITT DURCH DIE IN ABBILDUNG B GEZEIGTE GROBE MANGANKNOLLE. WIRD NACH AUBEN HIN FOSSILIENÄRMER UND WEIST EINE ZONIERUNG AUF. B MANGANKNOLLEN DES KLAUSKALKS.	11
ABBILDUNG 11: A RUHPOLDINGER RADIOLARIT. B RUHPOLDINGER RADIOLARIT MIT SCHWARZEN ÄDERCHEN (RISSEN) C RUHPOLDINGER RADIOLARIT, KIESELKALK MIT EINER AUSGEPRÄGTEN SCHICHTUNG. D RUHPOLDINGER RADIOLARIT MIT EINEM GLASIGEN BRUCHVERHALTEN. E RUHPOLDINGER RADIOLARIT MIT GUTER SORTIERUNG UND SCHICHTUNG. F RUHPOLDINGER KIESELKALK. G RUHPOLDINGER KIESELKALK.....	12
ABBILDUNG 12: SEDIMENTÄRE ROFANBREKZIE MIT DIVERSEN KOMPONENTEN, KOMPONENTENGESTÜTZT.	

ABBILDUNG 13: BILDUNGSBEREICH DES PLASSENKALKS UND DER OBERALM-FORMATION (FENNINGER & HOLZER, 1972).....	14
ABBILDUNG 14: DIE OBERALM-FORMATION IN DEN VERSCHIEDENEN VARIATIONEN: A OBERALM-FORMATION OHNE HORNSTEINLAGE. B U. C BREKZIÖSE OBERALM- FORMATION. D OBERALM-FORMATION MIT HORNSTEINLAGE IN SCHWARZ.	14
ABBILDUNG 15: KARTE DER DECKENSYSTEME DES KARTENBLATTES 98-LIEZEN. DAS IN ROT UMFASSTE GEBIET STELLT DAS ARBEITSGEBIET DAR UND WIRD ALS HALLSTÄTTER DECKSCHOLLE BEZEICHNET (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	16
ABBILDUNG 16: FORMEN DER SALZSTRUKTUREN UND DEREN BEZEICHNUNG (JACKSON & HUDEC, 2017).	18
ABBILDUNG 17: ABBILDUNG VOM AUFBAU EINES SALZSYSTEMS UND DER LAGE, ALLOCHTHONEN UND AUTOCHTHONEN SALZES (JACKSON & HUDEC, 2017).....	19
ABBILDUNG 18 : ABBILDUNG EINES " SALT SHEETS" (JACKSON & HUDEC, 2017).....	21
ABBILDUNG 19: KARTENAUSSCHNITT DES KARTENBLATTS 98-LIEZEN, 1:50.000 (MOSER <i>ET</i> <i>AL.</i> , 2013-2014). A DER EINGEFÄRBTE BEREICH STELLT DAS ARBEITSGEBIET MIT DEM NÖRDLICHSTEN, ÖSTLICHSTEN, SÜDLICHSTEN UND WESTLICHSTEN PUNKT DAR. B EINTEILUNG DES KARTIERUNGSBEREICHES IN KLEINERE ARBEITSGEBIETE VON 1-7.	23
ABBILDUNG 20: ABBILDUNG DES AUFBAUS EINER „PERSONAL GEODATABASE“ UND DEREN UNTERGEORDNETEN PFADE ZUR ERSTELLUNG EINER GEOLOGISCHEN KARTE IN ARCMAP (ESRI).	
ABBILDUNG 21: ANSICHT DER „TABLE OF CONTENTS“, DIESE STELLT DIE EINZELNEN EBENEN DER GELADENEN DATEN DAR. DIESE IST VON OBEN NACH UNTEN ÜBERLAGERND ANGEORDET (ARCMAP (ESRI)).	
