



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Sedimentologie und Sedimentpetrographie der
Gosau-Gruppe bei Dreistetten-Muthmannsdorf
(Niederösterreichische Kalkalpen)

Verfasserin

Grundtner Marie-Louise, BSc

angestrebter akademischer Grad
Master of Science (M.Sc.)

Wien, 2011

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066815

Studienrichtung lt. Studienblatt: Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreuer: Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Abstract	3
1. Einleitung	5
1.1. Einführung in die Thematik	5
1.2. Bisherige Arbeiten über die Gosaumulde von Grünbach	6
1.3. Aufbau der Arbeit	7
2. Methodik	8
2.1. Sedimentologische Untersuchungsmethoden	8
2.1.1. Erhebungsinstrumente	8
2.1.2. Sedimentologische Analyse	9
2.2. Strukturgeologische Untersuchungsmethoden	9
3. Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen	10
3.1. Entwicklung	10
3.1.1. Trias	10
3.1.2. Jura	10
3.1.3. Kreide	11
3.2. Tektonischer Deckenbau in der Oberkreide	11
3.3. Gosau-Gruppe	12
3.3.1. Gosau-Gruppe von Grünbach	13
4. Lithologie und Lithostratigraphie	15
4.1. Triassich-Jurassisches Rahmengestein	15
4.2. Basisbildungen	17
4.2.1. Bauxit	17
4.3. Kreuzgraben-Formation	18
4.4. Maiersdorf-Formation	19
4.4.1. „Actaeonellenkalk-Sand-, Silstein“	19
4.4.2. Brachiopodenkalk	20
4.4.3. Rudisenkalk	20
4.5. Grünbach-Formation	21
4.5.1. Kohleflözführender Sandstein und Tonmergel	21

4.5.2.	Dreistettener Konglomerat	23
4.5.2.1.	Kleiner Auriegel	24
4.5.2.2.	Hochkogel	25
4.5.2.3.	Baustelle Dreistetten Nr. 149	28
4.5.2.4.	Dunderlin	30
4.5.2.5.	Frankenhof	31
4.5.2.6.	Konstantinstollen	32
4.5.2.7.	Felbring	33
4.6.	Piesting-Formation	36
4.6.1.	Orbitoidensanstein	36
4.6.1.1.	Südlich Dreistetten	37
4.6.1.2.	Radbauer Riegel	37
4.6.1.3.	Linsbergweg	38
4.6.1.4.	Reitriegel	39
4.6.2.	Inoceramenmergel	41
4.7.	Radbauer Grobklastika (Alterstellung unbekannt)	43
5.	Sedimentpetrographie der Sandsteine und Konglomerate	49
5.1.	Kreuzgraben-Formation, Basiskonglomerat	49
5.2.	Maiersdorf-Formation, „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“	50
5.3.	Grünbach-Formation, Kohleflözführender Sandstein	51
5.4.	Grünbach-Formation, Dreistettener Konglomerat	53
5.5.	Piesting-Formation, Orbitoidensandstein	58
5.6.	Piesting-Formation, Inoceramenmergel	60
5.7.	Radbauer Grobklastika	62
6.	Schwermineralanalyse der Gosau-Gruppe von Grünbach	68
6.1.	Ergebnisse	68
6.1.1.	Kreuzgraben-Formation	69
6.1.2.	Maiersdorf-Formation	69
6.1.2.1.	Maiersdorf-Formation Ost vs. West	70
6.1.3.	Grünbach-Formation	71
6.1.3.1.	Grünbach-Formation Ost vs. West	71
6.1.4.	Piesting-Formation	72
6.1.4.1.	Piesting-Formation Ost vs. West	73
6.1.4.2.	Piesting-Formation Orbitoidensandstein vs. Inoceramenmergel	73

6.1.5.	Zweiersdorf-Formation	74
6.1.6.	Radbauer Grobklastika	75
6.2.	Deskriptive Statistik	75
6.2.1.	T-Test	75
6.2.1.1.	Formationen	76
6.2.1.2.	Lithologien	76
6.2.1.3.	Lokalitäten	77
6.2.2.	Pearson'sche Korrelationskoeffizient	78
6.2.2.1.	Lithostratigraphische Einheiten	78
7.	Aufbau der Grünbach Synklinale	84
7.1.	Großtektonische Einheiten	85
7.2.	Tektonische Entwicklung	87
7.2.1.	Entwicklung der Gosäumulde von Grünbach und der Neuen Welt	88
7.2.2.	Entwicklung der Gosäumulde bei Dreistetten und Muthmannsdorf	91
7.3.	Geländemodell	93
7.3.1.	Lage der Orbitoidensandsteine	94
7.3.2.	Strukturen	96
7.3.2.1.	Linsbergwegstörung	97
7.4.	Geländeschnitte	98
7.4.1.	Profil A	99
7.4.2.	Profil B	102
7.4.3.	Profil C	104
8.	Schlussfolgerungen	108
9.	Kritische Betrachtung	110
	Literaturverzeichnis	111
	Abbildungsverzeichnis	117
	Tabellenverzeichnis	123
	Internet Referenzen	123

Anhang A – Aufschlusstabelle	124
Anhang B – Schwermineral-Auszählung	131
Anhang C – Schwermineral Statistik	134
Anhang D – Geologische Karte von Dreistetten und Muthmannsdorf	
Danksagung	
Lebenslauf	

Zusammenfassung:

In der vorliegenden Arbeit werden die sedimentologischen und sedimentpetrographischen Charakteristika des Gebietes Dreistetten und Muthmannsdorf beschrieben und interpretiert.

Die Hauptaufgabe dieser Masterarbeit ist das östliche Ende der Gosaumulde der Grünbach Synklinale, bei Dreistetten und Muthmannsdorf, zu kartieren und sedimentpetrologisch zu bearbeiten.

Die Rahmengesteine der oberkretazischen-paläogenen Gosau-Gruppe bilden vor allem triassische und jurassische Karbonate höherer kalkalpiner Deckeneinheiten. Diese werden diskordant von Gosaubasiskonglomeraten (Kreuzgraben-Formation) und seichtmarinen Kalken und Sandsteinen (Maiersdorf-Formation) überlagert. Frühcampane Meeresspiegelschwankungen bewirkten, dass die Grünbach-Formation in einem Küstenbereich nahe einem Delta abgelagert wurde. Die kohleflözführenden Sandsteine wechsellagern mit Mergel und Tonen. Diese Litharenite sind gut bis mäßig sortiert, zeigen ein ENE-WSW Streichen mit einem Einfallen von 50° bis 80°. In die kohleführende Abfolge ist das Dreistettener Konglomerat, eine Ablagerung lokaler polymikter Schwemmfächer, eingeschaltet. Die Schichten dünnen lateral ähnlich einer Linse aus. Die Konglomerate fallen etwa 340/60 ein. Die folgenden Orbitoidensandsteine der Piesting-Formation wurden in einer transgressiven Abfolge im Späten Campanium-Maastrichtium abgelagert. Verglichen mit den kohleflözführenden Sandsteinen beinhalten die litharenitischen Orbitoidensandsteine mehr siliziklastisches und karbonatisches Material. Des Weiteren sind signifikante Unterschiede innerhalb der Orbitoidensandsteine des östlichen und westlichen Randes der Neuen Welt ersichtlich. Zusammen mit den Orbitoidensandsteinen treten die hangenden Inoceramenmergel im Zentrum (jüngstes) der Grünbach Synklinale bei Dreistetten auf. Die lithische Grauwacke ist typischerweise gräulich und Glimmer-führend. Sandige Abschnitte sind zwischengeschaltet und streichen NNE-SSW mit einem steilen Einfallen von 80° nach WNW.

Des Weiteren werden Aussagen getroffen in Bezug auf die Schwermineralverteilung der Gosasedimente. Es konnte festgestellt werden, dass vom Santonium zum Paleozän der prozentuelle Anteil zuerst an Chloritoid und später an Granat zunimmt und der prozentuelle Anteil von Chromspinell abnimmt. Die Sedimente zeigen einen Trend von ophiolithischen über kratonischen gegen einen anfangs schwachen zu starken metamorphen Detritus ins Hangende.

Folgende Aussagen können über den Aufbau der Gosäumulde getroffen werden:

Die Synklinale verbreitert sich nach Osten und die Schichten fallen relativ flach ein. Sie kann als eine offene Synform beschrieben werden. Am östlichen Rand enden die Sedimente abrupt gegen die triassischen Kalke. Die Linsbergweg-Störung trennt die Schichtpakete in einen nördlichen Komplex, der nach SE einfällt und überkippt ist, und einen südlichen Komplex, nach NW einfallenden.

Die Gosaisedimente am östlichen Abschnitt der Grünbach Synklinale bei Dreistetten und Muthmannsdorf weisen ein moderates Tieferwerden vom Turonium? bis in das frühe Campanium auf. Ab hier erfährt die Gosäumulde eine Hebung, Deformation und Erosion. Schließlich kommt es im Späten Campanium - Maastrichtium zu einem abrupten abermaligen Absinken, wodurch es zu einer vollmarinen Sedimentation (Orbitoidensandstein und Inoceramenmergel) kam.

Schlüsselwörter:

Gosau, Neue Welt, Grünbach Synklinale, kohleflözführender Sandstein und Tonmergel, Dreistettener Konglomerat, Orbitoidensandstein, seichtmarin bis limnisch-brackisch, Küstenbereich in Deltanähe, vollmarin, Schelf, Litharenit, Schwerminerale, offene Synform

Abstract

This study describes and evaluates the sedimentologic and sedimentpetrographic characteristics of the area of Dreistetten und Muthmannsdorf.

The master-thesis' main goal is to map and present sedimentpetrographically the eastern end of the Grünbach Syncline at Dreistetten and Muthmannsdorf.

The surrounding rocks of the Upper Cretaceous-Paleogene Gosau Group are mainly Triassic and Jurassic carbonates of higher nappes of the Northern Calcareous Alps. These are unconformably overlain by Gosaubasalconglomerate (Kreuzgraben Formation) and shallow marine limestones and sandstones (Maiersdorf Formation).

As a result of sea level changes in the Early Campanian the Grünbach Formation was deposited at a coastal region near a delta. The coal bearing sandstones alternate with marls and clay. This litharenites are well to moderately sorted. They show an ENE-WSW trend with a dip of 50° to 80°. The Coal bearing successions are intersected by the Dreistetten conglomerate, which shows a local polymict fan to fan delta development. The layers thin out lens-like laterally. The conglomerate stratification is about 340/60.

The sandstones with orbitoids of the Piesting Formation were deposited in a transgressive succession in the Late Campanian-Maastrichtian. Compared to the coal bearing sandstone, the litharenites contain more siliciclastic and calcareous material. Furthermore there are significant lateral differences between the sandstones with orbitoids of the eastern and the western edge of the Neue Welt. Combined with the sandstones with orbitoids, the overlying *Inoceramus*-Marl appears in the middle (youngest) of the Grünbach syncline at Dreistetten. This lithic greywacke is typically grayish, containing mica. Sandy sections are intercalated and strike NNE-SSW with a steep dip of 80° towards WNW.

In addition the heavy mineral distribution of the Gosau Group sediments is given. It is shown that from the Santonium to the Paleocene first the percentage of chloritoid and later of garnet increases, while the percentage of chrome spinel decreases. Therefore the sediments trend from ophiolitic over cratonic toward low grade to high grade metamorphic detritus toward to the younger strata.

The following conclusions can be made about the structure of the syncline:

The syncline broadens to the east and the dips are relatively shallow, and it can be interpreted as an open synform. At the eastern margin the sediments end abruptly at the Triassic limestone. The Linsbergweg-Fault divides the strata into an overturned northern complex, dipping to SE, and into a southern complex, dipping to NW.

The Gosau Group sediments at the eastern part of the Grünbach Syncline around the villages Dreistetten and Muthmannsdorf indicate a moderate deepening-upward from the Turonian? until the Early Campanian. From here on the Gosau Syncline was uplifted, deformed and eroded. Finally, in the Late Campanian – Maastrichtian, a new abrupt deepening takes place, which causes marine sedimentation (sandstones with orbitoids and *Inoceramus*-Marls).

Keywords:

Gosau, Neue Welt, Grünbach Syncline, coal bearing Sandstones, clay and marls, Dreistetten conglomerate, sandstones with orbitoids, shallow marine to limnic- brackish, coast near delta, fully marine, shelf, litharenite, heavy minerals, open synform

1. Einleitung

1.1. Einführung in die Thematik

Bei der vorliegenden Arbeit handelt es sich um einen Teilbereich eines von der OMV-E&P finanzierten Drittmittelprojektes der Universität Wien "Analysis and correlation of Gosau-type sediments from the Vienna Basin basement and its surroundings in Austria and Slovakia".

Ziel dieser Studie war es, sämtliche Daten bezüglich der Gosau-Gruppe im und um das Wiener Becken zu erheben und zu inventarisieren. Die Relevanz der Fragestellung in Bezug auf die Gosau-Schichten sind aufgrund ihrer sedimentären Ausbildung potentielle Kohlenwasserstoff-Lagerstätten und deren (tektonische) Korrelation. Seit vielen Jahrzehnten gibt es bereits umfangreiche Daten über die Gosau-Gruppe dieses Gebietes.

Diese Masterarbeit hat zur primären Aufgabe, das Ost-Ende der Grünbacher Synklinale rund um das Gebiet der Ortschaften Dreistetten und Muthmannsdorf zu kartieren (Abb. 1).

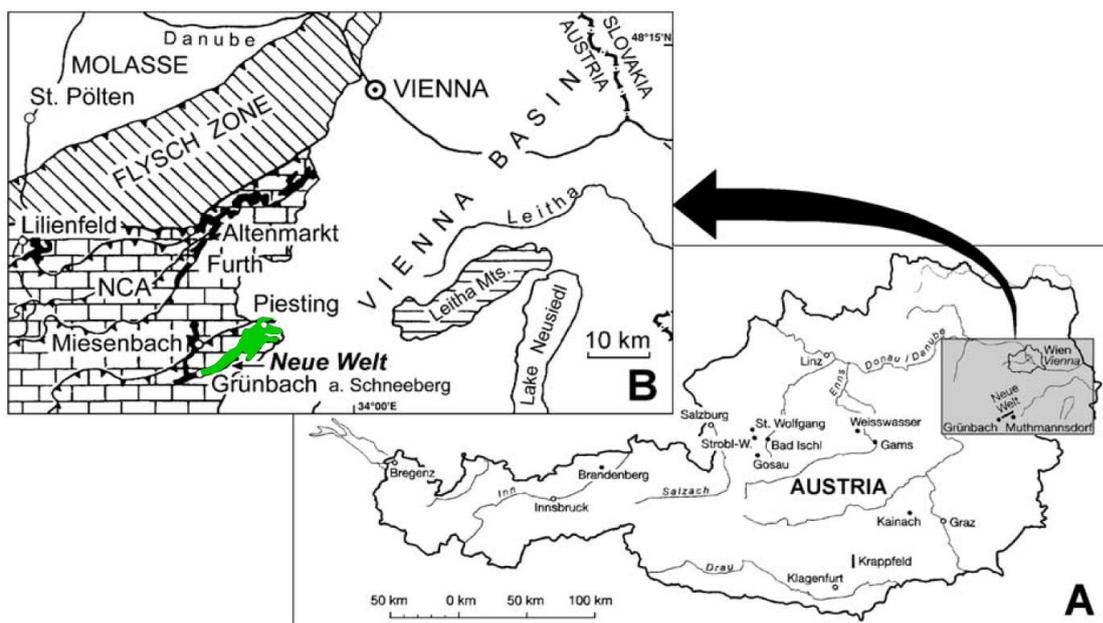


Abb.1: A: Gosauvorkommen in Österreich (nach SUMMESBERGER et al., 2000); B: Lage der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (nach SUMMESBERGER, 1997)

Weiterführende sedimentpetrographische Untersuchungen und Schwermineralanalysen geben Aufschluss über die Schichtabfolge und den Sedimentinhalt der kartierten Einheiten im Bereich der Neuen Welt.

Dabei werden Aussagen in Bezug auf Korrelationen zwischen den verschiedenen Lithologien getroffen. Im Speziellen wird auf den Vergleich der möglicherweise unterschiedlichen Orbitoidensandsteine eingegangen.

Des Weiteren soll die Frage geklärt werden, welche Stellung das Dreistettener Konglomerat innerhalb des Gosau-Schichtpaketes einnimmt.

Mit Hilfe der im nachfolgenden Kapitel erwähnten Methoden soll die umfassende stratigraphische Schichtabfolge und schließlich der Bau des Südrandes der Gosau-Mulde erklärt werden.

1.2. Bisherige Arbeiten über die Gosaumulde von Grünbach

Aufgrund des historischen Kohlebergbaues in Grünbach im 19. Jahrhundert wurde bereits früh das Gosauvorkommen zwischen der Hohen Wand und den Fischauer Vorbergen untersucht, daher existieren zahlreiche frühe Daten über den Aufbau des Untergrunds dieser Region (BOUÉ, 1832, ZITTEL, 1866).

Bereits im vergangenen Jahrhundert postulierte CŽJŽEK (1851), dass es sich bei dem Gosauvorkommen in Grünbach um eine Synklinale handelt.

Für die gegenständliche Arbeit ist vor allem die Untersuchung von PLÖCHINGER (1961, 1962, 1967) der gesamten Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt und seiner Umgebung von Bedeutung. Er kartierte die kretazischen Ablagerungen und erstellte eine geologische Karte, die auch noch heute weitgehend Gültigkeit hat (siehe Kartenblätter ÖK 1:50000 Geologische Karte von Österreich, Blatt 75 Puchberg und Blatt 76 Wiener Neustadt).

ERKAN (1973) beschäftigte sich mit exotischen Geröllen der Gosaukonglomerate. Dabei untersuchte er unter anderem die Konglomerate aus der Neuen Welt auf ihren Bestand und ihre Schüttungsrichtung.

Basierend auf biostratigraphischen Untersuchungen von SUMMESBERGER (1997), SUMMESBERGER et al (2000, 2002, 2007) konnte diese oberkretazische Gruppe in 5 Formationen unterschieden werden. In diese gliederten auch KVAČEK & HERMAN (2004) die von ihnen untersuchte Flora von Grünbach ein.

Ebenso befasste sich WESSELY (2006) mit dem geologischen Aufbau der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt.

1.3. Aufbau der Arbeit

Im Kapitel „Methodik“ werden Grundbegriffe, Grundlagen, Methoden und Konzepte zur Untersuchung vorgestellt.

Der „Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen“ behandelt den geologischen Rahmen des Kartierungsgebietes.

Des Weiteren werden die Ergebnisse der Kartierung und deren Lithostratigraphie und stratigraphische Abfolge erörtert.

Die „Sedimentpetrographie der Sandsteine und Konglomerate“ folgt im nächsten Abschnitt.

Im Kapitel „Schwerminerale“ werden die Ergebnisse der Schwermineraldaten diskutiert.

Das Kapitel „Aufbau der Gosau Mulde“ setzt sich mit der tektonischen Entwicklung auseinander, die Ergebnisse aus dem Geländemodell diskutiert und in den Geländeschnitten der Aufbau von Dreistetten und Muthmannsdorf dargestellt.

Den Abschluss dieser Arbeit bilden die Schlussfolgerungen, in denen auch die Fragestellungen beantwortet werden.

2. Methodik

Die Untersuchung des Kartierungsgebietes erfolgte durch die Beobachtung und kartenmäßige Darstellung 1:10.000 im Gelände und dem anschließenden Analysieren von Sedimentproben.

Durch die sedimentologischen Untersuchungen lässt sich nicht nur eine Korrelation von Schichteinheiten sondern auch eine Rekonstruktion des Environments ableiten.

2.1. Sedimentologische Untersuchungsmethoden

2.1.1. Erhebungsinstrumente

Vermessung

Um eine zuverlässige und genaue Aufnahme des zu kartierenden Areals zu gewährleisten wurden mittels GPS Probenpunkte lithologische und morphologische Merkmale vermerkt. Die Koordinaten wurden vom Gerät Garmin Oregon 450 aufgenommen, in die dazugehörige Routensoftware MapSource geladen und von dort konnten die einzelnen Punkte über das Excel in das ArcMap eingefügt werden. Als Bezugssystem wurde das österreichische Bundesmeldenetz gewählt.

Die Koordinaten der einzelnen Proben sind im Anhang A angeführt.

Profilerstellung

Es galt, die Aufschlüsse zur Fazieserkennung und -untersuchung graphisch mit sedimentologischen Attributen darzustellen.

Während der Geländeaufnahme wurden markante Stellen der Aufschlüsse in der stratigraphischen Reihenfolge zentimetergenau vermerkt und Details durch Skizzen und Fotos zusätzlich dokumentiert (TUCKER, 1996).

In den Profilen wurden die vertikale sedimentologische Abfolge der Schichten in verschiedenen Maßstäben vermerkt und die Schichtmächtigkeit durch Höhe, Korngröße und Mächtigkeit konkretisiert. Lithologie, Schichtung, Sedimentstruktur und Fossilinhalt wurden mit weiteren Attributen, wie Muster und Zeichen versehen. Seitlich neben den Profilen ist der Ort der Probennahme vermerkt (GRUNDTNER, 2009).

2.1.2. Sedimentologische Analyse

Schwerminerale

Im Rahmen der geochemischen Analyse der Bohrkern- und Aufschlüsse des Gosau-Projekts wurden insgesamt 70 Proben der Gosau von Grünbach im OMV-Labor Gänserndorf aufbereitet und ausgezählt. Für die Untersuchung der Schwerminerale wurden die Proben mit Salzsäure gereinigt und auf eine Korngröße von 0,063 – 0,4 mm gesiebt und anschließend die Schwerminerale der aufbereiteten Sedimente von den leichten Partikel mit Tetrabromäthan ($\rho=2,97\text{g/cm}^3$) getrennt, auf ein Streupräparat aufgetragen und unter dem Polarisationsmikroskop ausgezählt.

SPSS

Die Schwermineral-Daten der Auszählung wurden mittels der Software IBM SPSS Statistics ausgewertet. Dabei kamen die üblichen Methoden der deskriptiven Statistik, wie der T-Test und der Pearson'sche Korrelationskoeffizient zur Anwendung.