ABBILDUNG 22: GEOLOGISCHES HÖHENPROFIL ERSTELLT MIT GOOGLE EARTH UND VON HAND EINGEZEICHNETEN RAUMORIENTIERUNGEN DER LITHOSTRATIGRAPHISCHEN EINHEITEN. A E-W PROFIL. B N-S PROFIL (GOOGLE LLC, 2013).....	25
ABBILDUNG 23: HÖHENPROFIL ERSTELLT MITHILFE VON ARCMAP (ESRI), DIE ENTHALTEN DATEN STAMMEN AUS DEN IMPORTIERTEN FALLWERTEN AUS FIELDMOVE CLINO (PETROLEUM EXPERTS). A W-E PROFIL. B N-S PROFIL.	25
ABBILDUNG 24: HÖHENPROFILE AUS DEM PROGRAMM MOVE (PETROLEUM EXPERTS) MIT DIGITAL GROB EINGEZEICHNETEN LITHOSTRATIGRAPHISCHEN EINHEITEN. A W-E PROFIL. B NNE-SSW PROFIL.....	26
ABBILDUNG 25: MIT MOVE ERSTELLTE PROFILE, DIE SCHRITTWEISE DETAILREICHER AUSGEARBEITET WURDEN (MOVE (PETROLEUM EXPERTS)). A W-E PROFIL. B NNE- SSW PROFIL.....	26
ABBILDUNG 26: PROFILE ERSTELLT MIT CORELDRAW 2020 (CORAL). A W-E PROFIL. B NNE-SSW PROFIL.	26
ABBILDUNG 27: ÜBERSICHTSBILD ÜBER DAS REKULTIVIERTE EHEMALIGE GIPSABBAUGEBIET DER FIRMA KNAUF. BILD STAMMT AUS DEM JAHR 2020 UND ENTHÄLT EINIGE DER IM FOLGENDEN ERWÄHNTEN GIPSAUFSCHLÜSSE (SIEHE NUMMERN MIT DEN ZUGEHÖRIGEN PUNKTEN) (E446095/N5274556).....	28
ABBILDUNG 28: FOTOGRAFIE EINES TEILABSCHNITTES DES AUFSCHLUSSES 1003A. ZU SEHEN IST IN WEIßER UMRANDUNG EIN EINSCHLUSS DER WERFENER SCHICHTEN INNERHALB DES HASELGEIRGES (E446009/N5274523).	29

ABBILDUNG 29: AUFSCHLUSS 1014, ÜBERGANGSZONE VON RUHPOLDINGER KIESELKALK ZU HASSELGEBIRGE. A BILD DES GESAMTEN AUFSCHLUSSES. B KONTAKTBEREICH VON HASSELGEBIRGE UND RUHPOLDINGER KIESELKALK. C MELANGE AUS HASSELGEBIRGE UND RUHPOLDINGER KIESELKALK (E446334/N5274450).	29
ABBILDUNG 30: KARTENAUSSCHNITT AUS DEM KARTENBLATT 98-LIEZEN VON MOSER ET AL. (2013-2014), MIT DER EXAKTEN POSITION DER AUFSCHLÜSSE 1003 UND 1014 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). A FALLRICHTUNG. B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	30
ABBILDUNG 31: A TEILABSCHNITT DES AUFSCHLUSSES 1002. ZU SEHEN IST EIN STARK VERWITTERTER GIPS, BEI DEM WEDER EINE FOLIATION NOCH EINE STRECKUNGSLINEATION ZU SEHEN SIND (E446294/N5274687). B ÜBERSICHTSFOTO DES AUFSCHLUSSES 1002, GUT ZU SEHEN SIND DIE AN DEN SEITEN HERABKOMMENDEN WERFENER SCHICHTEN MIT DEREN MASSIVEN, DURCH WITTERUNG HINEINGEFRESSENEN RINNEN (E446338/N5274656).	31
ABBILDUNG 32: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE LAGE DES AUFSCHLUSSES 1002 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). A EINFALLSRIHTUNG. B STRECKUNGSLINEATION (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013- 2014).	31
ABBILDUNG 33: ROTE KUPPEL AUFSCHLUSS 1004, 1005, AUFGETEILT IN ABSCHNITTE (TABELLE 3) (E446204/N5274816). GIPS IN GRAU WIRD ÜBERLAGERT VON WERFENER SCHICHTEN IN ROT, DURCH REGEN UND SCHNEE ZUM TEIL STARK VERWITTERT.	32
ABBILDUNG 34: AUFSCHLUSS 1006. ZUSAMMENSCHLUSS VON VIER KLEINEREN AUFSCHLÜSSEN WESTLICH DER ROTEN KUPPEL. A MESSPUNKT 1 UND 2 VON WESTEN NACH OSTEN ANGEORNET (E445857/N5274882). B MESSPUNKT 3 LIEGT NORDÖSTLICH VON BILD A (E445870/N5274880).	33
ABBILDUNG 35: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1004, 1005 UND 1006 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). A FALLRICHTUNG. B STRECKUNGSLINEATION (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	34
ABBILDUNG 36: A GIPS DOLINE AM ENDE DER ÖSTLICH AUSLAUFENDEN GIPSZUNGE (E447290/N5275276). B AUFSCHLUSS 1019, LIEGT AM RAND EINER GIPSDOLINE UNTER DEM WURZELWERK DES HIER ABGEBILDETEN BAUMES, DARUNTER BEFINDET SICH EIN VERKARSTETER HOHLRAUM (E446802/N5274902).....	34
ABBILDUNG 37: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1019 UND 1041 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). BILD A FALLRICHTUNG. BILD B STRECKUNGSLINEATION IM GEBIET (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	35
ABBILDUNG 38: GIPSAUFSCHLUSS 1007, IM SSW DES GEBIETES GELEGEN. ZU SEHEN SIND DIE MESSPUNKTE VON NORDEN (12) NACH SÜDEN (1) (E445539/N5274784).....	36
ABBILDUNG 39: AUFSCHLUSS 1007. ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE LAGE DES AUFSCHLUSSES UND DESSEN MESSWERTEN (LEGENDE SIEHE ABB. 19). BILD A FALLRICHTUNGEN. BILD B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	36
ABBILDUNG 40: A ÜBERSICHTSFOTO DER WESTLICHEN UFERBÖSCHUNG DES AUFSCHLUSSES 1043 UND DES HIER GRÖßTEN AUFGESCHLOSSENEN BEREICHES. DER GIPS IST STARK VERWITTERT (E445551/N5275459). B AUFSCHLUSS 1044 BEFINDET SICH MITTEN IM WALD IM WURZELWERK EINES BAUMES. DARUNTER BEFINDET SICH EIN VERKARSTETER HOHLRAUM UNBESTIMMTER GRÖßE. DAHER IST DER AUFSCHLUSS SCHLECHT ZUGÄNGIG (E445534/N5275227).	38

ABBILDUNG 41: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1043 UND 1044 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). BILD A FALLRICHTUNG. BILD B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	39
ABBILDUNG 42: AUFSCHLUSS 1029, PUNKT 1. IM OBEREN ABSCHNITT OBERALM-FORMATION, GEFOLGT VON RUHPOLDINGER RADIOLARIT UND KIESELKALK UND IM LETZTEN ABSCHNITT HASELGEBIRGE. AM FUß DES AUFSCHLUSSES SIND GROßE MENGEN AN SCHUTT DER OBERALM- UND RUHPOLDING-FORMATION ZU SEHEN (E446161/N5276467).	40
ABBILDUNG 43: AUFSCHLUSS 1029. MESSUNGEN VON NORD (2) NACH SÜD (3), SIEHE TABELLE 7. DIE AUFSCHLÜSSE BEFINDEN SICH SÜDÖSTLICH VON AUFSCHLUSS 1029. ZU SEHEN SIND HERAUSRAGENDE RIPPEN VON TEILS STARK VERWITTERTEM GIPS (E446213/N5276450).	40
ABBILDUNG 44: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE MESSUNGEN DER AUFSCHLÜSSE 1029 UND 1031 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). DIE MESSDATEN SIND IN TABELLE 7 AUFGEFÜHRT. A EINFALLSRICHTUNG. B STRECKUNGSLINEATION (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	41
ABBILDUNG 45: FOTOGRAFIE DES AUFSCHLUSSES 1036. ZU SEHEN IST EIN AM HANG ANSTEHENDER GIPS MIT VERKARSTETEM HOHLRAUM. AUFGRUND DES WITTERUNGSGESCHÜTZTEN HANGES GAB ES EINE GUTE LINEATION UND FOLIATION (E445300/N5276736).	42
ABBILDUNG 46: ÜBERSICHTSKARTE DES AUFSCHLUSSES 1036 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). A FALLRICHTUNG. B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	42
ABBILDUNG 47: ÜBERSICHTSKARTE DES AUFSCHLUSSES 1048 (LEGENDE SIEHE ABB. 19). A FALLWERTE. B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	43
ABBILDUNG 48: AUFSCHLUSS 1018. ZU SEHEN SIND WERFENER SCHICHTEN MIT KALK-KOMPONENTEN IN GRAU, DIESE SIND EINGEREGLT UND NICHT ZUFÄLLIG ORIENTIER (E446256/N5274770).	
ABBILDUNG 49: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1018, 1021 UND 1022 MIT EINGEZEICHNETEN FALLRICHTUNGEN (LEGENDE SIEHE ABB. 19) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 50: ÜBERSICHTSKARTE DES KARTIERUNGSGEBIETES: A FALLRICHTUNGEN DER WERFENER SCHICHTEN UND DES HASELGEBIRGES. B STRECKUNGSLINEATION (FLIEBRICHTUNG) DES HASELGEBIRGES (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	46
ABBILDUNG 51: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE LAGE VON AUFSCHLUSS 1008 UND 1023, ZU SEHEN IN DER VERGRÖßERUNG SIND DIE EXAKTEN, ABER ZUSAMMENGEFASSTEN FALLRICHTUNGEN DES SEDIMENTÄREN LAGENBAUS DES DACHSTEINKALKS (LEGENDE SIEHE ABB. 50) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	