2.2. Strukturgeologische Untersuchungsmethoden

Laserscan

Für das digitale Geländemodell wurden vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Gruppe Baudirektion, Abteilung Hydrologie und Geoinformation, die Geodaten, Laserscannmessungen (LIDAR) der Erdoberfläche, herangezogen. Dabei handelt es sich um ASC-Dateien, die anschließend ins ArcMap importiert wurden, sodass die Geländeform in 3D digital erstellt, modifiziert und analysiert werden konnte. Als Hillshade wird schließlich ein grau schattiertes Oberflächenraster erzeugt, das das Relief darstellt.

TectonicsFP

Strukturgeologische Messungen wurden im Programm Tectonics FP (www.tectonicsfp.com) eingegeben und auf Großkreisen auf dem Schmidt'schen Netz geplottet.

GeoCalculator

Für die graphische Darstellung des Untergrundes von Dreistetten und Muthmannsdorf wurde der GeoCalc32_49 verwendet. Mit diesem Programm kann das tatsächliche Streichen und Einfallen der Schichten im Raum ausgerechnet werden. Dabei muss die Orientierung der jeweils miteinander schneidenden Flächen (Schicht- und Schnittfläche) eingegeben werden. Daraus wird dann schließlich die wahre Schichtmächtigkeit für die Geländeschnitte eruiert (http://www.holcombe.net.au/software/rodh_software_geocalc.htm).

3. Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen

Das Gebirge der Nördlichen Kalkalpen setzt sich aus einem tektonisch komplizierten Deckenbau zusammen, dadurch ist die ursprüngliche Stratigraphie und Paläogeographie nicht mehr vollständig rekonstruierbar.

Das Bajuvarikum, als tektonisch tiefste Einheit, das Tirolikum und das Juvavikum, als tektonisch höchste Einheit, sind die tektonischen Haupteinheiten der Kalkalpen (im Sinne von TOLLMANN, 1985).

3.1. Entwicklung

3.1.1. Trias

Zur Zeit der Trias bestand noch der Superkontinent Pangäa, der alle damals vorhandenen Kontinente vereinigte. Im Bereich des Äquators befand sich der Tethysgolf, dessen arides bis semiarides Klima besonders die Karbonat-Produktion förderte. So konnten sich bevorzugt Riffe bilden. Im weiteren Verlauf der Trias wurde es deutlich feuchter und der Meeresspiegel stieg. So wurden in der Untertrias noch relativ viele terrigene Sedimente abgelagert, marine Karbonate hingegen in der Mittel- und Obertrias (FAUPL, 2003, WESSELY, 2006).

3.1.2. Jura

In der Obertrias begann schließlich der Zerfalls Pangäas, indem sich ein Riftsystem im Bereich des späteren Nordatlantiks öffnete.

Dieser Vorgang hatte plattentektonisch zur Folge, dass sich im Jura die adriatische Platte auf die eurasische schob und der Tethysgolf sich in einem Subduktionsvorgang schloss. Daraus folgten Kollisionen und (Seiten-)Verschiebungen. Die ersten Deckenbildungen der Alpen hatten in Form von Gleitdecken begonnen. Das Jurameer, gesäumt von Inseln, bildete in seichten Bereichen den Helvetischen- bzw. Ostalpinen Schelf und im Tiefwasser den Penninischen Ozean (LEIN, 1984, FAUPL, 2003, WESSELY, 2006).

3.1.3. Kreide

In der Kreide lösten sich die Kontinente endgültig voneinander und die Kollision, hervorgerufen durch die Nord-Bewegung der afrikanischen Platte, setzte sich weiter fort. Dieser Vorgang, Maximum Albium-Turonium, wird als eoalpine Orogenese bezeichnet. Dabei kam es zu Aufschiebung, Deformation und Metamorphose. Besonders betroffen von der NW-Einengung waren die Ostalpen, was deren komplizierter Deckenbau erklären lässt.

Über diesen Falten- und Deckenbildungen lagerten sich in der höheren Unter- bis tieferen Oberkreide fluviatile bis seicht marine Sedimente in lokalen Becken ab. Auch diese wurden später deformiert, herausgehoben und erodiert (FAUPL, 2003).

Aufgrund der zunehmenden Auflast, dem Überschiebungsprozess und der daraus resultierenden subkrustalen Erosion wurde der gesamte Ostalpenkörper gesenkt und gekippt. Tiefwasser-Fazies zeugen von diesem Vorgang (LEIN, 1984, FAUPL, 2003, WESSELY, 2006).

3.2. Tektonischer Deckenbau in der Oberkreide

Die Gosauvorkommen treten innerhalb der großen tektonischen Stockwerke des Oberostalpinen Deckenbaus als intramontane Beckenbildungen auf. Diese Gosaubecken entstehen entlang Seitenverschiebungen, die als Hauptbildungsmechanismen an lokale Extensionen gebunden sind (WAGREICH & DECKER, 2001).

Im Zusammenhang mit der eoalpinen Orogenese eigneten sich diese intramontanen Becken hervorragend zum Auffangen von Gosasedimenten, denn die konkave, nach oben gekrümmte Deckengeometrie ermöglichte einen direkten und effizienten Abtransport in die entstehenden Sedimentbecken (LEISS, 1988).

Dieser Prozess wurde durch die Erosion verstärkt, die wiederum durch das wachsende Relief der Alpen, aber auch vom feuchten Treibhausklima der Kreidezeit intensiviert wurde. Nachdem die Mulde tektonisch ausgeschaltet wurde, kam die Sedimentation zum Stillstand (LEISS, 1988, WESSELY, 2006).

3.3. Gosau-Gruppe

Die Sedimente der Oberkreide wurden diskordant über das bereits aufgeschobene, deformierte und metamorphe Gebirge abgelagert, welches bereits permisches bis kretazisches Alter hat. Die Abbildung 2 soll die paläogeographische Situation der Gosausedimente veranschaulichen.

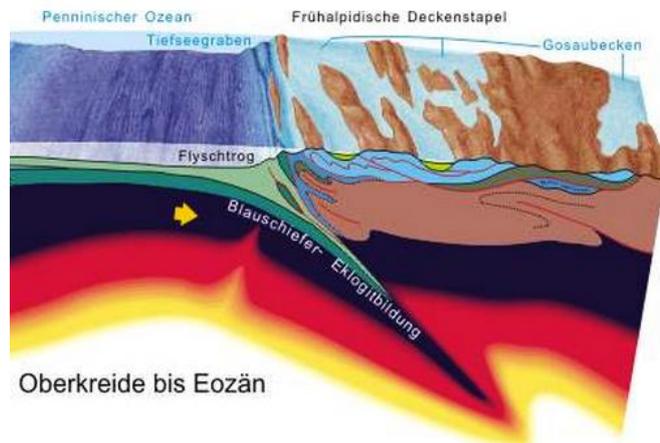


Abb. 2: Paläogeographische Situation in der Oberkreide (KRENNMAYR et al., 2002)

Dabei ist ersichtlich, dass das alpine Festland im Süden des europäischen Autochthons langsam vom Gosaumeer überflutet wurde. Die kretazischen Lockergesteine stellen durchwegs das Erosionsmaterial lokaler oberostalpiner Schichtkomplexe dar (FAUPL, 2003).

Die Gosau-Gruppe kann lithostratigraphisch in zwei Untergruppen geteilt werden, die sich aufgrund ihrer tektonischen Stellung und daher auch faziell unterscheiden:

Die **Untere Gosau-Subgruppe (LGS)** umfasst die Ablagerungen aus dem Zeitraum Turonium bis Campanium, im Südosten vom Maastrichtium bis in das Paleozän. Gemäß dem vorherrschenden Ablagerungsmilieu einer terrestrischen bis Seichtwasserfazies bildeten sich Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Tone. Dies ermöglichte auch die Entstehung von Bauxit und Kohle. An Fossilien sind Mollusken, wie Gastropoden, Ammoniten, Inoceramen und Rudisten häufig, daneben lokal auch Korallen und Brachiopoden vertreten, die ein flachmarines Milieu andeuten.

Die **Obere Gosau-Subgruppe (UGS)** reicht von Santonium bis in das Paleozän. Im Gegensatz zur älteren Subgruppe handelt es sich hierbei um Tiefwasserablagerungen in Folge der alpinen Subsidenz. An Gesteinen sind pelagische Mergel, Turbiditsandsteine und Brekzien vertreten. Auch die Organismenvergesellschaftung (planktonische Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton) zeigt diese an (WAGREICH & FAUPL, 1994, FAUPL, 2003).

3.3.1. Gosau-Gruppe von Grünbach

Die Gosau-Gruppe von Grünbach und der Neuen Welt befindet sich am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen und steht in Verbindung mit den Kreidevorkommen im Wiener Becken. Sie stellt ein interkretazisches Becken inmitten höherer kalkalpiner Einheiten (Hohe Wand und Fischauer Vorberge, Höheres Tirolikum bzw. Juvavikum (WESSELY, 2006)) dar (Abb. 3)

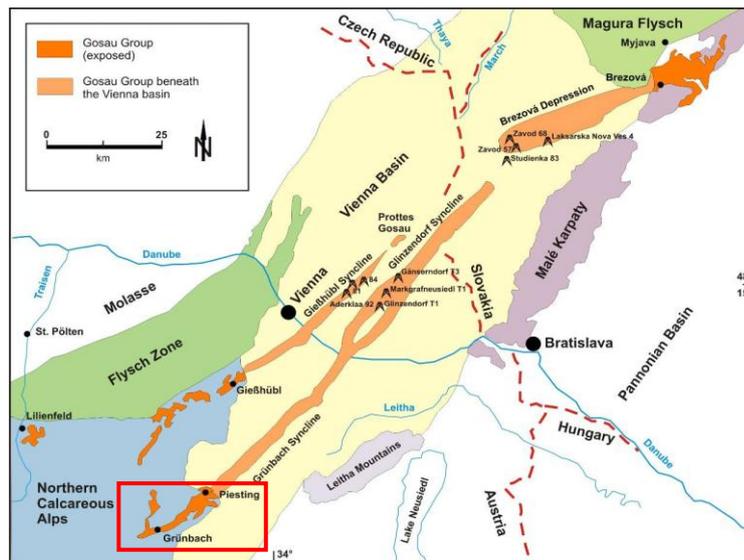
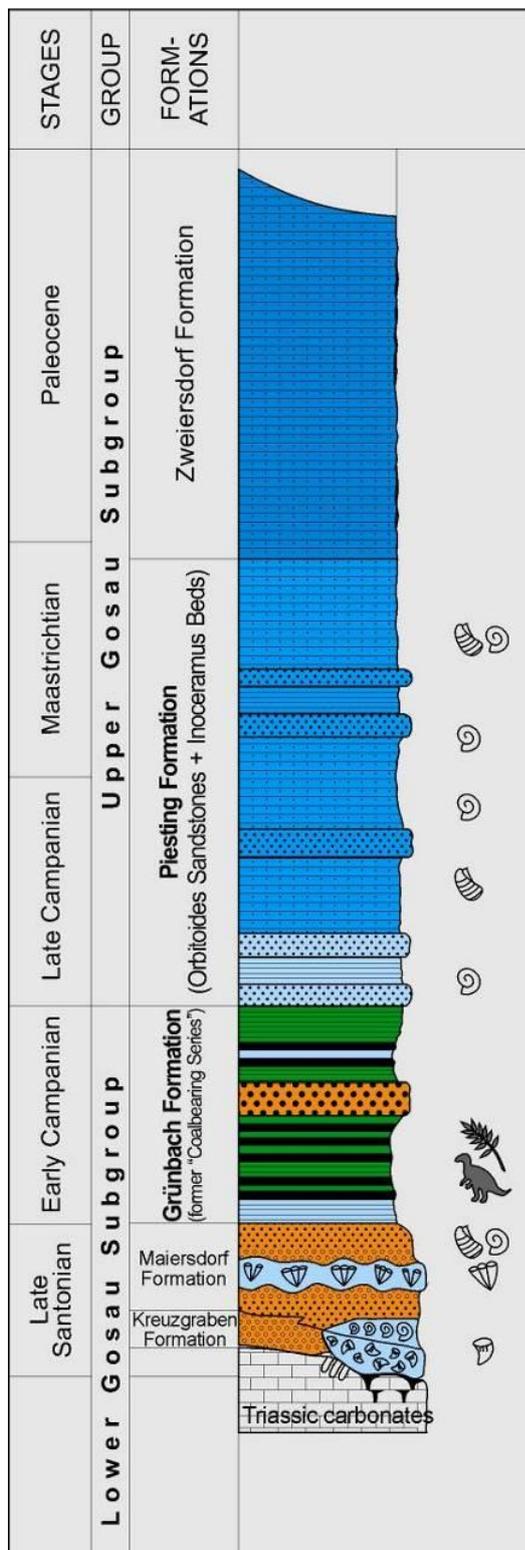


Abb. 3: Vereinfachte Darstellung der geologischen Karte des Wiener Beckens (HOFER, 2009, nach WAGREICH & MARSCHALCO, 1995, ZIMMER & WESSELY, 1996)

Durch die bio- und lithostratigraphischen Untersuchungen von Summesberger konnte dieses Vorkommen in folgende Formationen unterschieden werden (SUMMESBERGER, 1997, HRADECKÁ et al., 1999, SUMMESBERGER et al., 2000, 2002, 2007), die anschließend erwähnt werden (Abb. 4).

Den prägosauischen Untergrund bilden vorwiegend **triassische Karbonate**, wie Hallstätter-, Wetterstein- und Dachsteinkalke.



Im Santonium wurden über diese diskordant die Sedimente der **Kreuzgraben-Formation** abgelagert. Sie setzen sich aus grobklastischen Gesteinen zusammen, deren Komponenten durchwegs sowohl aus lokalen Karbonaten, als auch aus exotischem Kristallin bestehen (PAVLISHINA et al., 2004).

Darüber folgt die **Maiersdorf-Formation**, die Sandsteine, Actaeonellen-, Brachiopoden- und Rudistenkalke umfasst.

Oberhalb schließen die Sandsteine der **Grünbach-Formation** an, die mit Mergeln wechsellagern. Sie zeichnen sich durch das Vorkommen von insgesamt 4 Kohleflözonen aus, mit rund 2,5 m Mächtigkeit und bis zu 10 angetroffenen Horizonten (PLÖCHINGER, 1961, WESSELY, 2006). Im östlichen Bereich der Gosaumulde tritt der eingeschaltete Dreistettener Konglomerat aus der kohleführenden Serie hervor.

Im Hangenden folgen die Orbitoidensandsteine und Inoceramenmergel der **Piesting-Formation**, die vom Oberen Campanium bis in das Maastrichtium reichen. Sie beinhalten neben den namensgebenden Fossilien Orbitoiden, Inoceramen und selten auch Ammoniten.

Die paleozäne **Zweiersdorf-Formation** beinhaltet turbiditische Sandsteine mit einem hohen Anteil an Glimmer. (PLÖCHINGER, 1961, SUMMESBERGER et al., 2000, 2002, 2007; WESSELY, 2006).

Abb. 4: Stratigraphisches Profil der Gosau von Grünbach (SUMMESBERGER et al., 2007)

4. Lithologie und Lithostratigraphie

Das Kartierungsgebiet wird im Osten von den Fischauer Vorbergen, im Westen von der Hohen Wand, im Norden durch die Aufschüttungsterrasse der Piesting sowie dem Starhemberg und im Süden durch die Katastralgemeinde Gaaden begrenzt (Abb. 5).

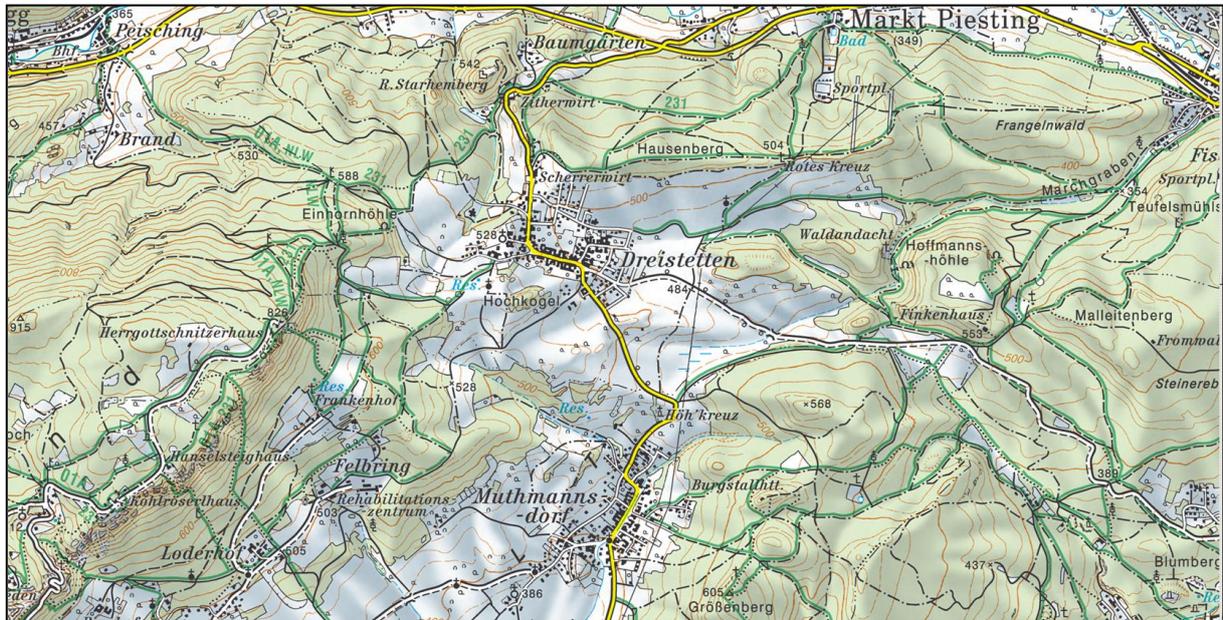


Abb. 5: Topographische Übersicht - Dreistetten und Muthmannsdorf (ÖK 50)

4.1. Triassisch-Jurassisches Rahmengestein

Die im Skythium (Unter-Trias) abgelagerten **Werfener Schichten** weisen eine rote bis grüne fein-siliklastische Fazies auf, die besonders durch ihren hell glänzenden Hellglimmer (Muskovit) gekennzeichnet sind. Diese Sedimente tragen durch ihre Feinkörnigkeit Merkmale von Siltsteinen. Diese Gesteine stammen von einem Festland und sind randlich-marin abgelagert worden. Diese Schichteinheit wird sowohl der Schneeberg- als auch der Hohen Wand-Decke zugeordnet.

Der **Gutensteiner Kalk**, eine im frühen Anisium abgelagerte Einheit, weist eine sehr dunkle, fast schwarze Fazies auf, die mit hellweißen Kalzitadern durchzogen ist. Diese ursprünglichen Pelletschlämme zeugen von einer Flachscheif-Ablagerung. Der Kalk ist relativ dunkel. Die Farbe entstand durch die damals vorherrschenden anoxischen Bedingungen. Weitere Eigenschaften des Kalks sind Feinkörnigkeit, Plattigkeit und der bituminöse Geruch beim Anritzen. Diese Einheit gehört tektonisch der Schneeberg-Decke an.

Die Fazies des **Steinalmkalks** kann gemeinsam oder anstatt des Gutensteiner Kalks auftreten, und wird deshalb ebenfalls im Anisium (Mitteltrias) angesiedelt. Aufgrund seines helleren Aussehens kann man davon ausgehen, dass dieser in einem relativ gut durchlüfteten, lagunären, sich oberhalb der Wellenbasis befindlichen Milieu abgelagert wurde. Dieser massige Kalk ist überwiegend aus Algen aufgebaut, die von einer gut entwickelten Karbonatplattform stammen. Sie wird der Hohen Wand-Decke zugeordnet.

Der **Reiflinger Kalk** ist, ähnlich dem Gutensteiner Kalk dunkel- bis hellgrau, jedoch weist dieser ganz markant Hornsteinknollen auf, die ihm ein welliges Aussehen verleihen. Des Weiteren kann er besonders in den jüngeren Schichten mergelige Lagen beinhalten, die ihn mitunter auch braun bis grün verfärben. Das lässt darauf schließen, dass dieser in einem tieferen Abschnitt des Beckens abgelagert worden ist. Im Gegensatz zum Gutensteiner Kalk kann dieses Karbonat auch in der Schneeberg-Decke auftreten.

Die bereits vollends ausgebildeten Karbonatplattformen bilden im Vergleich zur Beckenfazies massige und helle **Wettersteinkalke** und **-dolomite** aus. Diese werden unter anderem aus Kalkschwämmen und Korallen aufgebaut. Dabei gehören diese der Schneeberg-Decke an.

Die im Karn abgelagerten **Opponitzer Schichten** weisen auf ein gezeitendominiertes Ablagerungsmilieu hin. Anzeichen darauf sind die graue mergelige Farbe und die feingebänderten dunklen Einschaltungen (Algenlaminae). Diese karnischen Schichten werden der Hohen Wand-Decke zugeordnet.

Auch der **Hauptdolomit** zählt zur Hohen Wand-Decke. Er wurde in einem lagunären Schelf abgelagert und ist deshalb einheitlich hellgrau gefärbt. Gelegentlich sind Algenlaminae und Brekzienbildungen zu erkennen. Der Dolomit ist meist stark zerklüftet, was ihm ein relativ eckiges Aussehen verleiht. Anzusiedeln wäre dieses Gestein im Norium (Obertrias).

Seit dem späten Anisium bilden sich im Tiefwasserraum **Hallstätter Kalke**, die je nach Ablagerungsmilieu charakteristische Merkmale aufweisen. Sie können in einen roten und grauen feinkörnigen Kalk unterteilt werden, wobei die Färbung ein Indikator für die Wassertiefe ist. Sie sind ebenfalls der Hohen Wand-Decke angehörig.

Beim **Dachsteinkalk** handelt es sich um ein gebanktes grau bis graubraunes Gestein, das gegebenenfalls Brachiopoden aufweisen kann. Seine Ausbildung lässt auf ein Absatzmilieu einer ruhigen geschützten Lagune schließen, dieser tritt in der Göller- Decke auf.

Der in der oberen Trias abgelagerte **Oberrhätkalk** tritt in unserem Gebiet in Form von Felsrücken zutage und zählt zur Hohen Wand-Decke. Der im Lias abgelagerte Hierlatzkalk, ist sehr grobspätig und hat eine graue bis rote Farbe (PLÖCHINGER, 1961, LEIN, 1984, FAUPL, 2003, WESSELY, 2006).