ABBILDUNG 52: A FOTOGRAFIE DES AUFSCHLUSSES 1008, DEUTLICH ZU SEHEN SIND DIE WEIßEN MEGALODONTEN. AUßERDEM DIE GUT AUSGEBILDETE BANKUNG, DIE EINE HÖHE VON CA. 1 M AUFWEIST (E446251/N5273791). B DACHSTEINKALKBREKZIE DES AUFSCHLUSS 1023. DIE BREKZIE VERFÜGT ÜBER EINE ROSAFARBENE GRUNDMASSE UND IST TEILS MATRIX UND TEILS VON KOMPONENTEN GESTÜTZT. DIE KOMPONENTEN SIND WENIGE MM BIS MEHRERE CM GROß, SORTIERT UND WERDEN VON UNTEN NACH OBEN HIN GRÖßER(E446091/N5274129). C FOTOGRAFIE DER LÖSUNGSRAUMVERFÜLLUNG DES LOFER-ZYKLUS A (FISCHER, 1964), DIE IN HELLROSA AN MEHREREN STELLEN IN DIESER	

FORM AUFTRITT, TEILS MIT KLEINEREN KOMPONENTEN (BREKZIÖS) (E446133/N5274030).	48
ABBILDUNG 53: A TEIL DER ROTEN MATRIX AUS DER DACHSTEINBREKZIE MIT OXIDIERTEN BESTANDTEILEN. SIE LIEFERT HINWEISE AUF EINE REGRESSIONSPERIODE (ANHEBUNG DER UNTER DEM MEER LIEGENDEN LANDMASSEN BIS ZUM ENDE DER TRIAS) B FOTOGRAPHIE DER DACHSTEINBREKZIE MIT BIS ZU 30 CM GROßEN GESTEINSKOMPONENTEN IN EINER ROTEN MATRIX (E444997/N5276820).....	49
ABBILDUNG 54: ÜBERSICHTSKARTE MIT DEN RAUMORIENTIERUNGEN DES AUFSCHLUSSES 1035. A DACHSTEINKALK. B HIERLATZKALK (LEGENDE SIEHE ABB. 50) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	50
ABBILDUNG 55: A GRENZE VON HIERLATZKALK UND DACHSTEINKALK (E446313/N5274157). B OXIDIERTER HORIZONT (E446311/N5274159).D3_	50
ABBILDUNG 56: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1009 BIS 1012. LINKS: A DACHSTEINKALK. RECHTS: B HIERLATZKALK (LEGENDE SIEHE ABB. 50) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	51
ABBILDUNG 57: KLAUSKALK MIT 2 CM BIS 10 CM GROßEN MANGANKNOLLEN IN BRAUNER MATRIX (E446866/N5274684).....	
ABBILDUNG 58: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1015 BIS 1016 MIT DER EINFALLSRICHTUNGEN, BILD A DACHSTEINKALK. B HIERLATZKALK. C KLAUSKALK (LEGENDE SIEHE ABB. 50) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	52
ABBILDUNG 59: ÜBERSICHTSKARTE DER RAUMORIENTIERUNGEN DES DACHSTEINKALKS, HIERLATZKALKS, KLAUSKALKS, KOMBINIERT MIT DEN ALTEN DATEN VON OTTNER (1990) UND DEN DATEN AUS KARTENPLATT 98-LIEZEN IN ROT (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013- 2014).	54
ABBILDUNG 60: <i>FLANKING STRUCTURE</i> IM RADIOLARIT AUFSCHLUSS 1001. DER RADIOLARIT WEIST SOFT-SEDIMENT DEFORMATION AUF SOWIE KLEINERE STÖRUNGEN. DIE ANGEGEBENEN PUNKTE LASSEN SICH IN TABELLE 15 UNTER DEN KOMMENTAREN WIEDERFINDEN (E445682/N5274446).....	55
ABBILDUNG 61: ÜBERSICHTSKARTE DES AUFSCHLUSS 1001 UND DESSEN RAUMORIENTIERUNG, SIEHE VERGRÖßERUNG OBEN LINKS (LEGENDE SIEHE ABB. 59) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013- 2014).	
ABBILDUNG 62 : ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1010, 1013 UND 1014 MIT DEREN RAUMORIENTIERUNGEN (LEGENDE SIEHE ABB. 59) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 63: A RUHPOLDINGER KIESELKALK DES AUFSCHLUSSES 1010 (E446314/N5274252). AUFSCHLUSS 1010 IST LEICHTE SOFT-SEDIMENTÄR DEFORMIERT. B U. C GEHÖREN ZU AUFSCHLUSS 1014 (E446331/N5274429). B HASELGEBIRGS-MELANGE MIT JURAGESTEINSANTEIL (RUHPOLDINGER KIESELKALK). C RUHPOLDINGER KIESELKALK IM UNTEREN TEIL DES BILDES, NACH OBEN BREKZIÖSER WERDEND. DIE BREKZIE IST VON KOMPONENTEN GESTÜTZT UND ENTHÄLT TEILS DACHSTEINKALK KOMPONENTEN.	57
ABBILDUNG 64: DIE BANKUNG IN AUFSCHLUSS 1040 IST WENIG DEFORMIERT UND LIEGT AM RAND EINES BACHS (E447324/N5275073).	58