4.2. Basisbildungen der Gosau-Gruppe

4.2.1. Bauxit

Die wohl ältesten klastischen Sedimente der Gosau-Gruppe, die im Kartierungsgebiet abgelagert wurden, sind die Bauxite von Dreistetten. Diese lassen sich auf dem Nordhang des Kleinen Auriegels und im nordöstlichen Großen Auriegel finden. Die Aufschlüsse des ehemaligen Abbaugebietes konnten nur noch aufgrund der relativ jungen Vegetation, der rötlichen Färbung des Bodens und ihrer bereits bekannten Lokalisierung (PLÖCHINGER 1961, 1967) ausgemacht werden (Abb. 6).



Abb. 6: Bauxit am Großen Auriegel
($x=735272$, $y=301788$, $z=473$ m)

Dabei treten die Bauxite am Großen Auriegel unmittelbar südwestlich der Waldandacht in Form von rund 0,5 m mächtigen Schichten zu Tage. Oberflächennah sind diese stark verwittert und treten nur noch in Form von dunkelroten Tongesteinen mit einer Größe die sich unteren cm-Bereich bewegt. Sie sind gekennzeichnet durch ihre dunkelrote Färbung und ihre Korngröße bewegt sich im Tonbereich (Abb. 7).



Abb. 7: Dunkelrote Tonsteine
($x=735252$, $y=301806$, $z=483$ m)

4.3. Kreuzgraben-Formation

Das früher unter dem Begriff „Basiskonglomerat“ zusammengefasste grobklastische Schichtglied (SUMMESBERGER et al., 2002) ist in seiner Zusammensetzung sehr inhomogen. So beinhaltet es je nach Standort bestimmte signifikante Komponenten, wie auch am Osthang der Hohen Wand bis hin zum Starhemberg.

Entlang des Wanderweges an der Hohen Wand sind beim Schneckengartl Konglomerate immer wieder aufgeschlossen. Rund 50 m südöstlich der Kreuzung des Drobilsteiges und dem Weg des Schneckengartls stehen markante grobkörnige Sedimente an, die deutlich durch ihre rötliche Färbung von ihrer Umgebung hervortreten. Auch 90m westlich des Schneckegartls, längs einer neuen Forststraße, sind Basiskonglomerate aufgeschlossen allerdings nur noch als verkittete Blöcke vorhanden (Abb. 8).



Abb. 8: Aufschluss Basiskongomerat; westlich des Schneckengartls (x=731422, y=301831, z=653 m)

Im Allgemeinen tritt die Kreuzgraben-Formation gut sortiert in einem matrixgestützten Gefüge und mit gut gerundeten Komponenten auf. Es erreicht Schichtmächtigkeiten von 10 cm, die aber je nach fazieller Ausbildung schwanken und dann mehr ins sandige übergehen. Das Basiskonglomerat selbst setzt sich im Liegenden, entlang des Weges vom Schneckengartl, aus Körnern bis zu 1 cm Größe zusammen. An Komponenten beinhalten sie neben weißen Kalken auch schwarze Hornsteine, Quarze und braune Sandsteine. Im Vergleich zu diesem weist das Konglomerat, rund 100 m westlich davon, mehr Grünschiefer- und dunkelrote Tonstein-Komponenten auf. Dabei können diese eine Größe von bis zu 4 cm erreichen und sind durchwegs gut gerundet. In das Hangende nimmt der Gehalt an Grünschiefer und auch die Korngröße ab. Dabei fallen sie mit 250/60 ein.

4.4. Maiersdorf-Formation

4.4.1. „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“

Der „Actaeonellenkalk“, nach PLÖCHINGER (1961), besteht vorwiegend aus einem dunkelgrauen, sandigen karbonatischen Siltstein mit eingelagerten weißen Actaeonellenschalen, die ihm ein charakteristisches Aussehen verleihen (Abb. 9). Aufgrund dessen wurde das gesamte Areal rund um diesen Aufschluss Schneckengartl genannt.

Da das Schneckengartl durch Vegetation und anthropogenen Einflüsse nicht durchgehend aufgeschlossen ist, kann folglich auch keine durchgehende Abfolge erstellt und somit seine Beziehung zum Basiskonglomerat und den Sand-

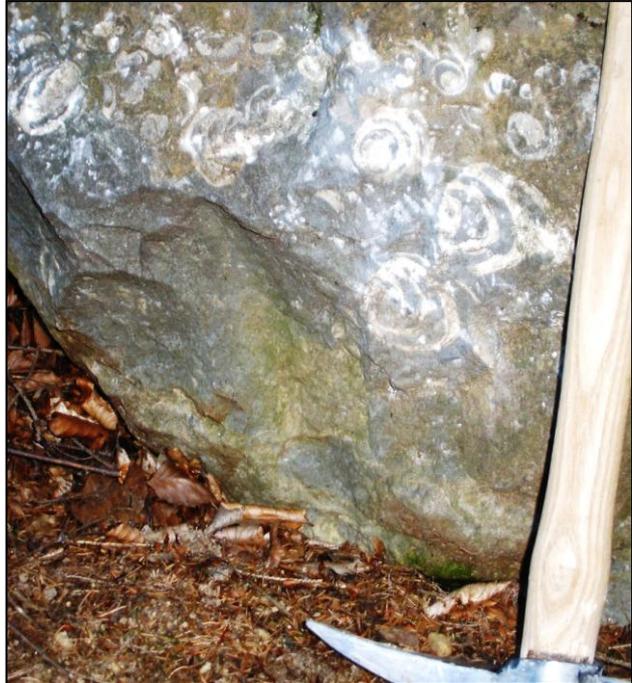


Abb. 9: „Actaeonellenkalk - Sand-, Siltstein“ beim Schneckengartl (x=731524, y=301852,35 z=561m)

steinen geklärt werden. Einzig im Feld konnte beobachtet werden, dass die Sedimente nach oben hin sandiger werden und nach unten hin gröber, fast konglomeratisch mit Gastropoden. Darunter folgt wiederum ein sandigerer Abschnitt.

Der „Actaeonellenkalk - Sand-, Siltstein“ zeigt ein Einfallen von 80° Richtung SE und ein NE-SW-Streichen.

Neben dem bekannten Schneckengartl liegen beim Aufstieg von der Zweierwiesen zum Radbauer Riegel neben Blöcken von Basiskonglomeraten und Kalken auch Actaeonellen Kalke vor. Von welchem Standort diese aber tatsächlich stammen, konnte anstehend nicht nachgewiesen werden.

4.4.2. Brachiopodenkalk

Der Brachiopodenkalk ist am Südfuß des Starhembergs situiert (PLÖCHINGER, 1961, 1967), dabei ist er entlang des Weges zur Ruine Starhemberg aufgeschlossen. Auch an der Hohen Wand am Zischkasteig oberhalb der Basiskonglomerate finden sich solche Armfüßer-führende Karbonate. Diese sind vor allem grobkörnig ausgebildet und weisen stellenweise sogar feinkörnigen Charakter auf. Sie sind rötlich-braun bis gelblich gefärbt (Abb. 10).



Abb. 10: Brachiopodenkalk am Starhemberg
($x=32525$, $y=302977$, $z=491m$)

Der Brachiopodenkalk fällt mit etwa 333/61 ein.

4.4.3. Rudistenkalk

Am Südhang des Starhembergs lassen sich neben den Brachiopodenkalcken auch Rudistenkalke finden. Diese sind gekennzeichnet durch ihre sandig, siltige Ausbildung und eben jener Bivalven-Führung.

Die Karbonatfazies der basalen Gosau-Gruppe wird im Rahmen einer Diplomarbeit von Denise Kaste (Universität Tübingen) bearbeitet und daher in dieser Arbeit nicht weiter untersucht.

4.5. Grünbach-Formation

4.5.1. Kohleflözführender Sandstein und Tonmergel

Die Grünbach Formation wurde transgressiv über die Basiskonglomerate und Karbonate abgelagert. Die Körner der kohleflözführenden Sandsteine sind hauptsächlich im Mittelsandbereich und gerundet bis subgerundet. Generell sind sie gut bis moderat sortiert. Die Sandsteinschichten sind in der Regel etwa 10 cm dick, wobei keine interne Laminierung sichtbar ist. Sie zeigen eine ENE-WSW Trend mit einem Einfallen von 50 ° bis 80 ° (Abb. 11).

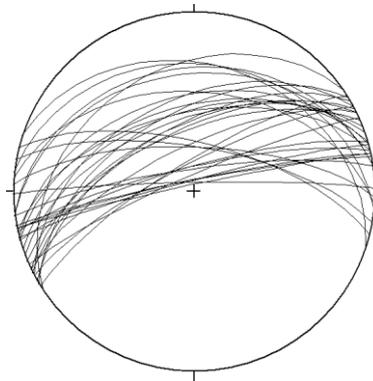


Abb. 11: Schichteinfallen der kohleflözführenden Sandsteine

Lokal führen sie auch gröbere Schichten mit gut gerundeten karbonatischen Komponenten, aber untergeordnet auch Quarzit, Hornstein und Grünschiefer. Diese grobkörnigen Sandsteine sind vor allem im NW Dreistettens situiert.

Im Grenzbereich zum Dreistettener Konglomerat, wie auch nahe Dunderlin im SE von Dreistetten, weisen die Sandsteine einen kontinuierlichen Übergang vom Mittelsandstein zu grobem Sandstein, von grobem Sandstein zu kiesführenden Sandsteinlagen und von kiesigen Sandsteinlagen zu feinem Konglomerat in m-Bereich (Abb. 12 und Abb. 13). Die Schichten haben dabei ein Einfallen von 346/50.



Abb. 12: Übergang von Sandstein zu Konglomerat in Blickrichtung E (x=732042, y=301437, z=512m)



Abb. 13 Konglomerat mit kiesigem Sandstein (x=732042, y=301437, z=512m)

Die kohleflözführenden Sandsteine können im Wechsel mit Mergel und auch Ton in cm-Schichtung treten, zum Beispiel westlich des Scherrerwirtes, entlang des Bachbettes (Abb. 14). Die Tone und Mergel an sich sind dünn laminiert und enthalten kleine Pflanzenhäcksel.



Abb. 14: Sandsteine in Wechsellagerung mit Tonen (x=732668, y=302589, z=458 m)

Auch im Süden der Ruine Starhemberg enthalten Sandsteinblöcke Pflanzenreste. Ein Beispiel hierfür ist das unten abgebildete Handstück mit Blattabdrücken (Abb. 15). Diese Blätter weisen eine Länge von mehr als 6 cm und eine Breite von 8 mm auf. Sowohl an der Basis als auch an der Spitze verlaufen sie spitz zusammen und haben ganzrandige Blattränder.



Abb. 15: Blattabdruck im kohleflöz-führenden Sandstein; Handstück S16 ($x=732658$, $y=302591$, $z=450m$)

4.5.2. Dreistettener Konglomerat

In der Neuen Welt Region um Dreistetten ist das Dreistettener Konglomerat in die kohleflözführenden Sandsteine der Grünbach Formation zwischengeschaltet. Dieses unterscheidet sich von den Basiskonglomeraten durch ihr Alter, durch andere Zusammensetzung und durch die Wechsellagerung mit Sandsteinen. Typischerweise baut das Dreistettener Konglomerat Hügel aus und ist somit leicht in der Landschaft erkennbar (Abb. 16). Im Sinne der lithostratigraphischen Gliederung wäre das Dreistettner Konglomerat als Subformation (Member) der Grünbach-Formation aufzufassen ("Dreistetten-Subformation").

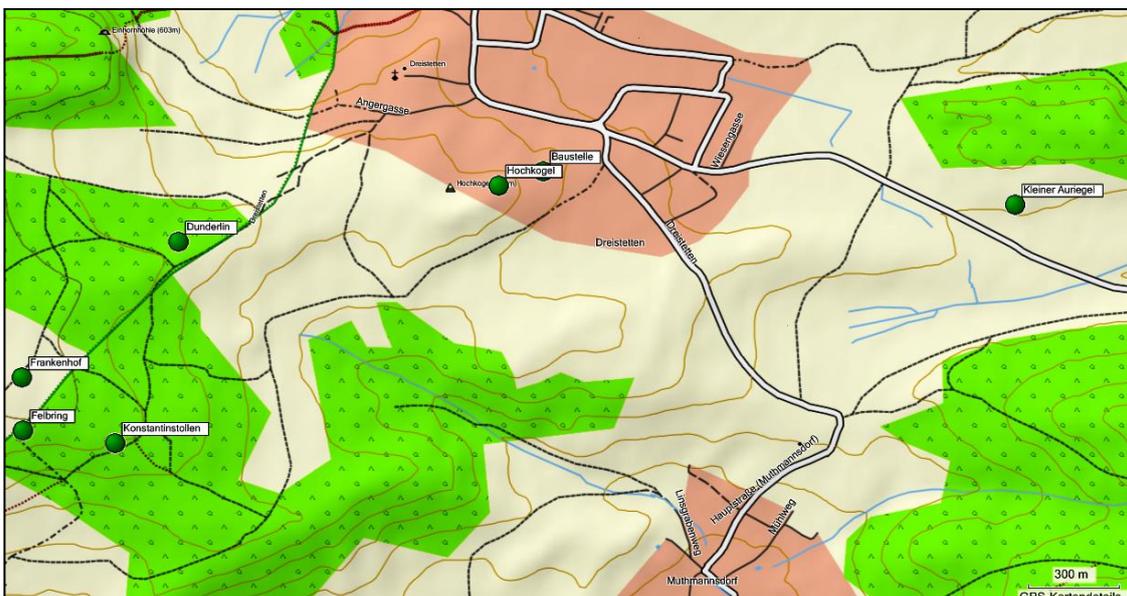


Abb. 16: Aufschlusspunkte Dreistettener Konglomerat (rot=Siedlung, grün=Wald)

Des Weiteren ist aus der Kartierungserfahrung deutlich, dass rote Erde die Konglomeratvorkommen ankündigt. Darüber hinaus sind auch immer wieder rote mergelige Strukturen innerhalb der Konglomeratschichten ersichtlich.

Bei keinem der nachfolgenden Aufschlüsse ist eine Schichtung erkennbar. Es scheint somit, dass die Gesteine allesamt weitgehend ohne Internschichtung im Gesteinsverband vorliegen (Abb. 17).



Abb. 17: Ungeschichteter Gesteinsverband des Dreistettener Konglomerates

4.5.2.1. Kleiner Auriegel

Das Konglomeratvorkommen baut den Südhang des Kleinen Auriegels auf. Dabei ragen immer wieder kleine harte Schichten aus dem Boden heraus (Abb. 18). Diese weisen ein Schichteinfallen von rund 350/57 auf.

In ihrer Zusammensetzung, neben den hellgrauen Kalken, ist auch ein hoher Anteil an Quarzen auffällig. Sie weisen im Durchschnitt eine Größe von 2 cm auf und sind gut gerundet. Daneben sind auch noch rote Kalke, angulare Grünschiefer, graugrüne Sandsteine und gut gerundete Hornsteine im unteren cm-Bereich vertreten.



Abb. 18: Konglomeratblöcke am Kleinen Auriegel (x=734927,y=301612,z=499m)

4.5.2.2. Hochkogel

Das Typusprofil dieser Lithologie ist der Hochkogel im Süden von Dreistetten. Dort wechseln die 10 cm bis 8,5 m dicken Konglomeratlagen mit cm dicken sandigen Konglomeraten. Dem entsprechend ist im oberen Teil ein 45 cm dicker kiesiger Sandstein eingelagert (Abb. 19 und Abb. 20).



Abb. 19: Aufschluss Hochkogel in Blickrichtung S (x=732923, y=301646, z=485m)

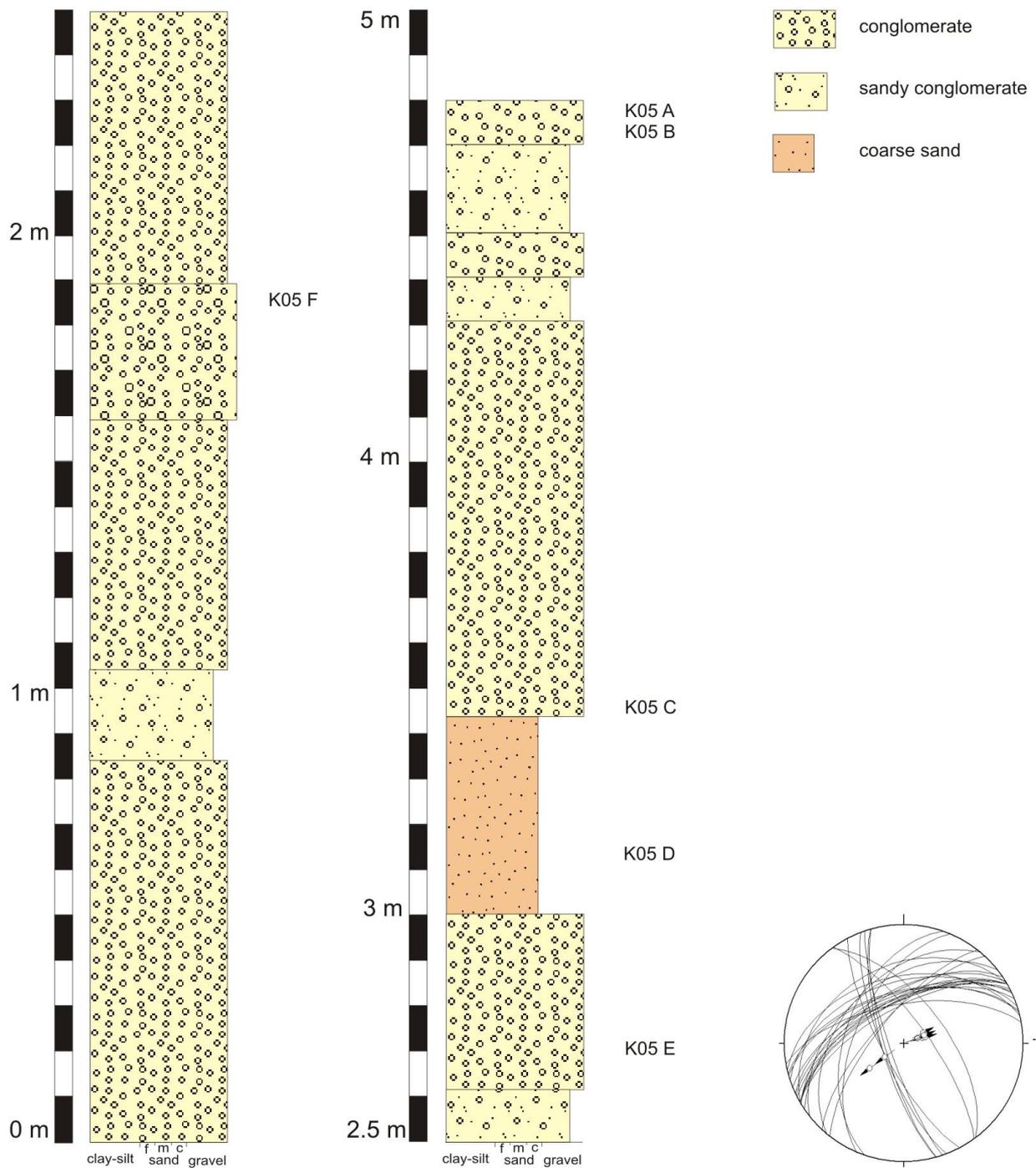


Abb. 20: Typusprofil Dreistettner Konglomerat (Dreistetten-Konglomerat-Subformation)
Hochkogel ($x=732923$, $y=301646$, $z=485m$)

Die Komponenten des Dreistetten Konglomerat beinhalten im Wesentlichen die Gesteine der Kalkalpen, vor allem Triaskalke von der nahen Hohen Wand. Die Kalksteine haben einen Durchmesser von ca. 5 cm und sind gerundet bis gut abgerundet. Außerdem führen sie Sandsteinkomponenten, die auf aufgearbeitete Gosau-Sandsteine zurückzuführen sind.

Gelegentlich können rötlicher und bräunlicher Kalkstein, cm-große, schwarze, eckige und harte Hornsteine und grau-bräunlich sandige bis schluffige Sandsteine ausgemacht werden. Des Weiteren sind auch gerundet bis subgerundete kristalline Komponenten, wie Quarzit, Gneis und graue Glimmerschiefer, die innerhalb dieser groben Schichten abgelagert wurden, zu finden (Abb. 21 und Abb. 22).



Abb. 21: Hangendster Abschnitt des Hochkogels ($x=732917$, $y=301625$, $z=490m$)



Abb. 22: Grobsandige Schicht innerhalb des Dreistettener Konglomerates am Hochkogel ($x=732912$, $y=301638$, $z=485m$)

Die Konsistenz der Dreistettener Konglomerats am Hochkogel ist kompakt und deshalb gut erhalten. Die Schichten dünnen nach Süden bzw. Nordosten hin lateral aus und somit hat das Dreistettener Konglomerat innerhalb der kohleführenden Sandsteine und Tone die Form einer Linse mit einer lateralen Erstreckung von ca. 2,4 km. Darüber hinaus verringert sich die Größe der Konglomeratkomponenten gegen NE (Felbring) deutlich von 5 cm zu maximal 2 cm durchschnittliche Korngröße (Abb. 34).

Seine Schichtung ist etwa 340/60 und Störungen fallen relativ steil mit 70° ein, verlaufen NNW-SSE und zeigen dabei eine Abschiebung an.

Das aufgeschlossene Konglomerat im Norden der Baustellenzufahrt zeigt einen Harnisch, der eine sinistrale Bewegungsrichtung anzeigt. Seine Fläche wurde mit 086/66 und einem Linear von 020/15 eingemessen (Abb. 24).



Abb. 24: Nördlicher Abschnitt der Baustelle in Blickrichtung W ($x=733041$, $y=301742$, $z=465m$)

Selbst diese nördliche Konglomeratschicht weist ebenfalls eine Wechsellagerung mit einer kiesigen Grobsandschicht auf. Dieses kompakte anstehende Gestein geht schließlich in Richtung Süden in einen durch Verwitterung lockeren Gesteinsverband von etwa 50 cm bis 10 cm großen Konglomeratblöcke über, die oftmals durch rezente Mutterbodenbildungen unterbrochen werden. Die Konglomerate werden zunehmend sandiger. Bei einem Laufmeter von etwa 42 m und 55 m sind die Bodenbildungen deutlich rot gefärbt - auch in dieser rot verwitterten Erde sind wieder verwitterte Konglomeratblöcke eingelagert. Dieser Abschnitt geht in braungraue Erde mit grobsandigen grauen Sandstein über. Innerhalb dieses Bereichs treten auch graugüne Mergel auf. Zum Ende des Profils werden die Bodenschichten wieder rötlicher mit grobsandigem Konglomerat (Abb. 25).



Abb. 25: Südlicher Abschnitt der Baustelle in Blickrichtung W ($x=733035$, $y=301687$, $z=465m$)

Das Einfallen der Konglomerate im Bereich der Baustellenzufahrt beträgt im Mittel 350/55.

Abschließend kann eine rot – sandig - mergelig graugüne Abfolge als typisch für das Auslaufen des Dreistettener Konglomerates angesehen werden.

4.5.2.4. Dunderlin

In Richtung WSW 800 m vom Hochkogel entfernt befindet sich ein weiterer Dreistettener Konglomerat Aufschluss. Dieser liegt abseits des Weges von Dreistetten nach Felbring und deutet sich vor allem durch sein erhöhtes Relief an. Er streicht etwa 22 m von Ost nach West und wird in Richtung Hohe Wand immer feinkörniger (Abb. 26). So treten bereits ca. 12 m westlich des Aufschlusses Sandsteine an die Oberfläche.

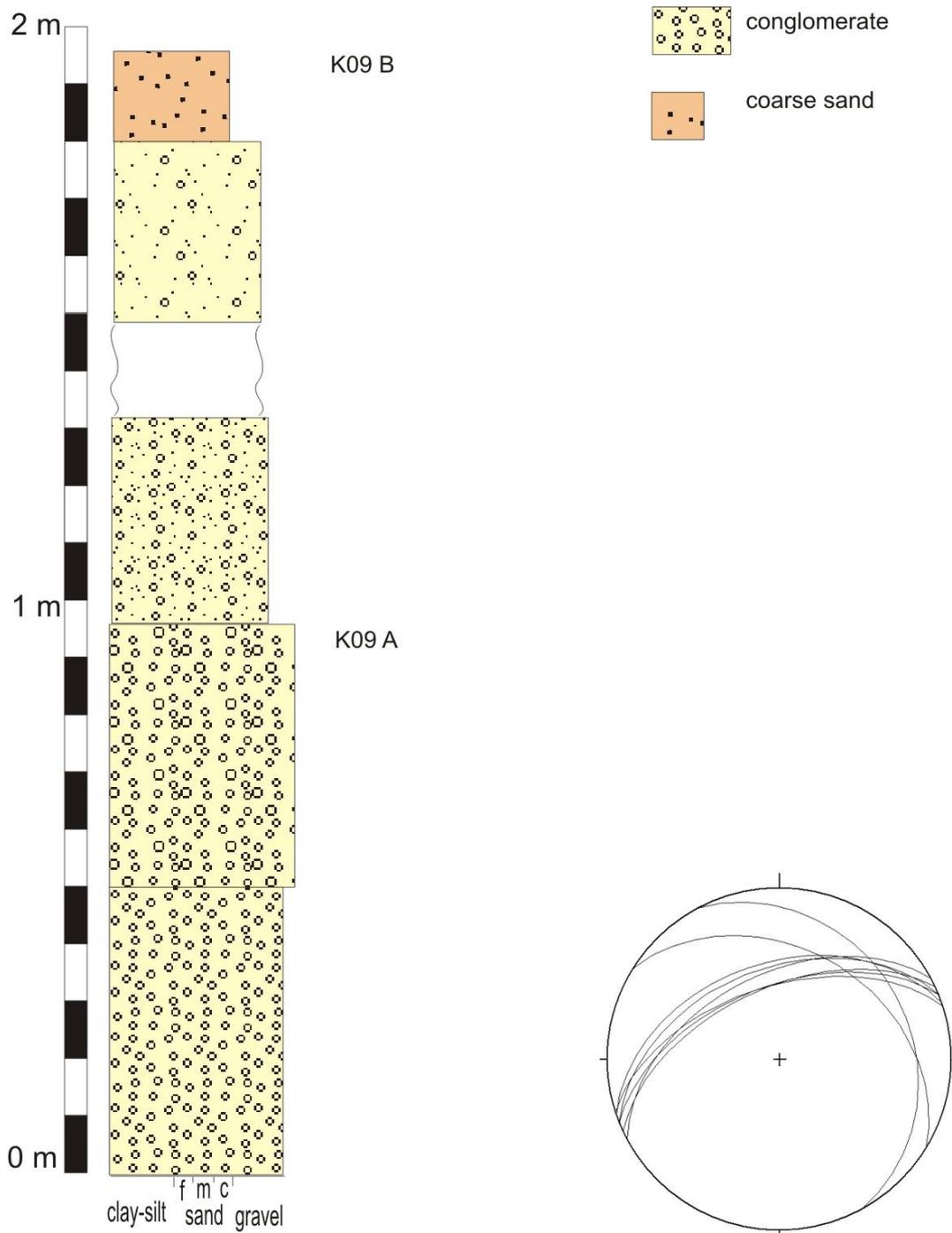


Abb. 26: Profil Dunderlin ($x=732078$, $y=301456$, $z=509m$)

Intern konnte eine Bankmächtigkeit von 20cm bis 50 cm festgestellt werden. Die groben Komponenten bestehen vor allem aus gut gerundeten hellgrauen bis dunkelgrauen Kalken, etwa 5 cm groß. Vereinzelt lassen sich auch gut gerundete braune Sandsteine und schwarze Hornsteine in 1 – 5 cm Größe finden.

Das kompakte Konglomerat wird nach oben hin immer sandiger und so nehmen die Komponenten sowohl an Größe als auch an Häufigkeit ab. Demzufolge dünnen die Schichten aus, sodass eine etwa 15 cm mächtige Grobsandsteinschicht das hangendste Schichtglied darstellt (Abb. 27).

Die Schichten fallen mit etwa 350/50 ein.



*Abb. 27: Aufschluss Dunderlin in Blickrichtung SW
(x=732078, y=301456, z=509m)*

4.5.2.5. Frankenhof

Die Äcker des Frankenhofes werden im Südosten von einem Konglomeratrücken begrenzt (Abb. 28). Dieser weist vor allem gut gerundete Komponenten bis zu 5 cm auf, die aus hellgrauen Kalken bestehen.

Daneben treten auch noch gut gerundete grüne Sandsteine und angerundete schwarze Hornsteine im untersten cm-Bereich auf.



*Abb. 28: Aufschluss Frankenhof in Blickrichtung W
(x=731637, y=301021, z=521m)*

4.5.2.6. Konstantinstollen

Im Gegensatz zu den Frankenhof-Konglomeraten gegenüber steht etwa 330 m südwestlich davon ein Aufschluss der ebenfalls mit 85° steil einfällt und ein annäherndes NS-Streichen aufweist. Dieser führt neben hellgrauen, dunkelgrauen und rotbraunen Karbonaten, schwarzen Hornsteinen und braugrauen Sandsteinen auch weiße Quarze (Abb. 29). Dabei ist anzumerken, dass die ausgezählten Kalke, die beim Frankenhof fast 80 % ausgemacht haben, hier nur noch mit 60 % vertreten sind. Ferner werden die Komponenten von Südwesten nach Nordosten (hangend zu liegend) feiner, so nehmen sie von 5 cm nach 0,5cm ab und der rechte Bereich des Aufschlusses erscheint sandiger.



Abb. 29: Aufschluss Konstantinstollen in Blickrichtung W ($x=731882$, $y=300800$, $z=491m$)

Die Sedimente weisen im feinkörnigeren Abschnitt ebenfalls einen Harnisch auf. Seine Harnischfläche misst 079/68 und seine Lineation 023/25, mit einem sinistralen Schersinn (Abb. 30). Diese Werte stimmen sehr gut mit denen vom Harnisch der Baustelle überein.

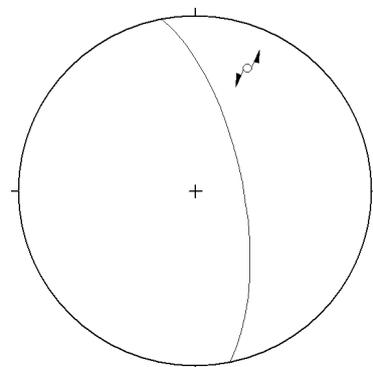


Abb. 30: Harnisch bei Konstantinstollen

4.5.2.7. Felbring

Dort wo sich nun der anthropogen geschaffene Aufschluss NE von Felbring befindet, stand früher, zur Zeit des Kohlebergbaues, ein Gebäude (Abb. 31).



Abb. 31: Aufschluss Felbring in Blickrichtung W ($x=731638$, $y=300843$, $z=596m$)

Bei diesem Aufschluss ist das Ausdünnen der Dreistettener Konglomeratlinse deutlich. Dies ist der südlichste, äußerste Aufschluss und besteht vorwiegend aus Sandsteinen.

Die Konglomeratschicht selbst ist etwa 2 m dick und bildet dabei die hangendste Einheit, darunter folgen grobkörnige Sandsteine (Abb. 32 und Abb. 33)

Die Bestandteile der Konglomerate haben einen Durchmesser von maximal 2 cm und haben einen höheren Quarzanteil. Im Vergleich zu den anderen Aufschlüssen sind diese Gesteine feinkörniger und siliziklastischer.



Abb. 32: Auskeilende Konglomeratlinse bei Felbring ($x=731638$, $y=300843$, $z=596m$)

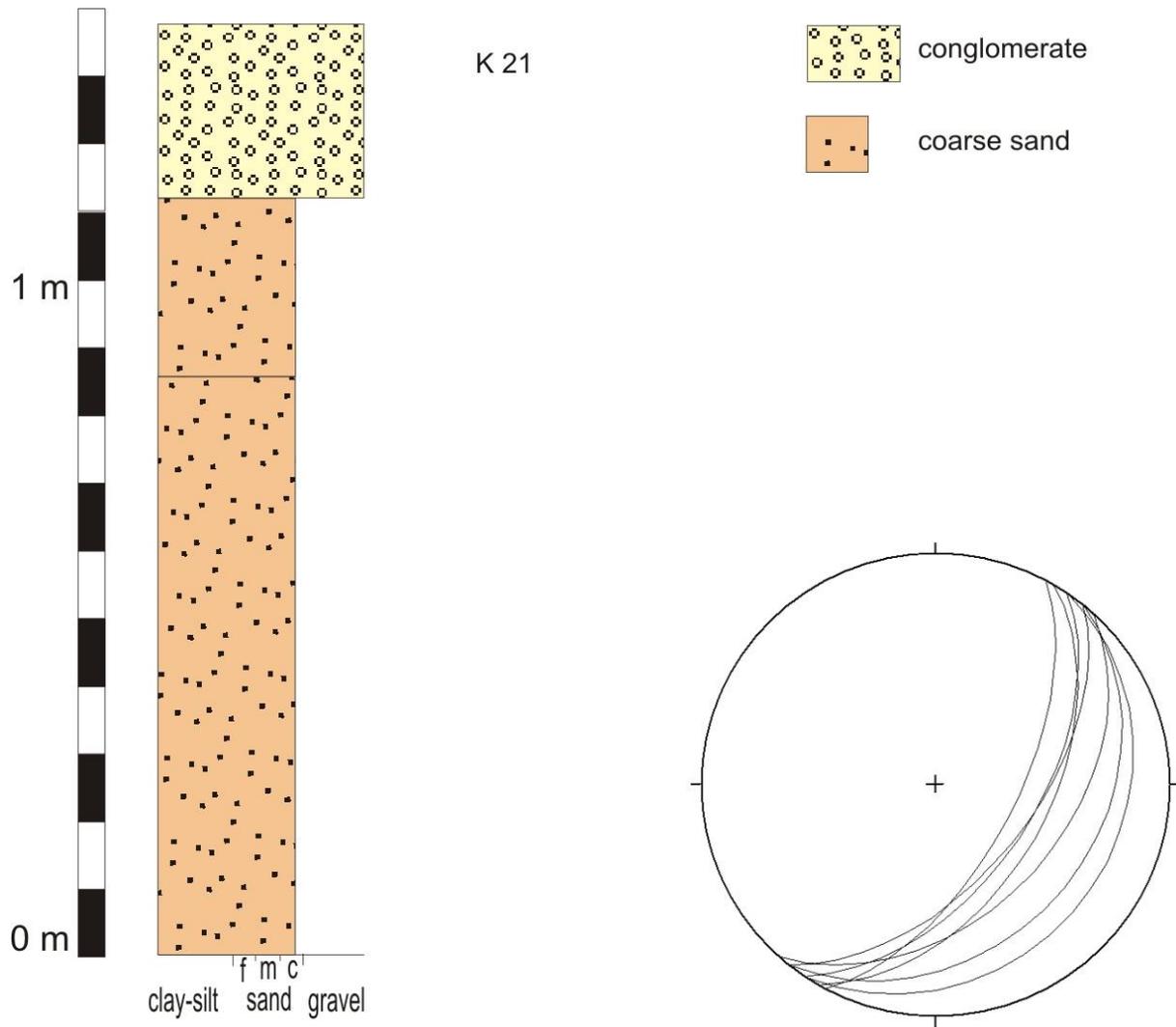


Abb. 33: Profil Felbring (x=731638, y=300843, z=596m)

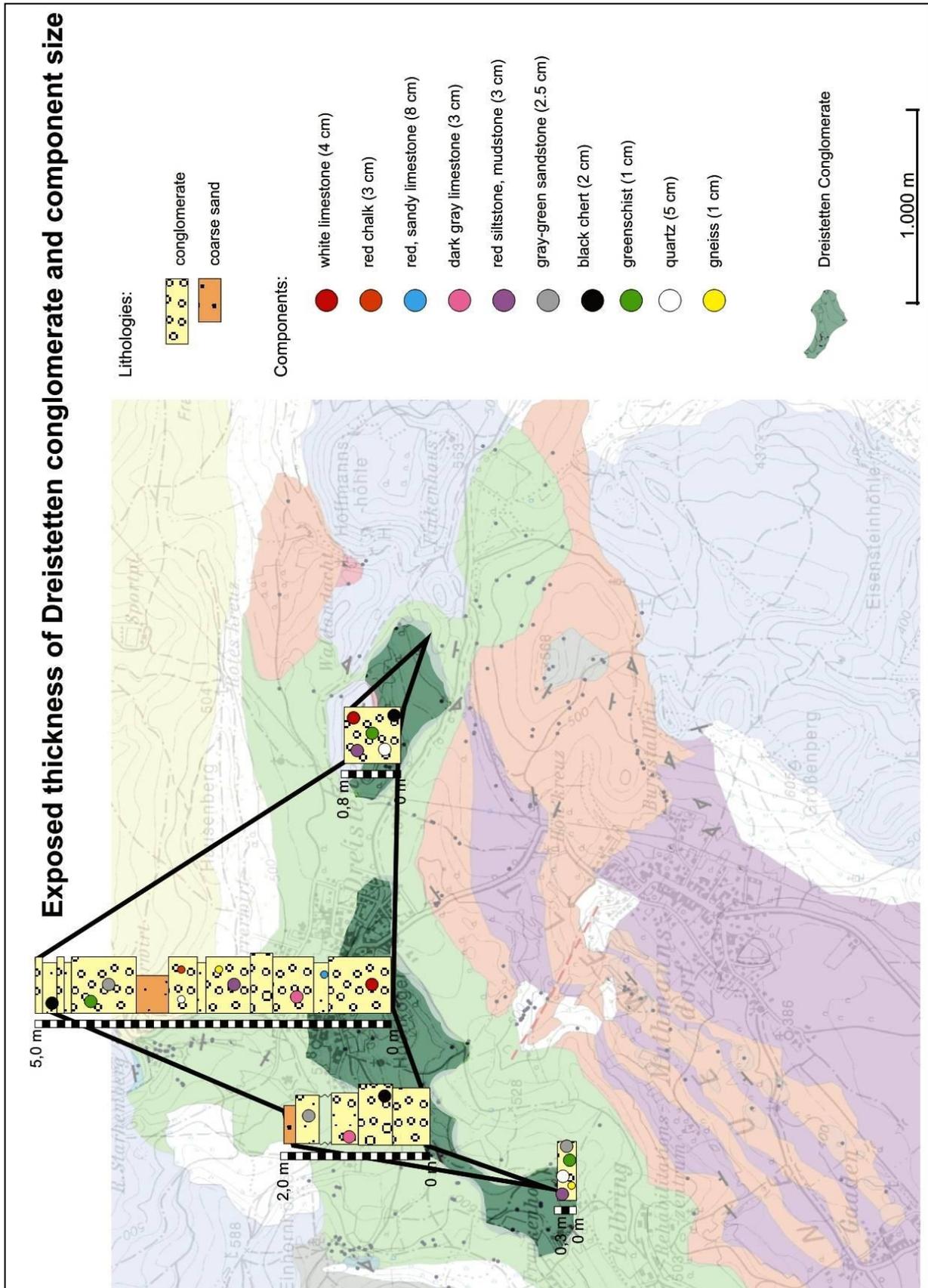


Abb. 34: Darstellung der ausdünnenden Aufschlussmächtigkeiten und Komponentengrößen des Dreistettener Konglomerates

4.6. Piesting-Formation

4.6.1. Orbitoidensandstein

Topographisch lassen sich die Orbitoidensandsteine eindeutig von den anderen Gesteinen unterscheiden, weil diese härteren Gesteine wie Käbme aus dem bereits hügeligen Gelände hervortreten (Abb. 35). Auf die genaue Lage der Orbitoidensandstein-Züge wird im Kapitel 8 näher eingegangen.

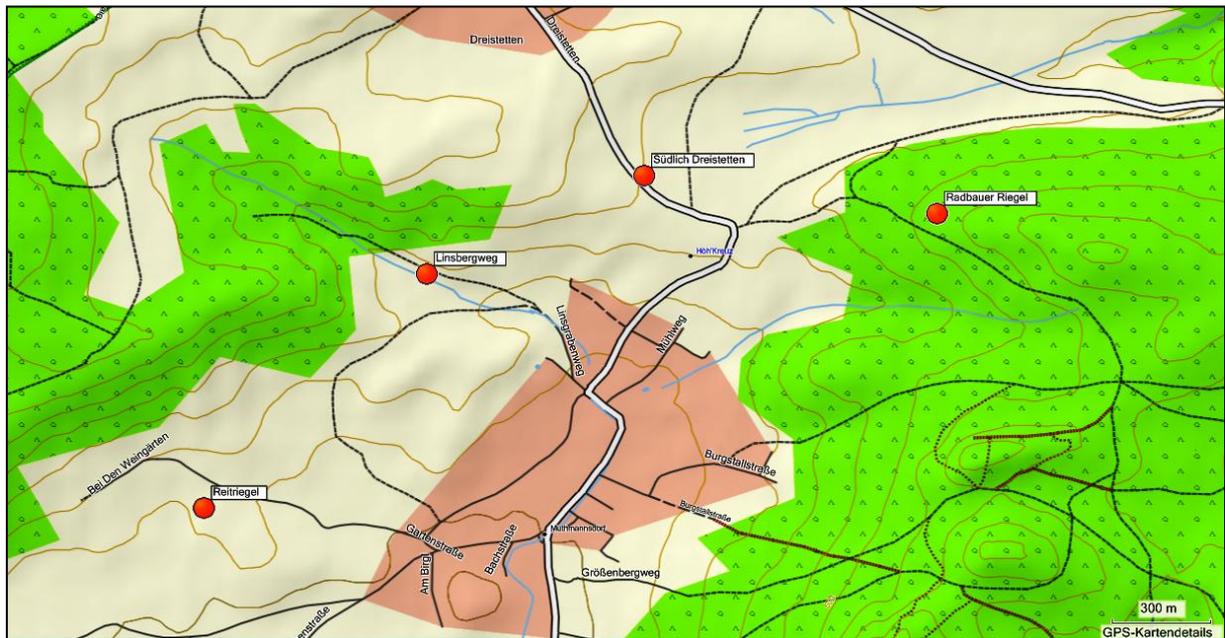


Abb. 35: Aufschlusspunkte der Orbitoidensandsteine (rot=Siedlung, grün=Wald)

Sie bestehen meist aus gut sortierten Fein- und Mittelsanden. Diese Gesteine zeigen eine etwa 5 cm mächtige Schichtung. Im Vergleich zu den kohleführenden Sandsteinen enthalten diese Sandsteine mehr siliziklastischen Eintrag.

4.6.1.1. Südlich Dreistetten

Der liegendste Orbitoidensandsteinzug ist unmittelbar südlich des Ortes Dreistetten durch einen Straßendurchbruch (Straße Dreistetten-Muthmannsdorf) aufgeschlossen (Abb. 36).



Abb. 36: Aufschluss S Dreistetten in Blickrichtung ESE ($x=731501$, $y=301899$, $z=640m$)

Dabei weisen die einzelnen Schichten eine Dicke von 2 cm bis 7 cm und eine Korngröße von Mittelsand auf, wobei auch grobsandigere Abschnitte eingeschaltet sind. Eine horizontale Schichtung ist erkennbar.

Generell ist dieser Orbitoidensandstein sehr homogen aufgebaut. Er fällt etwa 330/50 ein.

4.6.1.2. Radbauer Riegel

Die Sandsteine am Radbauer Riegel sind im Allgemeinen grob ausgebildet und zeigen auch einen feinkonglomeratischen Charakter. Lokal enthalten die Orbitoidensandsteine subangulare Grünschiefer, Gneise und gut angerundete Quarzite mit mittlerer Körnung. Darüber hinaus weisen sie eine Schichtung im unteren cm-Bereich auf. Dabei konnte am Südrand des Radbauer Riegels, entlang des Forstweges in Richtung Fischauer Vorberge, eine Wechsellagerung von einer 2 cm mächtigen konglomeratischen Sandsteinbank zu einer 3 cm dicken Sandsteinbank beobachtet werden, ebenso auch am Wege zur Burgstallhütte eine gut geschichtete Sandsteinschicht mit 3 cm im Hangenden und eine rund 10 cm mächtige Schicht, mit gut gerundeten Komponenten im cm-Bereich, im Liegenden (Abb. 37).