ABBILDUNG 65: ÜBERSICHTSKARTE DER AUFSCHLÜSSE 1020 UND 1038-1040. MIT DEN GENAUEN RAUMORIENTIERUNGEN DES SEDIMENTÄREN LAGENBAUS (LEGENDE SIEHE ABB. 59) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	

ABBILDUNG 66: ÜBERSICHTSKARTE ALLER UNTERLAGERNDEN AUFSCHLÜSSE DER RUHPOLDING-FORMATION IN KOMBINATION MIT DEN HIER IN ROT DARGESTELLTEN RAUMORIENTIERUNGEN VON OTTNER (1990) UND DENEN DES KARTENBLATTS 98-LIEZEN (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	59
ABBILDUNG 67: ÜBERSICHTSKARTE ALLER UNTERLAGERNDEN EINHEITEN IN KOMBINATION MIT DEN HIER IN ROT DARGESTELLTEN RAUMORIENTIERUNGEN VON OTTNER (1990) UND DES KARTENBLATTS 98-LIEZEN (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	60
ABBILDUNG 68: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE RAUMORIENTIERUNG DES AUFSCHLUSSES 1045 (LEGENDE SIEHE ABB. 67) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 69: A ÖSTLICHE SEITE DES AUFSCHLUSSES 1045. ZU SEHEN IST, WIE VON UNTEN NACH OBEN DER RUHPOLDINGER KIESELKALK KIESELIGER WIRD. AN PUNKT EINS BEFINDET SICH KEIN RUHPOLDINGER KIESELKALK MEHR, SONDERN RUHPOLDING RADIOLARIT (E446136/N5274673). B AUFSCHLUSS 1045, DIE VIELEN STÖRUNGEN DURCHZIEHEN DEN GESAMTEN AUFSCHLUSS, WODURCH DIE RAUMORIENTIERUNG RECHT VARIABEL IST. ES HANDELT SICH HIERBEI UM EINE RUHPOLDINGER KIESELKALK, BZW. RUHPOLDINGER RADIOLARIT SCHOLLE (E446106/N5274675).	61
ABBILDUNG 70: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE RAUMORIENTIERUNG DER AUFSCHLÜSSE 1024 – 1027 (LEGENDE SIEHE ABB. 67) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 71: ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE RAUMORIENTIERUNG DER RUHPOLDING- FORMATION DER AUFSCHLÜSSE 1028, 1029, 1032, 1032 (LEGENDE SIEHE ABB. 67) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	
ABBILDUNG 72: ÜBERSICHTSKARTE MIT DEN RAUMORIENTIERUNGEN DER ÜBERLAGERNDEN RUHPOLDING-FORMATION. IN ROT DARGESTELLT SIND DIE ÜBERNOMMENEN DATEN VON OTTERN (1990) UND AUS DEM KARTENBLATT 98-LIEZEN (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014)....	65
ABBILDUNG 73: ÜBERSICHTSKARTE DER RAUMORIENTIERUNG DER ALLGÄU-FORMATION (LEGENDE SIEHE ABB. 72) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 74: ÜBERSICHTSKARTE DER RAUMORIENTIERUNG DES SEDIMENTÄREN LAGENBAUS DER OBERALM-FORMATION (LEGENDE SIEHE ABB. 72) (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	
ABBILDUNG 75: AUFSCHLUSS 1037. ZU SEHEN IST EINE DEFORMIERTE OBERALM-FORMATION MIT EINER GUT AUSGEBILDETEN BANKUNG AN DER OSTSEITE DES WURZERKAMPL (E447209/N5276132).	67
ABBILDUNG 76: ÜBERSICHTSKARTE DER RAUMORIENTIERUNG DER ÜBERLAGERNDEN LITHOSTRATIGRAPHISCHEN EINHEITEN IN KOMBINATION MIT DEN IN ROT DARGESTELLTEN DATEN VON OTTNER (1990) UND DEM KARTENBLATT 98-LIEZEN (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).....	69
ABBILDUNG 77: DARSTELLUNG DER HARNISCHE DES GESAMTEN DACHSTEINKALKS UND HIERLATZKALKS. A) UMFASST ALLE HARNISCHE, DIE NACH SÜDEN UND B) DIE NACH NORDWESTEN EINFALLEN. C) UMFASST DIE GESAMTEN HARNISCHFLÄCHEN UND ZEIGT IN ROT DIE AM HÄUFIGSTEN GEMESSENE RAUMORIENTIERUNG UND IN BLAU DIE AM SELTENSTEN GEMESSENE.	70
ABBILDUNG 78: STÖRUNGEN DER AUFSCHLÜSSE 1008 U. 1023. A) DIE GESAMTEN STÖRUNGEN MIT ROSENDIAGRAMM, WELCHES DIE HAUPTINFALLSRICHTUNG AUFZEIGT. B), C), D) UND E) ZEIGEN DIE JEWEILIGEN HAUPTINFALLSRICHTUNGEN DER STÖRUNGEN AUFGETEILT NACH B) NNE, C) E, D) SE UND E) NNW.	71

ABBILDUNG 79: RIEDEL-SCHERFLÄCHEN DER AUFSCHLÜSSE 1008, 1023, 1015, 1016 UND 1017.	