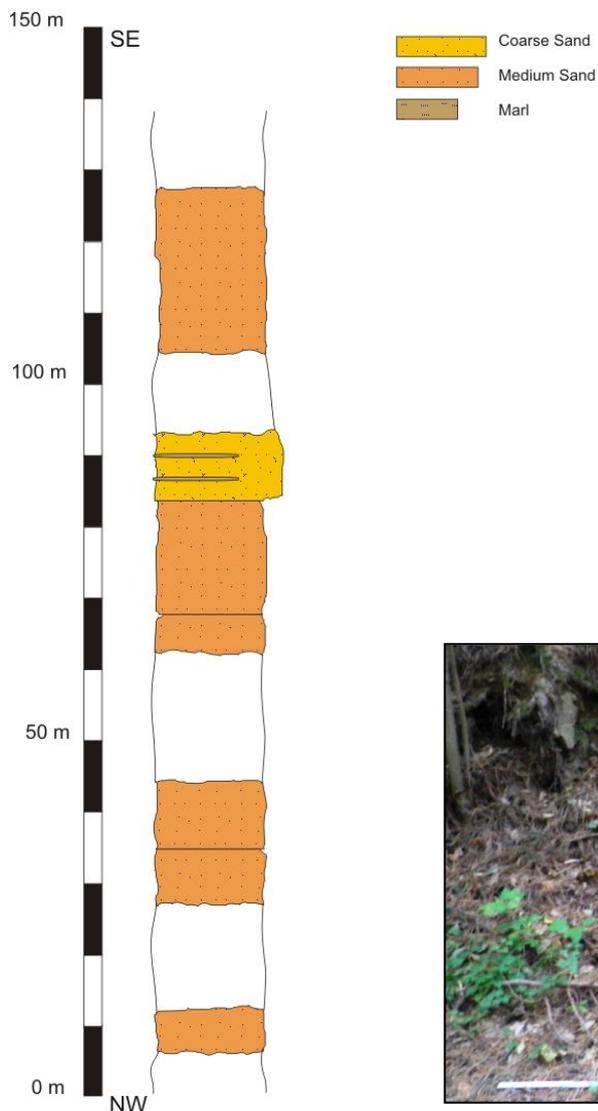
Abb. 37: Konglomeratischer Orbitoidensandstein ($x=734354$, $y=300915$, $z=506m$)

Am östlichen Rand der Neuen Welt streichen diese Sandsteinschichten NW-SE und fallen mit etwa 50° nach SW ein.

4.6.1.3. Linsbergweg

Die Orbitoidensandsteine am Linsbergweg sind im Vergleich dazu inhomogener und haben eine Korngröße vom Mittelsand. Darüber hinaus konnten in einer grobsandigen Schicht eckige Hornsteine und Quarze in Kies-Größe ausgemacht werden.

Entlang des Linsberggrabens, dessen Bedeutung für das heutige Aussehen der Neuen Welt im Kapitel (7. Aufbau der Grünbach Synklinale) dargelegt wird, wurde ein Profil aufgenommen, um die interne Abfolge und die mögliche Wechsellagerung mit dem Inoceramenmergel zu klären (Abb. 38 und



aufgenommen, um die interne Abfolge und die mögliche Wechsellagerung mit dem Inoceramenmergel zu klären (Abb. 38 und Abb. 39).

Die meisten Sandsteine entlang dieses Weges liegen als Blöcke vor und stehen nur vereinzelt an. Es wurde ein Einfallen von rund 320/45 gemessen, wobei fraglich ist, ob diese Sedimente tatsächlich anstehen und inwieweit der unmittelbar südlich verlaufende Bach sie vertrug.



Abb. 38: Profil Linsberg
($x=731840, y=299070, z=491m$)

Abb. 39: Abschnitt mit Sandsteinblöcken entlang des
Linsbergweges ($x=731840, y=299070, z=491m$)

4.6.1.4. Reitriegel

Im Osten der Hohen Wand, entlang des Reitriegels, streichen die Orbitoidensandsteine in Form von mehreren Hügelzügen von NE nach SW. Diese treten mehr oder weniger deutlich, wie auch in Dreistetten, aus der Morphologie hervor und bilden größere und kleinere Erhebungen aus. Insgesamt konnten etwa 4 Orbitoidensandsteinzüge (PLÖCHINGER, 1961, 1967) westlich von Muthmannsdorf ausgemacht werden (Abb. 40 und Abb. 41).



Abb. 40: Blickrichtung N ($x=732877$, $y=300940$, $z=430m$)



Abb. 41: Blickrichtung S ($x=732877$, $y=300940$, $z=430m$)

An diesem Standort sind die Orbitoidensandsteine relativ homogen ausgebildet und weisen eine mittlere Korngröße von Sand auf. Die einzigen fossilführenden Aufschlüssen liegen im SW von Muthmannsdorf auf einem kleinen Hügel und beinhalten Schalen und große Ansammlungen von Foraminiferen, zum Beispiel Orbitoiden. Die Foraminiferen zeigen eine geringe horizontale Ausrichtung (Abb. 42).



Abb. 42: Fossilführender Orbitoidensandstein; Handstück OS 36 (x=732891, y=300350, z=418m)

Die Schichtung der Reitriegelsandsteine konnten an einem Aufschluss rund 350 m südwestlich des Linsbergweges gut nachvollzogen werden und liegen rund NNE-SSW und fallen mit etwa 65° ein (Abb. 43). Des Weiteren wurde eine steile, annähernd N-S verlaufende Störung eingemessen.



Abb. 43: Orbitoidensandsteinaufschluss am nördlichen Ende des Reitriegels (x=732955, y=300435, z=430m)

4.6.2. Inoceramenmergel

Zusammen mit dem Orbitodensandstein treten die Inoceramenmergel in der Mitte der Grünbach Mulde als jüngstes Schichtglied im untersuchten Bereich auf.

Die Inoceramenmergel sind aufgrund ihrer geringen Beständigkeit gegenüber der Verwitterung ungenügend aufgeschlossen, außerdem sind diese Mergel auch sehr weich ausgebildet und deshalb konnte sich auch ein sumpfiges Gebiet im Südosten von Dreistetten und im Süden von Muthmannsdorf ausbilden. Darüber hinaus bildet der Inoceramenmergel feuchten Boden aus, der sehr fruchtbar ist und ist daher hervorragend für die Landwirtschaft geeignet. So wird die Mergel-Region von Dreistetten und Muthmannsdorf seit langem als Ackerland bewirtschaftet.

Das feinkörnige Sediment ist in der Regel ein grauer feinsandiger Mergel mit Glimmerplättchen. Lokal treten sandige Abschnitte auf oder Pflanzenreste erscheinen innerhalb der Lagen. Einige von ihnen zeigen eine feine horizontale Laminierung.

Am Ostende von Muthmannsdorf, auf dem Weg zur Burgstallhütte auf den Fischauer Vorbergen, ist der Inoceramenmergel in Stufen aufgeschlossen. Mehrere Lagen sind bis zu 7 cm dick und streichen NNE-SSW mit einem steilen Einfallen von 80 ° in Richtung WNW (Abb. 44).



Abb. 44: Aufschluss am Weg zur Burgstallhütte in Blickrichtung NE
($x=734222$, $y=300370$, $z=481m$)

Immer wieder konnten in den Sedimentblöcken am westlichen Fuße der Fischauer Vorberge Molluskenabdrücke und Ichnofossilien gefunden werden (Abb. 45 und Abb. 46). Nach BACHMAYER (in PLÖCHINGER, 1961) wurden östlich von Muthmannsdorf ebenso Grabgänge innerhalb der Inoceramenmergel entdeckt und die darin angetroffenen Krebse auf den Genus *Callianassa* bestimmt.



Abb. 45: Abdrücke einer Molluske im Inoceramenmergel am Fuße der Fischauer Vorberge



Abb. 46: Spurenfossil eines Ganges im Inoceramenmergel

4.7. Radbauer Grobklastika (Alterstellung unbekannt)

Das am Westrand der Fischauer Vorberge im Gipfelkambereich des Radbauer Riegels vorkommende Konglomerat ist schlecht aufgeschlossen. Die Sedimente liegen vorwiegend als Blöcke am Waldboden und vielfach lässt nur die steilere Morphologie über den Orbitoidensandsteinen solch ein Vorkommen vermuten. Dabei wird angenommen, dass dieses Gestein aufgrund seiner Zusammensetzung aus harten Komponenten schlecht erodierbar ist und daher Erhebungen im Gelände ausmacht.



Sein Vorhandensein am Radbauer Riegel deutet sich durch das merkliche Steilerwerden des Hügels an (Abb. 47).

Abb. 47: Merkliches Steilerwerden des Radbauer Riegels ($x=734625, y=300644, z=559m$)

Wegen des gut entwickelten Waldbodens und dem dichten Wurzelwerk ist eine exakte Abgrenzung zum umgebenden Gestein nicht möglich und wird nur nach reliefbedingten Anzeichen unterschieden. Auch dieses Sediment ist gut sortiert und weist ein matrixgestütztes Gefüge mit gut gerundeten Komponenten auf. Es weist ein Streichen von NW-SE auf und fällt mit etwa 60° ein.

Das Sediment ist aus Geröllen von Grünschiefern, Quarzen, Gneisen, Hornsteinen und untergeordnet auch aus hellgrauen Kalken und graubraunen Sandsteinen zusammengesetzt. Ihre Korngröße und -rundung ist materialabhängig. So sind die Quarze, mit einer Größe bis zu 1 cm, gut gerundet. Auch die schwarzen Hornsteine, Kalke und Sandsteine sind gut gerundet und weisen 0,5 cm auf. Hingegen haben die Grünschiefer eine rechteckige Form und erreichen allenfalls nur 0,5 cm.



Abb. 48: Quarzit-, Gneis- und Grünschiefer-Gerölle am Radbauer Riegel

Darüber hinaus befinden sich lose Sandstein-Blöcke, die auffällig reich an grünen Phyllit- und Grünschiefer-Komponenten sind. Jedoch konnte aufgrund der schlechten Aufschlussbedingungen nicht geklärt werden, ob es sich um stark verwitterte Lagen im Konglomerat oder um aufgearbeitete Materialien handelt. Auch der Ursprung der am Radbauer Riegel vereinzelt auftretenden Orbitoidensandstein-ähnlichen Blöcke konnte aus diesen Gründen nicht geklärt werden.

Im Bereich des Radbauer Riegels treten neben triassischen Kalkblöcken auch Unterostalpine Gerölle auf. Diese sind im Allgemeinen sehr gut gerundete und bis zu 5 cm große grüne Quarzite vom Typ Semmeringquarzit und feldspatreiche und helle Gneise, die anscheinend ebenfalls dem Unterostalpinen Kristallin angehören. Es konnten auch noch bis zu 10 cm große angerundete grüne Phyllite bis Grünschiefer ausgemacht werden, die der Grauwackenzone entsprechen (Abb. 48). Nach Auskunft von Ralf Schuster (Geol. B.-A.) entsprechen die unterostalpinen Gerölle am ehesten Gesteinen aus dem Troiseckzug und der Semmering-Einheit.

Zusammenschau und Diskussion:

Die lithofazielle und stratigraphische Ausbildung der Gosau-Gruppe im Gebiet Dreistetten, am Ostrand der Grünbacher Mulde, ist generell durch die Entwicklung des Bereichs während und nach der eoalpinen Orogenese gesteuert.

Infolge dieser Gebirgsbildung mit Deckenüberschiebungen und Krustenverkürzungen fielen große Areale der Nördlichen Kalkalpen trocken und waren somit stark der Verwitterung in einem tropisch-subtropischen Bereich exponiert.

Die Bauxite bilden sich unter humiden, tropischen bis subtropischen und subaerischen Bedingungen in Hohlräumen der im Liegenden bereits stark erodierten und verkarsteten Karbonate. Im Falle der Bauxite von Dreistetten handelt es sich hierbei um Dachsteinriffkalke aus dem Oberrhätium, in denen hauptsächlich verwitterte Phyllite in den Paläokarst eingeschwemmt wurden. Durch Sedimentbedeckung sind diese vor weiterer Erosion geschützt worden und bildeten sich in situ zu diesen hier charakteristischen Bauxiten um (BARDOSSY, 1961, MINDSZENTY et al., 1987). Ihr Alter lässt sich auf Turonium bis Coniacium schätzen (OBERHAUSER, 1957, 1960), im Vergleich mit den Vorkommen von Unterlaussa auf wahrscheinlich spätes Turonium (FAUPL & WAGREICH, 1992).

Die Basiskonglomerate gehen mit zunehmender Transgression in Brachiopoden-, Rudisten- und Actaeonellenkalke über. Die Armfüßer wurden erstmals von ZITTEL (1866) als *Terebratula biplicata*, *Terebratulina striata* und *Rhynchonella compressa* bestimmt. Die Gastropoden vom Schneckengartl wurden als *Actaeonella* sp. definiert. Laut KOLLMANN (1967) treten dort solche der Art *Trochactaeon sanctaerucis* auf. Nannofossilien und Ammoniten (*Placenticeras polyopsis*) belegen ein santones Alter (Spätes Santonium bis Santonium/Campanium). Der Rudistenkalk an der Südseite des Starhembergs wird dem Hippuritenriff in Grünbach gleichgesetzt. Die Untersuchung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Isotope hat ein chronostratigraphisches Alter von Spät Santonium ergeben. (SUMMESBERGER et al., 2000, 2002; STEUBER, 2001, 2004).

Diese Fauna zeigt an, dass sie im warmen seichten Bewegtwasser am randlich marinen Bereich auf einem festen Untergrund gelebt haben. Die unterschiedlichen Lithologien, wie Sand- und Siltsteine und Rudisten- und Brachiopodenkalke, zeigen verschiedene Ablagerungsmilieus auf. Generell ist bei der Maiersdorf-Formation von einer seichtmarinen, küstennahen Fazies mit lokalen Eigenheiten auszugehen.

Der Übergang von kontinental zu seichtmarin ist gekennzeichnet durch den Übergang von den „Basiskonglomeraten“ der Kreuzgraben-Formation zu den überlagernden marinen Ablagerungen. Die gut sortierten, gerundeten und rötlichen Sedimente der Kreuzgraben-Formation sprechen für ein fluviatil-alluviales Ablagerungsmilieu (WAGREICH, 1988). Seine lithofazielle Zusammensetzung schwankt je nach Hinterland und dessen Erosionsstadium. Aufgrund seiner Bauxitführung kann davon ausgegangen werden, dass diese Klastika aus dem Zeitbereich Coniacium bis spätes Santonium stammen.

Durch schwankende Meeresspiegel und Auffüllung des Beckens mit Sedimenten bildeten sich abwechselnd eine Küstenebene mit lakustrinen Bereichen und ein flacher Meeresbereich aus mit kleinen Eilanden. In diese Bereiche wurde das Erosionsmaterial von Höhenzügen im Hinterland transportiert und abgelagert (LEIN, 1984). Die kohleführenden Sandsteine und Tone der Grünbach-Formation führen lokal viele Fossilien. Die Weidenblätter (*Salices*) aus dem Sandstein zeigen mit ihren dünnen langen Blättern ein tropisches feuchtes Klima an. Weidenbäume treten bevorzugt an Überschwemmungsgebieten ausgedehnter Flusssysteme auf.

Das Dreistettener Konglomerates innerhalb der Grünbach-Formation ist in Form eines Schotterfächers ausgebildet, wobei eine Schüttungsrichtung dieses Schwemmkegels aus dem Norden angenommen wird. Diese fluviatilen Ablagerungen gehen über in die kohleführenden Sande und Tone. Sie sprechen mit ihrer Wechsellagerung und lateralen Inhomogenität für ein ausgedehntes Absatzmilieu seichtmariner Sande bis hin zu küstennahen Sümpfen und einer Küstenebene, die in den randlichen Bereichen immer wieder Verlandungen und Verbrackungen ausgesetzt waren.

Zusammenfassend kann postuliert werden, dass es sich bei der Grünbach-Formation um ein breites Ablagerungsspektrum mit stetigen Wendungen seichtmariner bis limnisch-brackischer Fazies handelt.

Die Unteren Gosau Subgruppe (LGS) zeichnet sich durch seichtmarine bis terrestrische Sedimente aus, die im Spätturonium bis Campanium/Maastrichtium in störungsgebundene Becken abgelagert wurden.

Nach einer kurzzeitigen diachronen Phase einer Hebung, Deformation und der daraus resultierenden Erosion der Nördlichen Kalkalpen, senkte sich das Gosabecken rapide ab.

Infolgedessen lagern sich die vollmarinen Sandsteine und Mergel der Oberen Gosau Subgruppe (UGS) winkeldiskordant während dem Maastrichtium ab (WAGREICH, 1991, 1993, 1995).

Als Folge dieser Subsidenz des Ablagerungsraumes bildeten sich die Orbitoidensandsteine der Piesting-Formation aus. Ihre Foraminiferen (*Orbitoides media planiformis*, *Orbitoides tissoti*, *Orbitoides apiculata grünbachensis* (PAPP, 1956)) zeigen ein vollmarines Milieu an.

Die feinkörnige Ausbildung der überlagernden Inoceramenmergel lässt auf eine Ablagerung in einem ruhigen Meeresbecken schließen, wie auch Fossilfunde belegen.

Zudem zeigt die Organismengruppe der Inoceramen (*Trochoceras cf. morgani*, *Trochoceras cf. dobrovi*; „Inoceramen Fauna“, SUMMESBERGER et al. (2002)) ein vollmarines Milieu an und tritt vom Küsten- bis in den Schelfbereich auf (FAUPL, 2003).

Hinsichtlich der sedimentären Ausbildung der Inoceramenmergel und Orbitoidensandsteine der Piesting-Formation kann von einem Ablagerungsbereich im Schelfbereich ausgegangen werden.

Die von PLÖCHINGER (1961) als „Gosaubasiskonglomerat“ beschriebenen Grobklastika am Radbauer Riegel sind in ihrer Stellung umstritten. Es weist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf ein jüngeres Alter hin und scheint zumindest auf den Orbitoidensandsteinen aufzuliegen. Die Erkenntnisse aus der Lithostratigraphie, ebenso in den betreffenden Kapiteln behandelten Sedimentpetrographie und Schwermineralanalyse sprechen dafür, dass die Radbauer Grobklastika nicht mehr zum Ablagerungszyklus der Gosau-Gruppe von Grünbach gehören und vermutlich ein jüngeres Alter (Paläogen oder Neogen) aufweisen.

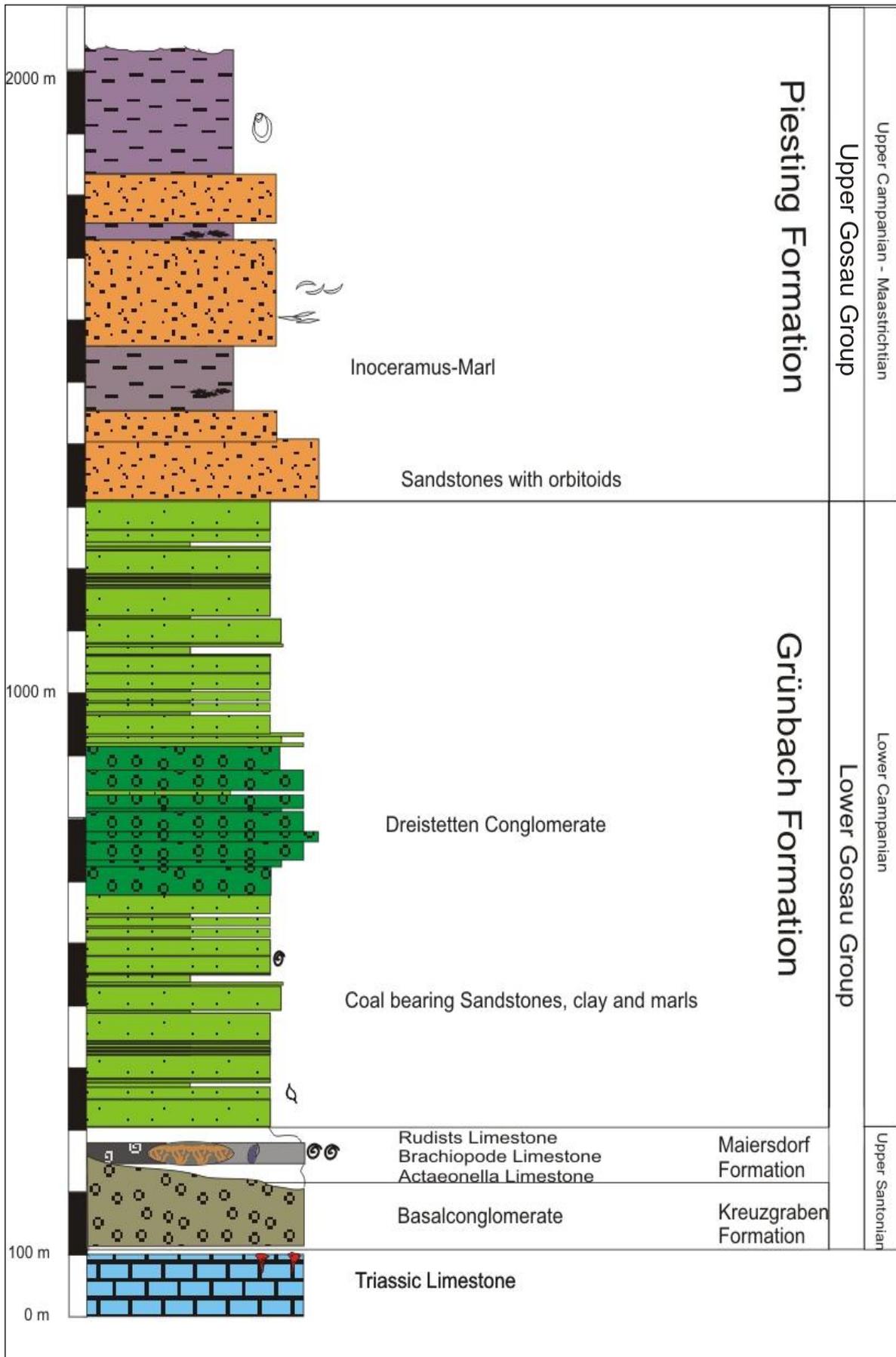


Abb. 49: Schichtabfolge der Gosauablagerungen von Dreistetten und Muthmannsdorf

5. Sedimentpetrographie der Sandsteine und Konglomerate

5.1. Kreuzgraben-Formation, Basiskonglomerat

Die Basiskonglomerate im Gebiet Dreistetten unterscheiden sich deutlich vom Dreistettener Konglomerat. Sie differenzieren sich nicht nur aufgrund ihrer Komponenten, sondern auch durch ihre sedimentäre Ausbildung, wie Größe, Kornrundung und Gefüge.