A) RIEDEL-SCHERFLÄCHEN GESAMT. B) RIEDEL-SCHERFLÄCHEN DER AUFSCHLÜSSE 1008 UND 1013 DIE NACH SÜDEN EINFALLEN. C) RIEDEL-SCHERFLÄCHEN DER AUFSCHLÜSSE 1015-1017 DIE NACH NNE EINFALLEN.	71
ABBILDUNG 80: A) DIE GESAMTHEIT ALLER IM AUFSCHLUSS 1015-1017 VORKOMMENDEN HARNISCHSTRIEMUNGEN MIT EINEM IN DER MITTE BEFINDLICHEN ROSENDIAGRAMM, WELCHES EINE HAUPTINFALLSRICHTUNG NACH NORDEN UND SÜDSÜDWESTEN ANGIBT. B) DIE MEISTEN NACH SÜDEN EINFALLENDEN HARNISCHE WURDEN ALS AUFSCHIEBUNG IDENTIFIZIERT. C) DIE MEISTEN DER NACH NNW EINFALLENDEN HARNISCHSTRIEMUNGEN WURDEN ALS ABSCHIEBUNG IDENTIFIZIERT.	71
ABBILDUNG 81: A) STÖRUNGEN DER AUFSCHLÜSSE: 1015-1017. B) HAUPTINFALLSRICHTUNG GEGEN OSTEN. C) HAUPTINFALLSRICHTUNG GEGEN SSE. D) HAUPTINFALLSRICHTUNG GEGEN WSW. E) HAUPTINFALLSRICHTUNG GEGEN NW.	72
ABBILDUNG 82: DIESE FOTOGRAFIEN ZEIGEN SOGENANNTA RUTSCHFALTEN (<i>SLUMPS</i>) IM ARBEITSGEBIET, IN WEIß DARGESTELLT. A AUFSCHLUSS 1027 MIT DER HIER ZU ERKENNENDEN SOFT-SEDIMENT DEFORMATION (WEIß). DIE AUFNAHME ERFOLGTE MITTELS DROHNE AUS DER LUFT (E446102/N5275814). B. AUFSCHLUSS 1032 (E446116/N5276824).	73
ABBILDUNG 83: STEREOPLOTS DER FALTENACHSENEBENEN AUS AUFSCHLUSS 1001 UND FALTENACHSEN DER AUFSCHLÜSSE 1001 UND 1027. A) FALTENACHSENEBENEN ALS GROßKREIS UND FALTENACHSEN ALS PUNKTE DARGESTELLT. B) FALTENACHSENEBENEN AUS AUFSCHLUSS 1001 MIT ROSENDIAGRAMM IN DER MITTE ALS ANZEIGER DER HAUPTINFALLSRICHTUNG. C) FALTENACHSEN MIT EINER HAUPTINFALLSRICHTUNG GEGEN NNE, SIEHE VEKTORPFEIL.	73
ABBILDUNG 84: A) HARNISCHSTRIEMUNG DES AUFSCHLUSSES 1045 UND EINE MESSUNG AUS 1024. DIE HARNISCHSTRIEMUNG ZEIGT EINE DEUTLICH NORDWESTLICHE UND SÜDÖSTLICHE EINFALLSRICHTUNG AN. B) UND C) SIND JEWEILS AUFGETEILT IN SE UND WNW. B) ENTHÄLT ALLE PUNKTE, DIE NACH W UND NW EINFALLEN, DER NORDWESTLICHSTE PUNKT GEHÖRT ZU AUFSCHLUSS 1045. C) BEINHÄLTET DIE NACH SE EINFALLENDEN HARNISCHE.	74
ABBILDUNG 85: STÖRUNGEN DER RUHPOLDING-FORMATION, ALLE MESSUNGEN ENTSTAMMEN DEN AUFSCHLÜSSEN 1001,1024, 1045, WOBEI JEWEILS NUR EINE MESSUNG AUS DEN AUFSCHLÜSSEN 1024 UND 1001 ENTHALTEN SIND. A) GESAMTHEIT ALLER STÖRUNGEN. B) NNE. C) ENE. D) WNW UND STÖRUNG AUS AUFSCHLUSS 1024. E) NW INKLUSIVE STÖRUNG AUS AUFSCHLUSS 1001.	74
ABBILDUNG 86: <i>WINGED INCLUSIONS</i> UND TONKLASTEN MIT SIGMOIDALER FORM DES AUFSCHLUSSES 1007. TOP NACH SE. A ELOXIRTER KÖRPER, <i>WINGED INCLUSION</i> (E445673/N5274673). B TONKLAST IN SIGMOIDALER FORM (E445711/N5274740). C <i>WINGED INCLUSION</i> (E445640/N5274733). D <i>WINGED INCLUSION</i> (E445605/N5274848).	75
ABBILDUNG 87: AUFSCHLUSS 1003. A AUFSCHLUSS 1003 B SC FABRIC (E446032/N5274511). B AUFSCHLUSS 1003 A BOUDINAGE (E446010/N5274518).	75
ABBILDUNG 88: SIGMOIDE UND ANDERE STRUKTURGEOLOGISCHE AUFFÄLLIGKEITEN IM GIPS. A SIGMOID IN AUFSCHLUSS 1004, SC-GEFÜGE (E446197/N5274857). B SC-GEFÜGE, SIGMOIDE DES AUFSCHLUSSES 1014 (E446334/N5274450). C ISOKLINALEFALTEN,	

REFOLDS, AUFSCHLUSS 1043 (E445556/N5275461). D QUARTER FOLD DES AUFSCHLUSSES 1043 (E445552/N5275464). E FALTUNG IN AUFSCHLUSS 1006 (E445870/N5274880).....	76
ABBILDUNG 89: WERFENER SCHICHTEN, <i>NORMAL FAULT</i> ODER <i>STRIKE-SLIP FAULT</i> IN AUFSCHLUSS 1018 (E446262/N5274777).....	76
ABBILDUNG 90: ÜBERSICHTSBILD DES GEBIETES IN RICHTUNG NW (ROTE WAND). ES WURDEN DIE VERSCHIEDENEN EINHEITEN EINGEZEICHNET UND BESCHRIFTET (E445979/N5276888).	77
ABBILDUNG 91: SATELLITENBILD AUS GOOGLE MAPS, TRANSPARENT-WEIß ÜBERDECKTER BEREICH STELLT DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET DAR (GOOGLE LLC, 2013).....	78
ABBILDUNG 92: NEUES KARTENBLATT IM BEREICH UM DIE WURZERALM. BASISKARTE STAMMT VON (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	81
ABBILDUNG 93: GEOLOGISCHES HÖHENPROFIL DES KARTIERUNGSGEBIETES VON WEST NACH OST. DAS PROFIL WURDE ANHAND DER NEUEN MESSDATEN UND DER NEUEN POLYGONE ERSTELLT. DIE KARTE WURDE AUS DEM KARTENBLATT 98-LIEZEN ENTNOMMEN (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	82
ABBILDUNG 94: GEOLOGISCHES HÖHENPROFIL DES KARTIERUNGSGEBIETES VON NNE NACH SSW. DAS PROFIL WURDE ANHAND DER NEUEN MESSDATEN UND DER NEUEN POLYGONE ERSTELLT. DIE KARTE ZUR RECHTEN DIENT NUR ZUR VERANSCHAULICHUNG (MOSER <i>ET AL.</i> , 2013-2014).	82
ABBILDUNG 95: KONZEPTUELLES MODEL DER EVOLUTION DES WURZER DIAPIRS VON DER UNTERTRIAS BIS ZUR KREIDE.	83
ABBILDUNG 96: A GLEITTEKTONIKMODELL DER NÖRDLICHEN KALKALPEN (TOLLMANN, 1981). B GLEITTEKTONIKMODELL DER ENTWICKLUNG DER NEO-TETHYS WÄHREND DES JURAS). WCP: WOLFGANGSEE-KARBONATPLATTFORM, TB: TAUGLBODENBECKEN, PCP: s.STR. PLASSEN CARBONATE PLATTFORM s.STR., SB: SILLENKOPFBECKEN, LCP: LÄRCHBERG KARBONATPLATTFORM, KCP: KURBNESH TYP KARBONATPLATTFORM, DH: DIETRICHSHORN POSITION (GAWLICK <i>ET AL.</i> , 2009-2010; GAWLICK <i>ET AL.</i> , 2015; GAWLICK & MISSONI, 2019; STEINER <i>ET AL.</i> , 2021).....	86
ABBILDUNG 97: PROFILSCHNITTE VON OTTNER DURCH DAS ARBEITSGEBIET. A VON WESTNORDWEST NACH OSTSÜDOST. B VON SÜDSÜDWEST NACH NORDNORDOST (OTTNER, 1990).....	87
ABBILDUNG 98: GEOLOGISCHES HÖHENPROFIL VON 1913 DES ARBEITSGEBIETES (GEYER GEORG, 1913).	87

11. Tabellenverzeichnis

TABELLE 1: FALLWERTE DER FOLIATION UND STRECKUNGSLINEATION DES HASELGEIRGES, ANGEORNET VON WEST (PUNKT 1) NACH OST (PUNKT 3) DER AUFSCHLÜSSE 1003 UND 1014. DIP= FALLWINKEL, (DIP) AZIMUTH= FALLRICHTUNG.	30
TABELLE 2: FALLWERTE UND LINEATION DES GIPSAUFSCHLUSSES 1002. DIE MESSDATEN SIND VON WEST (1) NACH OST (3) ANGEORNET.	