Makroskopisch lassen sich am Aufschluss am Schneckengartl, wie bereits erwähnt, vor allem rote Tonsteine und Grünschiefer (jeweils rund 40%) als Komponenten finden. Auch weiße Kalke sowie Quarze, Hornsteine und Sandsteine sind vorhanden. Horizontal schwankt der Gehalt an Grünschiefern, so ist eine Abnahme dessen ins Hangende merklich.

Die Komponenten selbst sind zwischen 0,5 cm bis 4 cm groß, gut gerundet und gut sortiert (Abb. 51).

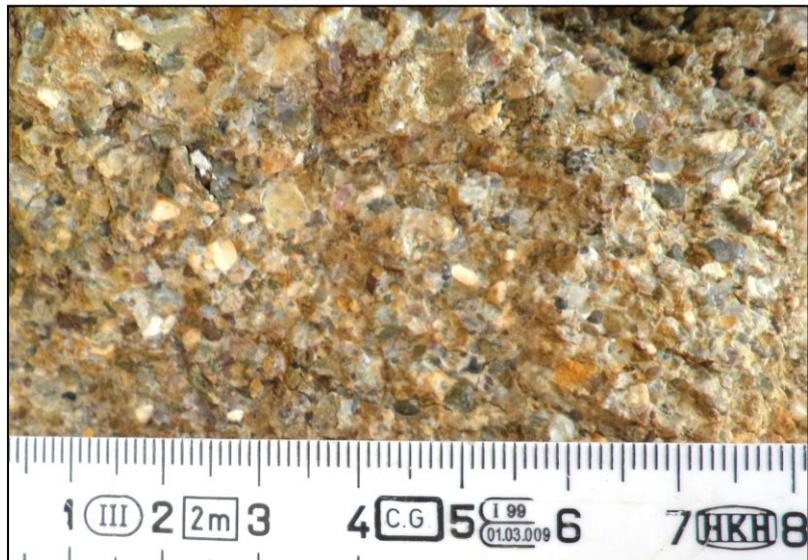


Abb. 50: Basiskonglomerat am Schneckengartl, Aufschlussfoto

Mikroskopisch ist ein komponentengestütztes Gefüge ersichtlich. Die Sortierung der Komponenten ist in den Dünnschliffen ausnahmslos schlecht und die Körner eckig mit beginnender Kantenrundung mit einem Kalzit-Zement.

An Komponenten wurden vorwiegend polykristalline Quarze, ausgemacht. Feldspäte sind in den Schliffen kaum vorhanden und auch Glimmer, wie Muskovit und Biotit, sind selten. Als Gesteinsfragmente wurden phyllitische Schiefer, Karbonat-reiche Sandsteine und Tonsteine sowie mikritischer Kalkstein ausgemacht. Diese haben eine runde bis ovale Form und können eine Größe bis zu 1 cm erreichen (Abb. 51).

Darüber hinaus sind in den Schliffen keine Fossilien vorzufinden.

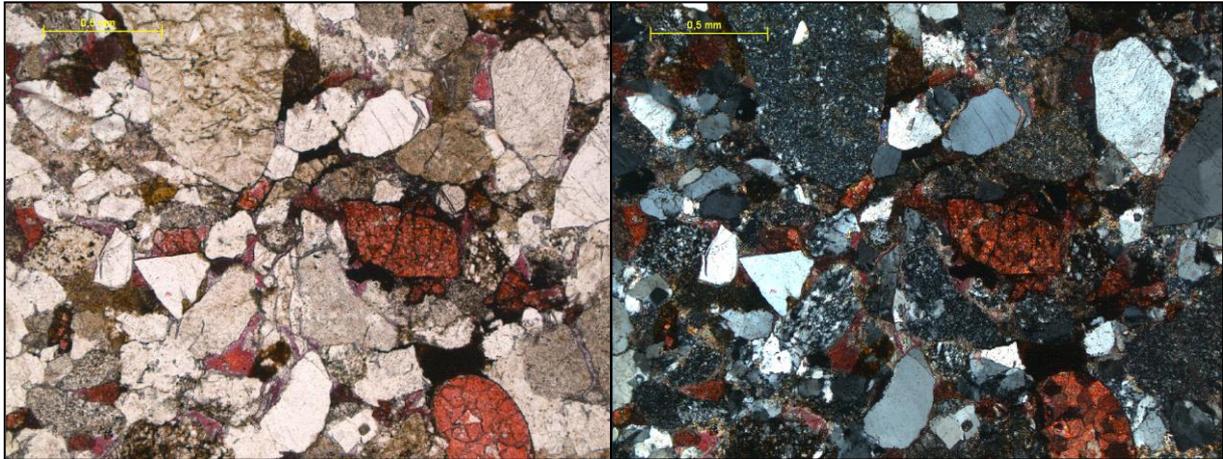


Abb. 51: Schlecht sortiertes Basiskonglomerat mit Komponenten, eckig mit beginnender Kantenrundung (links: PPL, rechts: XPL); Probe GRÜ 09/6B

5.2. Maiersdorf-Formation, „Actaeonellenkalk–Sand-, Siltstein“

Der „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“ ist bereits aufgrund seines charakteristischen Aussehens deutlich zu erkennen. Ein dunkelgraues feinsandig-mergeliges Sediment mit weißen karbonatischen Gastropodenschalen (Abb. 53).

Im Dünnschliff ist eine gute bis sehr gute Sortierung erkennbar. Das Gefüge ist komponentengestützt und seine Komponenten weisen eine eckige Rundung auf.



Abb. 52: Dunkelgrauer Mergel in einer Gastropode; Handstück AK01

Er besteht aus monokristallinen und polykristallinen Quarzen und Gesteinsfragmenten, die sich aus Sandsteine zusammensetzen. Diese wiederum bestehen aus Quarzen, Pflanzenhäcksel und sonstigen Lithoklasten. Als biogene Komponenten konnten auch andere Gastropoden ausgemacht werden (Abb. 53).

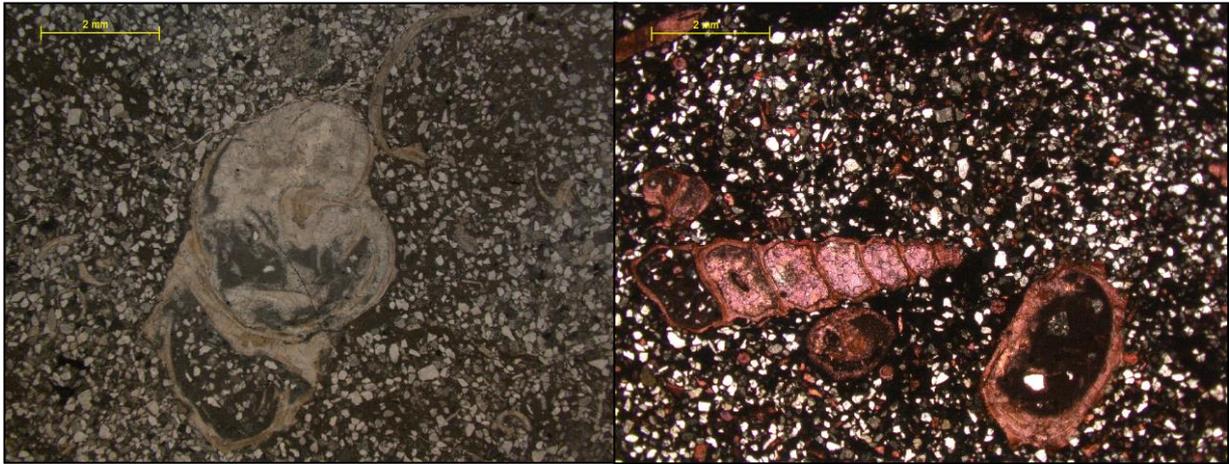


Abb. 53: Gastropoden aus dem „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“; Probe GRÜ 09/9

5.3. Grünbach-Formation, Kohleflözführender Sandstein

Die kohleflözführenden Sandsteine im Gebiet Dreistetten und Muthmannsdorf bestehen makroskopisch zum größten Teil aus Mittelsandsteinen. Die Körner sind gerundet bis subgerundet und die Sandsteine sind gut bis mäßig sortiert. Stellenweise können diese sogar gröbere Komponenten, wie Quarzite enthalten (Abb. 54).



Abb. 54: Tonmergel (links) und Sandstein (rechts); Handstücke S17 und S18

Bestätigt werden diese Feldbeobachtungen durch die Dünnschliffuntersuchung. Dabei ist ersichtlich, dass die Sandsteine mäßig bis gut sortiert und komponentengestützt sind. Der Rundungsgrad der einzelnen Komponenten ist als eckig zu bezeichnen, wobei auch eckige Körner mit beginnender Kornrundung vertreten sind. Der Zement innerhalb der Sandsteine tritt vereinzelt auf und besteht aus Kalzit. Lokal kann er bis zu 10 % ausmachen.

Die Sandsteine bestehen im Mittel aus 60 % Quarz, wobei hauptsächlich monokristalliner und polykristalliner Quarz vorhanden sind. Ferner ist auch in diesen Schliffen kaum Feldspat vorhanden. Die Gesteinsfragmente machen rund 40 % aus. Sie bestehen hauptsächlich aus Karbonaten, Glimmerschiefer und untergeordnet auch phyllitische Schiefer.

Bemerkenswert ist auch, dass die Schliffe südlich des Starhembergs einen hohen Anteil aus dunkelbraunem feinkörnigem Material bestehen. Im Vergleich mit den kohleflözführenden Sandsteinen aus Grünbach, sind die Dreistettener Sandsteine grobkörniger und ihr Gehalt an organischen Materialien durchaus letzterem ähnlich. Des Weiteren konnten Muskovit und Biotit ausgemacht werden (Abb. 55).

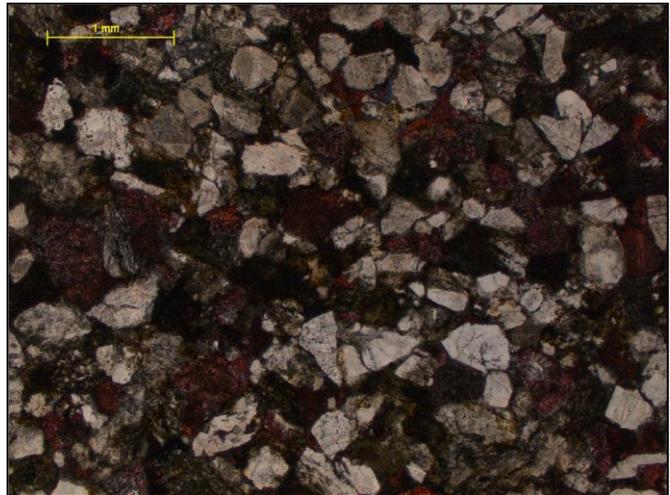


Abb. 55: Kohleflözführender Sandstein;
Probe GRÜ09/24

In den Schliffen Nr. GRÜ 09/23B23B und Nr. GRÜ 09/23 sind auch Fossilien vorhanden. Dabei handelt es sich um Schalenreste, die aufgrund der Färbung für Kalzit rot sind und sowohl neomorph als auch primär erhalten sein können. Aufgrund ihrer Morphologie wird rückgeschlossen, dass es sich hierbei um Bivalven handelt (Abb. 56 und Abb. 57).



Abb. 56: Muschelrest im kohleflözführenden Sandstein; Probe GRÜ 09/23B



Abb. 57: Muschelrest im kohleflözführenden Sandstein; Probe GRÜ 09/23B23B

5.4. Grünbach-Formation, Dreistettener Konglomerat

Das Dreistettener Konglomerat ist am Hochkogel am besten aufgeschlossen, denn hier treten die einzelnen Schichtglieder deutlich hervor. Aufgrund dessen wurde dieser Standort für petrographische Untersuchungen gewählt.

Wie bereits in der vorhergehenden lithofaziellen Beschreibung des Konglomerates erwähnt, bestehen diese vorwiegend aus Komponenten von Kalken, Quarzen, Sand- bis Tonsteinen, Gneisen und Schiefer. Diese weisen einen Durchmesser im unteren cm-Bereich auf und sind um allgemeinen gerundet bis eckig mit beginnender Kantenrundung (Abb. 58, Abb. 59, Abb. 60, Abb. 61).



Abb. 58: Quarzit (Aufschluss Hochkogel)



Abb. 59: Sandstein (Aufschluss Hochkogel)



Abb. 60: Kalk (Aufschluss Hochkogel)



Abb. 61: Roter Tonstein (Aufschluss Hochkogel)

Bei der Aufnahme dieses Typusprofils wurden im liegenden Abschnitt des Hochkogels zwei Flächen, je ca. 1 x 1 m, ausgezählt (Tabelle 1).

1 x 1 m	area 1	area 2	average	%
white lime (well rounded, up to 4 cm)	26	40	33	41
white lime (rounded, <0.5 cm)	10	2	6	8
red chalk (well rounded, 3 cm)	2	4	3	4
red, sandy limestone (well rounded, 8 cm)	2	0	1	1
dark gray limestone (rounded, slightly fissured, 3 cm)	0	2	1	1
red siltstone, mudstone (in rounds, 3 cm)	0	0	0	0
red siltstone, mudstone (square, 0.5 cm)	2	0	1	1
gray-brown sandstone (to be rounded up, lock-gS, to 2.5 cm)	6	2	4	5
black chert (in angular-rounded, <0.5 cm)	16	0	8	10
black chert (rounded up to 1 cm)	12	16	14	18
greenschist (subangular, rectangular, up to 1 cm)	8	4	6	8
white quartz (to be rounded up rugged, 5 cm)	0	2	1	1
white quartz (angular jagged, 1.5 cm)	0	2	1	1
white quartz (angular, <0.5 cm)	0	0	0	0
coal (rectangular, <0.5 cm)	0	2	1	1
Sum	84	76	80	100

Tabelle 1: Auszählung des Dreistettener Konglomerates am Hochkogel

Bei dieser Auszählung wird deutlich, dass sich das Dreistettener Konglomerat auch intern in seiner Zusammensetzung ändert. Es treten neben gröberen und feineren Lagen auch lagenweise kompositionelle Unterschiede auf.

Unter dem Mikroskop sind die Dreistettener Konglomerate durchwegs schlecht sortiert. Ihre Körner weisen einen eckigen bis angerundeten Rundungsgrad auf. Darüber hinaus kann ihr Gefüge als komponentengestützt bezeichnet werden. Eine leichte Schichtung ist in den Sedimenten westlich Dreistetten erkennbar. Der Zement wird in allen Schliffen aus Kalzit aufgebaut. Durch die Färbung ist erkennbar, dass dieser ansonsten rot bis leicht violette Kalzit an den Stellen, an denen sich die Gesteinsfragmente beginnen zu zersetzen, eine blaue Kolorierung annimmt und auf einen Eisen-führenden Dolomit hindeutet. Räumlich kann er eine Ausdehnung bis zu 10 % im Sedimenteinnahmen (Abb. 62).



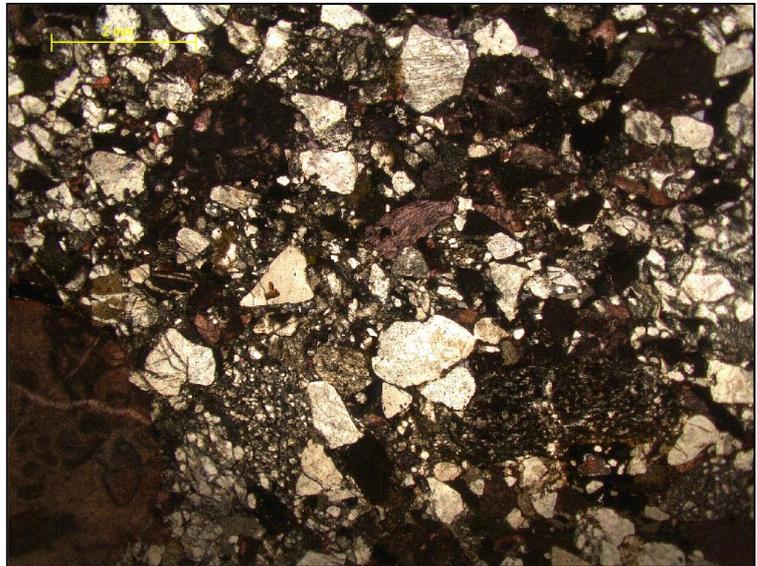
Abb. 62: Typisches Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ 09/5

Das Konglomerat südlich des Dreistettener Fußballplatzes ist im Allgemeinen schlecht gerundet, wobei diese von Schicht zu Schicht auch eine mäßige bis sehr schlechte Rundung aufweisen. Die Komponenten sind gerundet und stützen einander ab. Der Kalzit-Zement ist rot bis violett gefärbt, selten tritt auch blau gefärbter Dolomit auf, wo die Gesteinsfragmente, wie phyllitische Schiefer, beginnen sich zu zersetzen. Die Karbonate sind locker gepackte Biomikrite (Wackestone) mit bis zu 1 cm Größe und gut gerundet bis gerundet (Abb. 63). Das Besondere an diesen ist ihre Foraminiferen-, Echinodermata- und Schalen-Führung. Sowohl die angerundeten bis eckigen elongierten Schiefer als auch die schiefrigen Gneise beginnen sich bereits zu zersetzen. Der Sandstein ist generell gerundet und kann als Quarzarenit mit Kalzit-Zement bezeichnet werden. Je nach Schicht sind die Quarze mehr mit monokristallinen oder polykristallinen bzw. mehr Muskovit oder Biotit angereichert.

Es konnten keine Fossilien im Konglomerat südlich des Sportplatzes ausgemacht werden.

An dieser Stelle sei angemerkt, dass die Gesteine, obwohl sie aus demselben Aufschluss stammen, einen deutlichen Unterschied in ihrer Korngröße aufweisen.

Ebenso ist das Dreistettener Konglomerat, das am Weg zum Schneckengartl aufgeschlossen



ist, schlecht sortiert. Die Komponenten sind durchaus angerundet bis eckig in einem komponenten- gestützten Gefüge angeordnet. Räumlich kann eine leicht horizontale Schichtung ausgemacht werden. Bis zu 10 % Ausdehnung macht der rote Kalzit-Zement stellenweise die Fläche des Konglomerates aus.

Abb. 63: Dreistettener Konglomerat mit einem Biomikrit-Fragment (links unten); Probe GRÜ 09/28A

Innerhalb der Dreistettener Konglomerate sind vorwiegend gerundete und selten eckige Karbonate vorhanden. Sie können als Biosparit mit Foraminiferen und biogenführender Mikrit bezeichnet werden. Gerundete kristalline Komponenten wie phyllitische Schiefer (< 1 cm) und Glimmerschiefer treten auch im Dreistettener Konglomerat auf. Selten sind auch Grünschiefer im Konglomerat gegenwärtig. Die Konglomerate weisen im Vergleich mehr polykristalline Quarze als monokristalline auf und können Größen bis 0,3 cm erreichen. An

Feldspäten sind Mikrokline, Orthoklase und Plagioklase vertreten. Die Sand- und Tonsteine sind gut gerundet bis gerundet. Ferner sind auch noch weitere gut gerundete und instabile Lithoklasten vorhanden. Ein Merkmal der Dünnschliffe sind Gesteinsbruchstücke mit Onkoid-Fragmenten: In seiner Mitte befinden sich Gesteinsfragmente, Quarze, rote kalzitische und leicht Fe-hältige Komponenten. Aber auch ein Radiolarit, Radiolarien-führend mit Glaukonit, ist eine Besonderheit in diesem Abschnitt. Im Vergleich mit den anderen Konglomeraten sind mehr Glimmer, vor allem Biotit, und organische Materialien vorhanden (Abb. 64 und Abb. 65).

Auch bei diesem Aufschluss ist deutlich, dass innerhalb der Dreistettener Konglomerate immer wieder sandige Abschnitte auftreten.

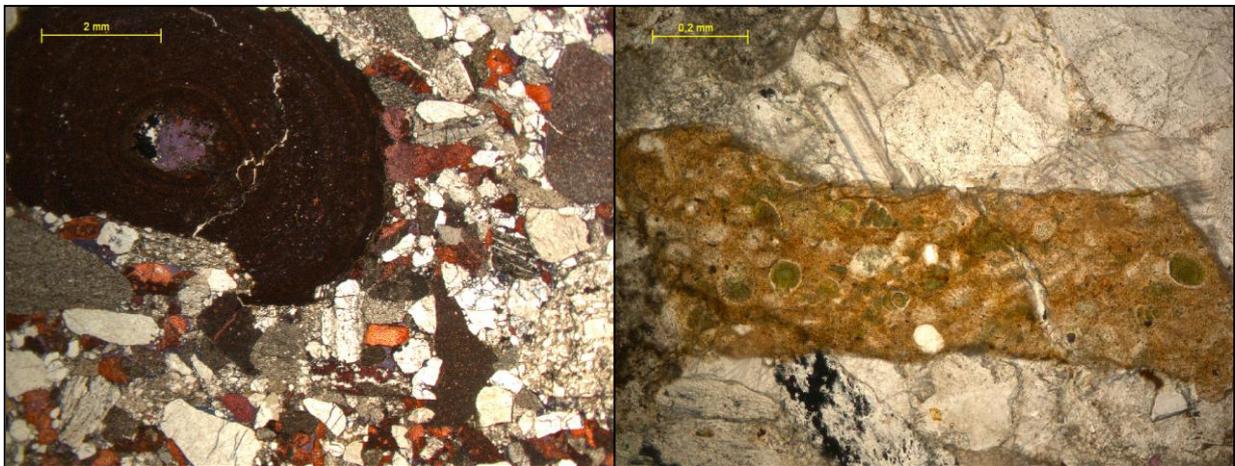


Abb. 64: Onkoid-Fragment im Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ 09/28A

Abb. 65: Radiolarit-Fragment im Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ09/28B1

Das Konglomerat am Hochkogel ist im Vergleich zu dem im Liegenden vom Fußballfeld ebenfalls schlecht bis mäßig sortiert. Die Körner sind eckig bis angerundet und stützen sich gegenseitig ab. Darüber hinaus kann stellenweise eine leichte horizontale Schichtung beobachtet werden. Die Grundmasse macht der Kalzit-Zement aus, der örtlich auch 25 % ausmacht.