TABELLE 3: ÜBERSICHT ÜBER DIE MESSWERTE DER AUFSCHLÜSSE 1004, 1005 UND 1006 (SIEHE ABB.33 & 34 FÜR DIE ANORDNUNG DER PUNKTE).	33

TABELLE 4: ÜBERSICHTSTABELLE ÜBER DIE VORHANDENEN MESSDATEN DER BEIDEN AUFSCHLÜSSE 1019 & 1041. DIE AUFSCHLUSSPUNKTE WURDEN VON WESTEN (1) NACH OSTEN (4) ANGEORDNET. PUNKT 4 IST DEMNACH AUFSCHLUSS 1041.	
TABELLE 5: ÜBERSICHTSTABELLE ÜBER DIE MESSDATEN AUS AUFSCHLUSS 1007. DIE PUNKTE ORDNEN SICH VON SÜDEN (1) NACH NORDEN (12) AN.	
TABELLE 6: ÜBERSICHTSTABELLE DER AUFSCHLÜSSE 1043 UND 1044. AUFSCHLUSS 1044 IST EINE LUFTMESSUNG, DA NICHT DIREKT AN DER WAND GEMESSEN WERDEN KONNTE.....	
TABELLE 7: ÜBERSICHTSTABELLE DER MESSDATEN DER AUFSCHLÜSSE 1029 (PUNKT 1-3) UND DES AUFSCHLUSSES 1031 (PUNKT 4).	
TABELLE 8: MESSDATEN DES AUFSCHLUSSES 1036.	
TABELLE 9: MESSDATEN DES AUFSCHLUSSES 1048. DER LETZTE WERT DER TABELLE IST EINE LUFTMESSUNG.	
TABELLE 10: ÜBERSICHTSTABELLE MIT DEN MESSWERTEN DER AUFSCHLÜSSE 1021, 1022 UND 1018.	
TABELLE 11: ÜBERSICHTSTABELLE ÜBER DIE MESSWERTE DER AUFSCHLÜSSE 1008 UND 1023, DIE WERTE SIND VON SÜDEN (1) NACH NORDEN (17) ANGEORDNET.	48
TABELLE 12: ÜBERSICHTSTABELLE DER RAUMORIENTIERUNG DES AUFSCHLUSSES 1035. LINKS: DACHSTEINKALK, RECHTS: HIERLATZKALK.	
TABELLE 13: ÜBERSICHTSTABELLE MIT DEN MESSDATEN DER AUFSCHLÜSSE 1009 BIS 1011, NACH AUFSCHLÜSSEN ANGEORDNET.	51
TABELLE 14: ÜBERSICHTSTABELLE DER MESSDATEN DER AUFSCHLÜSSE 1015-1017 SORTIERT NACH LITHOSTRATIGRAPHISCHER EINHEIT.	53
TABELLE 15: ÜBERSICHTSTABELLE MIT DEN MESSDATEN AUS AUFSCHLUSS 1001. ANORDNUNG DER MESSPUNKTE VON OSTEN (1) NACH WESTEN (4).....	
TABELLE 16: ÜBERSICHTSTABELLE DER AUFSCHLÜSSE 1010, 1013 UND 1014, AUFSCHLUSS 1010 UND 1013 BEFINDEN SICH IM BACHBETT.	57
TABELLE 17: ÜBERSICHTSTABELLE DER AUFSCHLÜSSE 1020, 1038-1040. ALLE AUFSCHLÜSSE BEFINDEN SICH IM BACHBETT DES DRAXLANGERBACHS.	
TABELLE 18: ÜBERSICHTSTABELLE DER RAUMORIENTIERUNGEN DER SEDIMENTÄREN BANKUNG DER RUHPOLDING-FORMATION. DIE ZAHLEN IN DEN KOMMENTAREN ENTSPRECHEN DEN NUMMERN IN ABBILDUNG 69 B. PUNKT 1 UND 2 SIND AUF ABBILDUNG 69A ZU SEHEN.....	
TABELLE 19: ÜBERSICHTSTABELLE DER MESSDATEN DER AUFSCHLÜSSE 1024-1027. AUFSCHLUSS 1027 WURDE VON WEST (1) NACH OST (3) AUFGENOMMEN.....	63
TABELLE 20: ÜBERSICHTSTABELLE DER RAUMORIENTIERUNGEN DER AUFSCHLÜSSE 1028, 1029, 1032 UND 1033.	
TABELLE 21: ÜBERSICHTSSTABELLE ÜBER DIE MESSDATEN DER ALLGÄU-FORMATION.....	
TABELLE 22: ÜBERSICHTSTABELLE DER MESSDATEN DER AUFSCHLÜSSE 1029, 1037, 1042 UND 1050. AUFSCHLUSS 1037 WURDE VON SÜDEN (1) NACH NORDEN (6) AUFGENOMMEN.....	67
TABELLE 23: VERGLEICH DES WURZER DIAPIRS UND DES HALLSTÄTTER DIAPIRS (FERNÁNDEZ <i>ET AL.</i> , 2021) IN DEREN EIGENSCHAFTEN, ZEITLICH UND STRUKTURGEOLOGISCH WIE AUCH LITHOLOGISCH.....	91