Der Quarz tritt im Konglomerat am Hochkogel sowohl monokristallin als auch polykristallin auf. Je nach Schicht bestehen mehr oder weniger polykristalline Quarze. In Form von Mikroklin, Orthoklas und Plagioklas ist auch der Feldspat vertreten. Gut gerundete Sandsteine, sich zersetzende Glimmerschiefer, 0,4 cm große Gneise, Karbonate und sonstige Lithoklasten setzen dieses Gestein zusammen. Im Vergleich sind hier mehr Kalkkomponenten vorhanden als in den anderen Schliffen (Abb. 66).



Abb. 66: Sandiger Abschnitt innerhalb des Dreistettener Konglomerates; Probe GRÜ 09/43

An Glimmer kommen Muskovit und Biotit vor.

Es sind keine Fossilien innerhalb der Konglomerat-Schichten ersichtlich.

Die Gesteine aus Felbring, am südwestlichen auskeilenden Rand des Dreistettener Konglomerates, sind im Vergleich mit den vorhergehenden Schliffen, aus dem Areal westlich von Dreistetten, feinkörniger. Dennoch ist ihre Zusammensetzung durchaus vergleichbar.

Die Sortierung jenes Konglomerates bei Felbring ist schlecht und die Komponenten sind eckig bis eckig mit beginnender Kantenrundung. Das Gefüge ist komponentengestützt mit einem Kalzit-Zement.

Zusammengesetzt ist das Dreistettener Konglomerat aus Quarzen, wobei mehr monokristalline Quarze auftreten, als polykristalline, da diese bereits beginnen sich zu zersetzen. Darüber hinaus ist relativ wenig Feldspat im Dünnschliff vorhanden. Aber auch Sandsteine sind vorhanden, wie schwach gerundete Quarzarenite mit einer Matrix aus Kalzit und sehr gut gerundete Grauwacken die eine Größe bis zu 0,5 cm erreichen. Ebenso sind gerundete Karbonate vertreten, die als locker gepackter Biomikrit bezeichnet werden können. Einige dieser karbonatischen Gesteinsfragmente weisen neomorph erhaltene Bivalvenschalen auf. Ein weiteres Merkmal des Dreistettener Konglomerates bei Felbring sind gerundete bis angerundete Schiefer, auch bis zu 0,5 cm groß, wobei einige sich bereits

zersetzen. Neben diesen kristallinen Gesteinen treten schwach gerundete Glimmerschiefer auf (Abb. 67).

Wie auch in den vorherigen Schliften führt dieser keine Fossilien.

Schließlich weisen die Dreistettener Konglomerate im direkten Vergleich zu den kohleführenden Sandsteinen deutlich größere Körner auf. Zudem sind in diesen mehr Karbonate, Schiefer und Gneise vorhanden.



Abb. 67: Schlecht sortierte Komponenten mit einer eckigen bis eckig mit beginnender Kantenrundung; Probe GRÜ 09/36

5.5. Piesting-Formation, Orbitoidensandstein

Die Orbitoidensandsteine setzen sich aus Fein- bis Mittelsanden zusammen. Dabei sind diese makroskopisch gut sortiert und weisen eine Schichtung im unteren cm-Bereich auf. Bemerkenswert ist ihr relativ hoher Anteil an Siliziklastika (Abb. 68).

Generell reicht der Sortierungsgrad der Orbitoidensandsteine von gut bis schlecht. Hingegen sind alle Körner eckig mit beginnender Kantenrundung und befinden sich in einem komponentengestützten Gefüge. Selten tritt ein Kalzit-Zement auf, der aber auch nur wenig Platz innerhalb der Matrix einnimmt.



Abb. 68: Glimmerreicher Orbitoidensandstein; Handstück OS 42

Innerhalb der liegendsten Orbitoidensandsteine, unmittelbar südlich Dreistetten, treten sowohl monokristalline als auch polykristalline Quarze auf. An Feldspäten ist unter anderem Mikroklin vorhanden. Schwach metamorphe Gesteinsfragmente, wie Quarzphyllite und Tonschiefer mit Quarzen mit unregelmäßig eckigem Aussehen treten auf. Gelegentlich ist innerhalb dieses Gemenges Muskovit zugegen. Diese Komponenten sind eher schlecht bis sehr schlecht sortiert (Abb. 69).

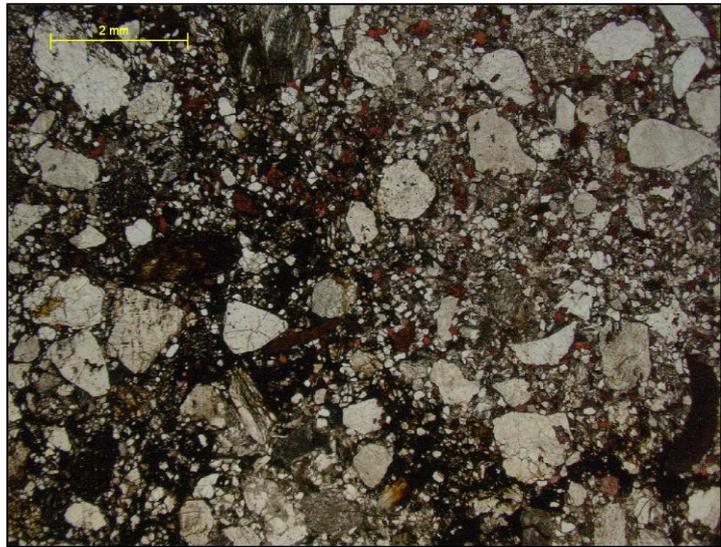


Abb. 69: Eckige Körner mit beginnender Kantenrundung, schlecht sortiert; Probe GRÜ 09/11

Im Gegensatz dazu ist der Orbitoidensandstein von der Zweierwiesen, südlich der Malleiten, besser sortiert. Seine Komponenten umfassen mono- und polykristalline Quarze, sowie Feldspäte, wie Mikroklin, aus auch Gesteinsfragmente. Diese setzen sich aus unregelmäßig und relativ eckigen Karbonaten, Schiefern, Gneisen, Glimmerschiefer und Sand- bis Siltsteinen zusammen. Als Glimmer ist Muskovit vertreten (Abb. 70).

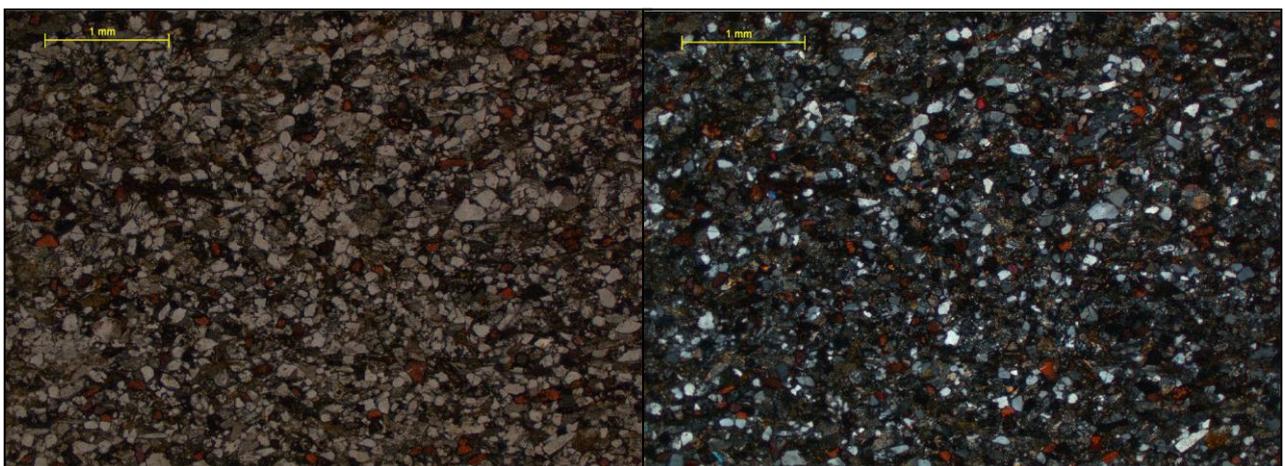


Abb. 70: Mäßig sortierter Orbitoidensandstein (links: PPL, rechts: XPL); Probe GRÜ 09/37

Die Komponenten der Orbitoidensandsteine am Radbauer Riegel sind deutlich eckiger und mäßig sortiert. Stellenweise sind die größeren Körner orientiert, so kann grob eine rund cm mächtige Schichtung mit elongierten ausgerichteten Gesteinsfragmenten und eine ohne großen Gesteinsfragmenten unterschieden werden. Innerhalb dieses Schliffes sind sowohl monokristalline als auch polykristalline Quarze vorhanden. Die Feldspäte treten in Form von

Plagioklas auf, wobei bereits deutlich ist, dass sie sich beginnen aufzulösen und sich in Tonminerale umwandeln. Als Gesteinsfragmente erscheinen Glimmerschiefer, Sandsteine, schwach rechteckige Schiefer, die reich an Felspat sind, und auch Karbonate. Biotit ist als Glimmer vertreten (Abb. 71).

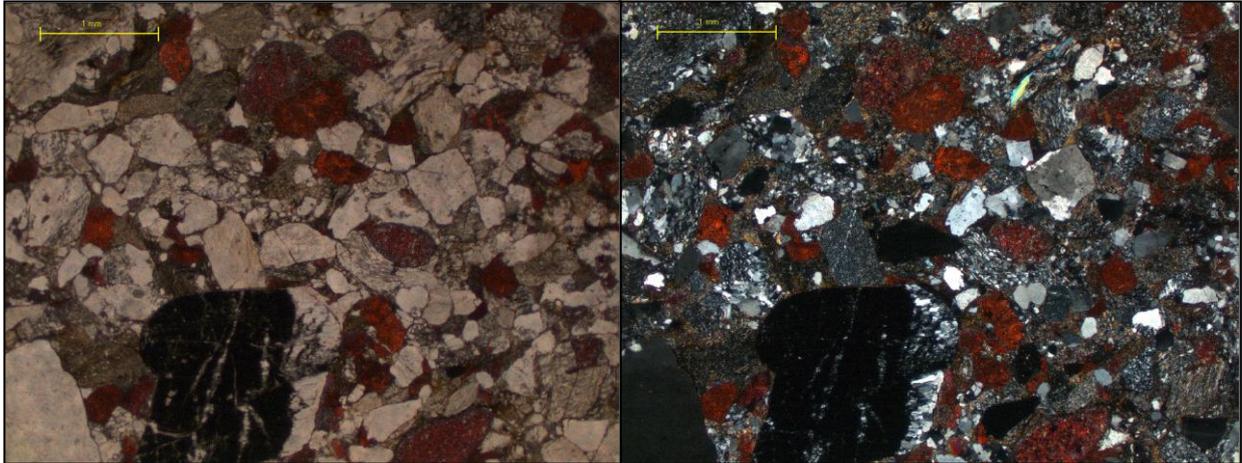


Abb. 71: Eckiger und mäßig sortierter Orbitoidensandstein am Radbauer Riegel mit relativ vielen Gesteinsfragmenten (rechts: PPL, links: XPL); Probe GRÜ 09/50

5.6. Piesting-Formation, Inoceramenmergel

Der Inoceramenmergel ist gekennzeichnet durch seine graue, mergelige Ausbildung. Untergeordnet weist auch dieser einen leicht feinsandigen Charakter auf. Das aber wohl am deutlichsten hervortretende Merkmal ist seine Glimmerführung (Abb. 72).

Der Inoceramenmergel ist das mit Abstand am häufigsten Fossil-führende Sediment. Charakterisiert wird er durch ein mikritisches, karbonatisches und matrixgestütztes Gefüge.



Abb. 72: Glimmerreicher Inoceramenmergel; Handstück IM 9

Die Komponenten sind allesamt eckig und zudem schlecht sortiert. Eine leichte horizontale Schichtung ist erkennbar. Lokal tritt bis zu 10 % Kalzit-Zement auf.

An Mineralen sind mehr monokristalline als polykristalline Quarze vorhanden. Auch hier beginnen die Feldspäte sich zu zersetzen. Dabei handelt es sich um Plagioklase, Mikrokline und seltener Orthoklase. Die Gesteinsfragmente setzen sich hauptsächlich aus relativ großen Lithoklasten zusammen, die wiederum aus Kalziten, Quarzen und Glimmer bestehen. Die übrigen Karbonatklasten und Glimmerschiefer sind klein und beginnen sich zu zergliedern. Daneben treten auch noch einige Fragmente von Chrysotil auf. Das Gestein ist ebenfalls reich an Glimmer, wie Muskovit und Biotit.

Die namensgebenden Inoceramenschalen sind das deutlichste Merkmal dieses Gesteins. So konnten insgesamt 4 Schalenreste im gesamten Schliff gezählt werden. Sie zeichnen sich aus durch ihre sechseckigen Kalzitkristalle, die nebeneinander angeordnet die Schale der Bivalven bilden. Ferner sind auch noch regellose kalzitische Foraminiferen mit einem mikrogranularen Umriss und Molluskschalenreste vorhanden (Abb. 73).



Abb. 73: Inoceramenmergel mit Inoceramen;
Probe IM 10

5.7. Radbauer Grobklastika

Die Grobklastika am Top des Radbauer Riegels lässt im Handstück Grünschiefer, Quarze, Gneise, Hornsteine und auch Kalke und Sandsteine erkennen. Diese weisen eine gute Sortierung und eine materialabhängige Korngröße und -rundung auf. Dementsprechend sind die weichen Kalke und Sandsteine gut gerundet und die kristallinen Komponenten, wie Grünschiefer und Gneise, sind eckig, beide können eine durchschnittliche Größe von 0,5 cm erreichen. Die Quarze sind mit 1 cm am größten und gut gerundet (Abb. 74).



Abb. 74: Konglomerat am Radbauer Riegel; Handstück BK 10

Die Komponenten am Radbauer Riegel sind sehr schlecht sortiert. Die Körner sind eckig bis eckig mit beginnender Kantenrundung und komponentengestützt. Lokal tritt bis zu 5 % Kalzit-Zement auf.

Es wird aus bis zu 1 mm großen monokristallinen und bis zu 4 mm großen polykristallinen Quarzen aufgebaut. Auch Feldspäte, wie Plagioklas; K-Feldspat und Orthoklas, sind innerhalb des Sediments vorhanden, die beginnen sich aufzulösen. Im Vergleich mit den anderen Schliffen ist hier deutlich mehr Feldspat vorhanden. Des Weiteren treten Karbonate, bis zu 2 mm groß, Schiefer, bis zu 1 cm groß sowie Silt- und Tonsteine auf. Relativ mehr Glimmer wie Biotit und seltener Muskovit sind zugegen (Abb. 75).

Ein weiterer Schliff vom Radbauer Riegel zeigt in dessen Mitte eine etwa 2 cm grobkörnigen Schicht. Die Komponenten sind ebenso sehr schlecht sortiert und führen zudem Kalzit-Zement. Einige wenige Fossilien konnten ausgemacht werden. Dabei handelt es sich um umgelagerte Molluskenschalen und sessile Foraminiferen.

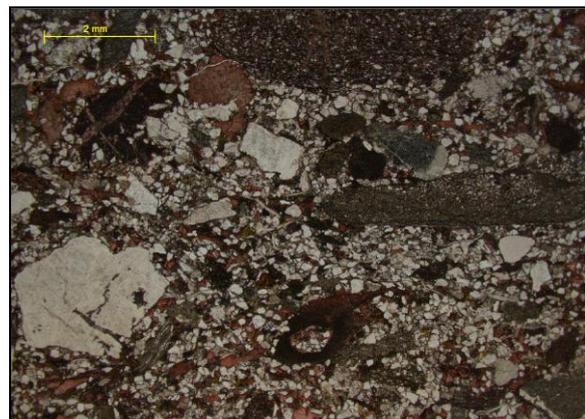


Abb. 75: Radbauer Grobklastika mit relativ großen kristallinen Komponenten; Probe GRÜ 09/49

Zusammenschau und Diskussion:

Die Basiskonglomerate sind komponentengestützten. Sie setzen sich aus schlecht sortierten und eckigen, mit beginnender Kantenrundung, Komponenten zusammen. In den Schliffen sind vorwiegend Quarze anzutreffen und relativ wenig Feldspäte und Gesteinsfragmente, wie Schiefer, Sandsteine und Karbonate. Darüber hinaus sind keine Fossilien erkennbar. Schließlich ist unter dem Mikroskop deutlich, dass die Basiskonglomerate deutlich sandiger ausgebildet sind als die Dreistettener Konglomerate.

Der „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“ ist charakterisiert durch seine gute bis sehr gute Sortierung, ist komponentengestützt und seine Komponenten weisen eine eckige Rundung auf. Er setzte sich sowohl aus Quarzen als auch Gesteinsfragmenten (Quarzarenite und organische Materialien) zusammen. Bei dem von PLÖCHINGER (1961) als „Actaeonellenkalk“ definiertem Gestein handelt es sich petrographisch um ein feinsandiges bis mergeliges Sediment. Demzufolge ist es eigentlich als „Actaeonellen-Sand-, Siltstein“ zu bezeichnen.

Bei den kohleführenden Sandsteinen handelt es sich um mäßig bis gut sortierte, komponentengestützte und eckige Sedimentkörner. Diese wiederum bestehen hauptsächlich aus Quarzen, Gesteinsfragmenten (Glimmer-schiefer, Karbonat und Schiefer) und seltener Feldspäten. Auf dem Niveau der Kohlenflöz-Vorkommen sind die Sandsteine durch einen erhöhten Gehalt an organischen Materialien gekennzeichnet. An Fossilien sind gelegentlich Schalenreste vorhanden.

Insofern kann der kohleführende Sandstein als Litharenit bezeichnet werden (Abb. 76).

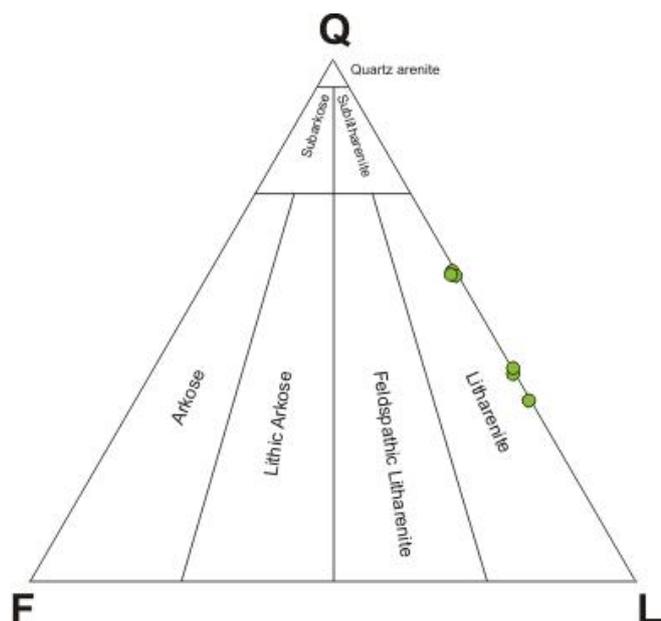


Abb. 76: Klassifikation des Kohleflözführenden Sandsteins (nach FOLK, 1974)

Schließlich kann anhand dieser Erkenntnisse davon ausgegangen werden, dass diese Sedimente aufgrund ihrer Sortierung eher in einem langsamen Transportprozess abgelagert wurden. Die Komponenten stammen aus dem benachbarten Hinterland. Die mineralogische litharenitische Zusammensetzung der Sandsteine würde auf ein Milieu eines Küstenbereichs, nahe einem Delta, hinweisen (TUCKER, 1985).

Das Dreistettener Konglomerat setzt sich aus heterogenen Materialien zusammen und kann daher als polymikt bezeichnet werden. So lassen Karbonate, Quarze, Sand- bis Tonsteine, Gneise und Schiefer, die gut gerundeten bis eckigen mit beginnender Kantenrundung sind, auf ein weites Liefergebiet mit unterschiedlichen geologischen Einheiten schließen. Ferner sind Konglomerate schlecht sortiert und haben ein komponentengestütztes Gefüge mit einem karbonatischen Bindemittel. Der Vergleich mehrerer Schliffe ein und desselben Aufschlusses hat gezeigt, dass innerhalb dieser Sedimente immer wieder sandige Abschnitte auftreten. Lokal konnten auch leichte horizontale Schichtungen beobachtet werden. Die Gegenüberstellung der Gesteine vom Hochkogel zu Felbring verdeutlicht das Auskeilen der Konglomerat-Linse, da die südlichen Sedimente deutlich kleiner, aber in ihrem mineralogischen Aufbau ähnlich sind. Grundsätzlich sind die Dreistettener Konglomerate fossilieer.

Aufgrund der Größe der gerundeten Komponenten von bis zu 5 cm wird von einer erhöhten Fließgeschwindigkeit ausgegangen, um überhaupt diese Gerölle bewegen zu können. Die schlechte Sortierung spricht für ein schnelles Ablagerungsverhalten. Die grobsandigen Zwischenschichten deuten auf eine Abnahme der Fließgeschwindigkeit hin. Folglich wird davon ausgegangen, dass sich das Dreistettener Konglomerat in einem fluviatilen Prozess abgelagert hat. Da dieser Schotterfächer aus einer breiten Mischung von Gesteinen der verschiedenen geologischen Einheiten besteht, kann von einem großen und heterogenen Einzugsgebiet ausgegangen werden.

Die Komponenten der Orbitoidensandsteine sind eckig mit beginnender Kantenrundung und stützen einander ab. Prinzipiell geht die sehr schlechte Sortierung der Sandsteine im Liegenden in eine gute im Hangenden über. Auch die Kornrundung nimmt nach oben hin ab und der Gehalt an Kalzit-Zement und Muskovit prozentuell zu. Als Bestandteile sind Quarze, Feldspäte und Gesteinsfragmente, wie Glimmerschiefer, Karbonate, Gneise, Schiefer, und Sandsteine zu nennen. Dabei ist deutlich die sukzessive Auflösung der Schiefer und Feldspäte zu erkennen. In den hangenden Niveaus ist eine cm-mächtige Schichtung augenscheinlich. Die namensgebenden Foraminiferen sind in den Schliffen nicht vertreten, lediglich umgelagerte Schalenreste von Bivalven konnten festgestellt werden.

Im Vergleich mit der Grünbach-Formation- sind die Orbitoidensandsteine- viel reicher an Gesteinsfragmenten. Darüber hinaus führen sie mehr Fossilien, Tonminerale und Kalzit. Zudem sind die Körner teilweise sogar größer als in den kohleführenden Sandsteinen.

Nach der Klassifikation von FOLK (1974) kann auch der Orbitoidensandstein als Litharenit bezeichnet werden (Abb. 77).

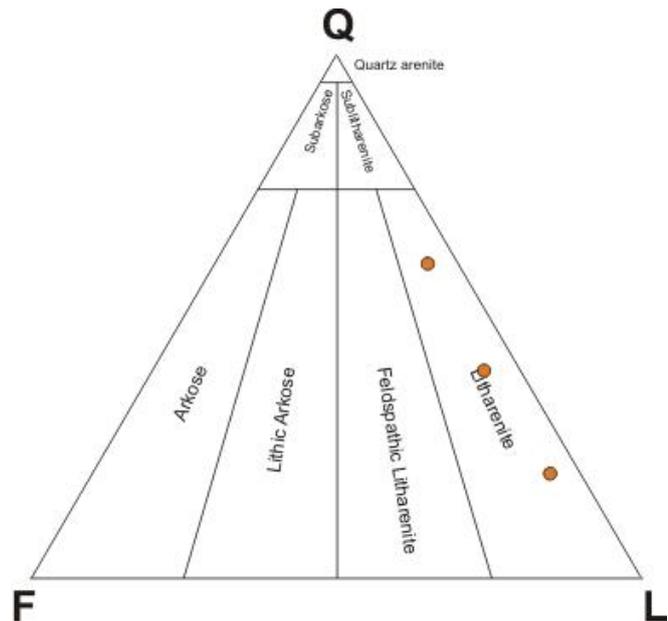


Abb. 77: Klassifikation des Orbitoidensandsteins (nach FOLK, 1974)

Die Art der Zusammensetzung der Orbitoidensandsteine deutet auf eine hohe Erosionsrate und kurze Transportstrecke hin (TUCKER, 1985). Des Weiteren lassen seine schwach metamorphen Gesteinsfragmente auf ein mögliches Liefergebiet aus Grauwackenzone und Unterostalpin schließen.

Aufgrund des schlechten Zustandes der Schalenreste ist davon auszugehen, dass diese aufgearbeitet bzw. umgelagert wurden.

Die Ablagerungsbedingungen für den Orbitoidensandstein sind inhomogen und tendieren daher zu einer eher schnellen und instabilen Sedimentation. In diesem Zusammenhang kann davon ausgegangen werden, dass sich diese Sedimente im Bewegtwasser des Schelfbereichs abgelagert haben.

Es ist offensichtlich, dass verbunden mit dem kristallinen Inhalt dieser Sandsteine, die Schichten des Radbauer Riegels viel mächtiger entwickelt sind als die des Linsbergweges und noch mehr als die vom Reitriegel. Die Unterschiede kommen auch daher zustande, da sie aufgrund ihrer Zusammensetzung verschieden stark verwittern und somit unterschiedlich große Hügel bilden. Folglich nimmt die Schichtmächtigkeit von Nord nach Süd bzw. von West nach Ost hin zu.

Der Inoceramenmergel setzt sich aus einem karbonatischen Mikrit zusammen. Klastische Komponenten sind eckig und schlecht sortiert, die lokal leicht horizontal orientiert sind. Diese bestehen hauptsächlich aus Quarzen und lithoklastischen Gesteinsfragmenten. Untergeordnet treten auch feinkörnige Karbonate und Glimmerschiefer auf. Zudem zeichnet sich dieses Gestein durch einen erhöhten Glimmeranteil aus. Dementsprechend würde der Mergel als lithische Grauwacke (nach FOLK, 1974) angesprochen werden. Die Fossilienfunde belegen, dass es sich um einen Inoceramenmergel handelt. Neben der benthischen Foraminifere zeigt die Fauna ein vollmarines Milieu an. Schließlich kann daraus gefolgert werden, dass sich die Inoceramenmergel aus feinkörnig sedimentierte Partikel in einem ruhigeren Bereich, etwa einem Becken, am Schelf gebildet haben.

Die Radbauer Grobklastika hingegen ist makroskopisch reich an kristallinen Komponenten, die dem Unterostalpin (Troiseck-/Semmering-Einheiten) und der Grauwackenzone zugeschrieben werden. Auch dieses Gestein ist sehr schlecht sortiert und besteht aus sich einander abstützenden eckigen bis eckigen mit beginnender Kantenrundung Komponenten. Dominierend sind relativ große Quarze vorhanden. Neben schwach metamorphen phyllitischen Detritus treten untergeordnet auch Karbonate auf. Seltener sind Feldspäte und Biotite anzutreffen. Die Schalenreste sind umgelagert und können nicht für eine zeitliche Bestimmung der exotischen Grobklastika verwendet werden. Dabei ist anzumerken, dass diese umgelagerte Bivalvenschale mit sessiler Foraminifere auch im tieferen Wasser vorkommen kann.

Bei diesem Sediment kann ebenfalls davon ausgegangen werden, dass es in einem hochenergetischen Milieu abgelagert wurde. Die Eigenheiten der Komponenten lassen auf ein lokales Liefergebiet aus dem metamorphen Hinterland, wie dem Unterostalpin und der Grauwackenzone, schließen. Auch ERKAN (1973) geht von einer südlichen Schüttungsrichtung der exotikareichen Gesteine vom Radbauer Riegel aus. Für die stratigraphische Stellung der Grobklastika bestehen jedoch keine eindeutigen Indizien, daher können nur die Möglichkeiten gegeneinander abgewogen werden.

Formation	Lithology	Kreuzgraben Fm		Maiersdorf Fm		Dreistetten Fm		Piesting Fm		Radbauer coarse-grained clastic sediment
		Basal conglomerate		Acteonellalimestone		Dreistetten conglomerate	Coalbearing sandstones	Sandstones with orbitoids	Inoceramus-Marl	
Quartz	monokristalline	(x)		x		(x)	x	x	x	x
	polykristalline	x				x	(x)	x	x	x
Feldspar	Plagioclase								x	(x)
	Orthoclase								x	(x)
	K-Feldspar									(x)
	Microcline							x	x	
Lithic fragments	Gneiss					(x)		(x)		
	Phyllite schist					x	(x)	(x)		x
	Mica schist					x	(x)	x	x	(x)
	Sandstone (siliclastic)			x		x		x		
	Sandstone (carbonate)	x		x						
	Mudstone (carbonate)	(x)								x
	Lithoclasts					(x)			x	
	Limestone	(x)				x	(x)	x	x	x
	Muscovite						(x)	x	x	x
	Biotite					(x)	x	x	x	x
Calcite cement		x		x	x	x	x	x	x	
Organic matter										
Fossils				Gastropoda			Shell fragments	Foraminifera	Inoceramidae, Mollusca, Foraminifera	Foraminifera, Mollusca
Petrography										

Tabelle 2: Sedimentpetrographie der Sandsteine und Konglomerate

6. Schwermineralanalyse der Gosau-Gruppe von Grünbach

Im Zuge des Gosau-Projekts wurden bei der geochemischen Analyse der Bohrkern- und Aufschlüsse unter anderen 70 Proben aus dem Areal von Piesting bis Grünbach im OMV-Labor Gänserndorf aufbereitet und ausgezählt. Sie umfassen alle Formationen und repräsentieren somit die gesamte Gosau von Grünbach.

Schwerminerale sind Minerale mit einer Dichte von $> 2,90 \text{ g/cm}^3$, die in einem Streupräparat unter dem Polarisationsmikroskop ausgezählt wurden. Dabei handelt es sich um gebrochenes Material im Fein- bis Mittelsandbereich (0,063 – 0,4 mm). Zusätzlich wurde dieses mit Salzsäure gereinigt, wobei sich der Apatit zumindest teilweise löste.

Mit Hilfe dieser Untersuchungsmethode können sowohl innerhalb der Formationen als auch untereinander stratigraphische Korrelationen festgestellt werden. Darüber hinaus können Rückschlüsse auf das jeweilige Liefergebiet und sogar Aussagen über ihre Transportwege gemacht werden.

6.1. Ergebnisse

Die Ergebnisse der einzelnen Proben wurden bei der gegenständlichen Arbeit zu den jeweiligen Formationen im Mittel zusammengefasst. Die Auswertungen der Auszählung sind im Anhang B als Tabelle angeführt.

Um ein umfassendes Bild der Gosau von Grünbach zu bekommen, wurden zudem die Ergebnisse der Schwermineralanalyse mit denen von WOLETZ (1963) gegenübergestellt. Diese Daten stammen ebenfalls aus der Region Grünbach und der Neuen Welt. Jedoch ist an dieser Stelle anzumerken, dass die damaligen Proben die Fraktion der Korngröße zwischen 0,05 und 0,10 mm umfassten. Weiters werden diese auch noch mit den Resultaten von GRUBER (1987) aus dem Miesenbachtal, unmittelbar westlich der Hohen Wand, verglichen.

Somit soll eine vollständige Darstellung aller bisher erhobenen Schwermineraldaten der gesamten Grünbach Gosau gegeben werden.

6.1.1. Kreuzgraben-Formation

Bei der Kreuzgraben-Formation wurden insgesamt 3 repräsentative Proben genommen. Die Proben entstammen südlich bis südwestlich der Einhornhöhle.

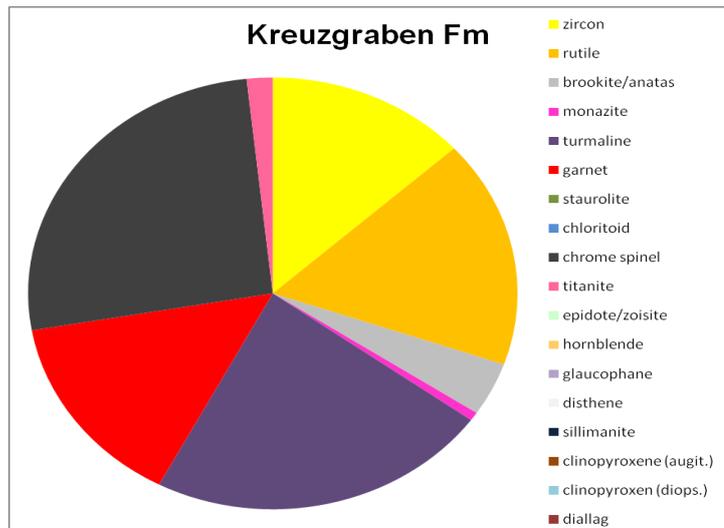


Abb. 78: Schwermineralanalyse Kreuzgraben Formation

Wie aus Abb. 78 ersichtlich, weist die Kreuzgraben-Formation einen Anteil von 26 % Chromspinnell auf. Des Weiteren sind noch Turmalin mit 23 %, Rutil mit 17 %, Granat 15 % und Zirkon 13 % vorhanden.

Der Vergleich der einzelnen Proben miteinander zeigt, dass diese sehr unterschiedlich zusammengesetzt sind, wird auch im Anhang B ersichtlich.

6.1.2. Maiersdorf-Formation

Die Proben der Maiersdorf-Formation umfassen 10 Sandsteine. Sie wurden am südlichen Fuß des Starhembergs sowie beim Schneckengartl und WSW des Sonnenuhrparkplatzes und Hippuritenriffs in Grünbach genommen.

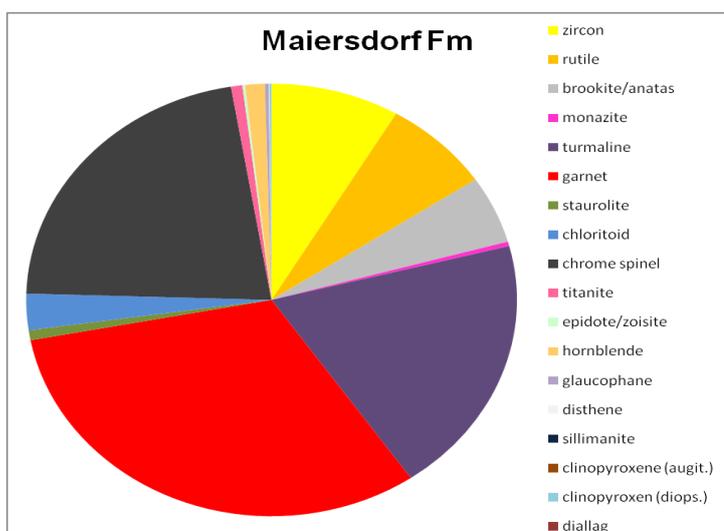


Abb. 79: Schwermineralanalyse Maiersdorf-Formation

Die Gesteine der Maiersdorf-Formation enthalten 32 % Granat, 22 % Chromspinell und 19 % Turmalin (Abb. 79).

6.1.2.1. Maiersdorf-Formation Ost vs. West

Die Gegenüberstellung der Schwermineral-Daten der östlich gelegenen Neuen Welt gegen das westliche Grünbach ist in Abbildung 80 dargestellt. Dabei ist ersichtlich, dass sich vergleichsweise mehr Turmalin (19 %), Granat (31 %) und Chromspinell (21 %) im Osten angereichert haben, während im Westen häufiger Zirkon (20 %), Rutil (30 %), Brookit/Anatas (12 %) und Turmalin (22 %) auftreten. Chromspinell ist im Westen wesentlich geringer.

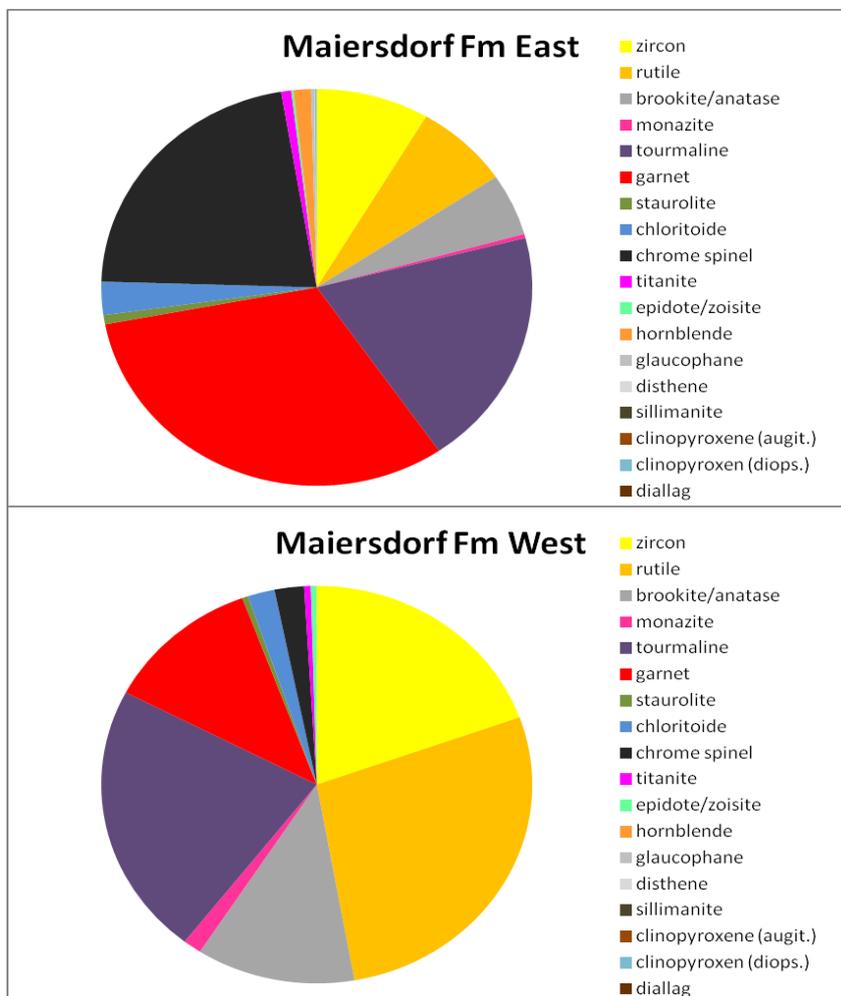


Abb. 80: Maiersdorf-Formation Ost vs. West

6.1.3. Grünbach-Formation

Für die Untersuchung der Grünbach Formation wurden insgesamt 42 Proben ausgezählt. Diese kommen überwiegend von Aufschlüssen westlich bis südlich von Dreistetten, aber auch südlich bis südöstlich des Starhemberges, nordnordöstlich von Felbring und nördlich vom Segen Gottes Schacht.

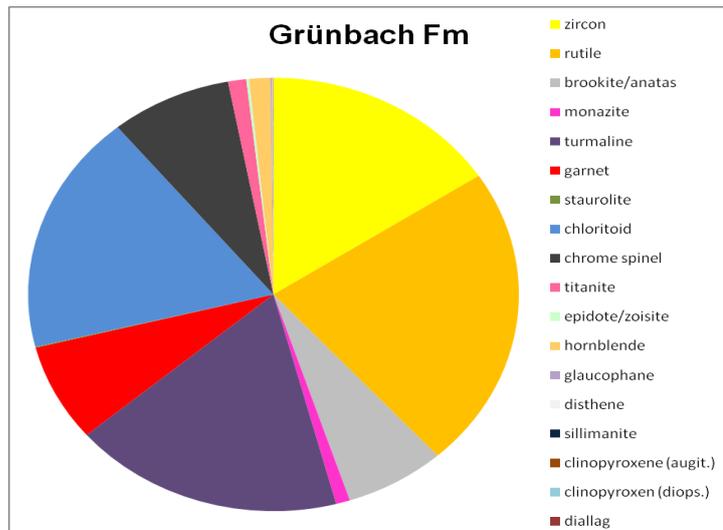
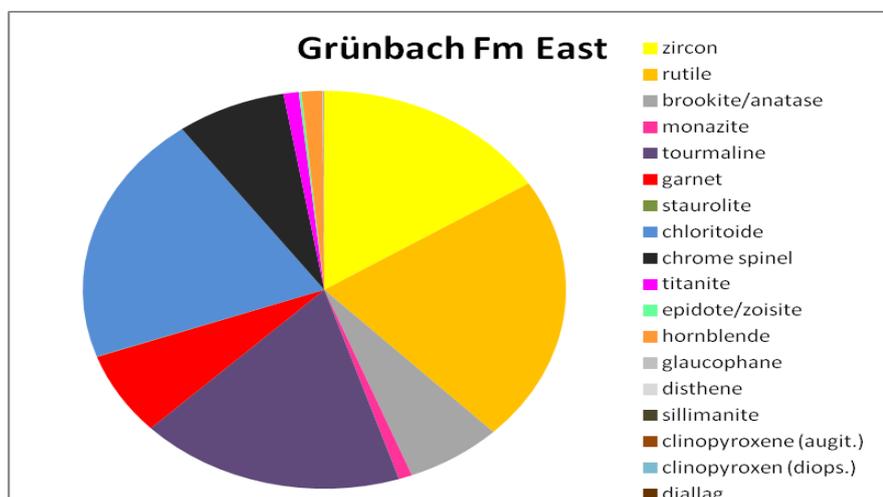


Abb. 81: Schwermineralanalyse Grünbach-Formation

Abbildung 81 zeigt an, dass die Grünbach-Formation im Durchschnitt 23 % Rutil, jeweils 18 % Turmalin und Chloritoid und 16 % Zirkon beinhaltet, jedoch markant weniger Chromspinell (8 %) aufweist.

6.1.3.1. Grünbach-Formation Ost vs. West

Im Vergleich zur Schwermineralverteilung aus Grünbach enthalten die Sedimente aus der Neuen Welt deutlich mehr Zirkon (16 %), Rutil (22 %), und Chloritoid (20 %). Dem gegenüber ist die Anzahl an Turmalin mit 23 %, Granat mit 14 % und auch Chromspinell (umgekehrt zur Maiersdorf-Formation) mit 37 % deutlich höher als der Neuen Welt (Abb. 82).



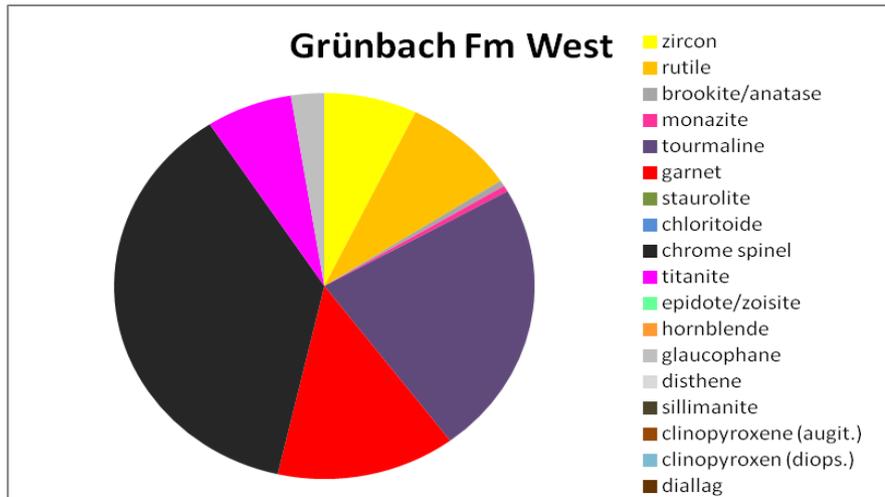


Abb. 82: Grünbach-Formation Ost vs. West

6.1.4. Piesting-Formation

13 Proben repräsentieren die Piesting-Formation. Diese stammen aus folgenden Sektoren: nördlich des Piestinger Bads, direkt südlich von Dreistetten, vom Radbauer Riegel, von der Zweierwiesen, aus einem Hohlweg zwischen Dörfles und Netting, von einem Bahneinschnitt in Grünbach und einem Orbitoidensandstein-Steinbruch bei Lupard.

23 % Chloritoid, 20 % Zirkon, 17 % Turmalin, 16 % Granat und 12 % Rutil charakterisieren die Piesting-Formation (Abb. 83).

Die Piesting-Formation weist eine ähnliche Schwermineralzusammensetzung auf wie die Grünbach-Formation. Im direkten Vergleich zeichnen sie sich durch ihren höheren Chloritoid-Gehalt aus.

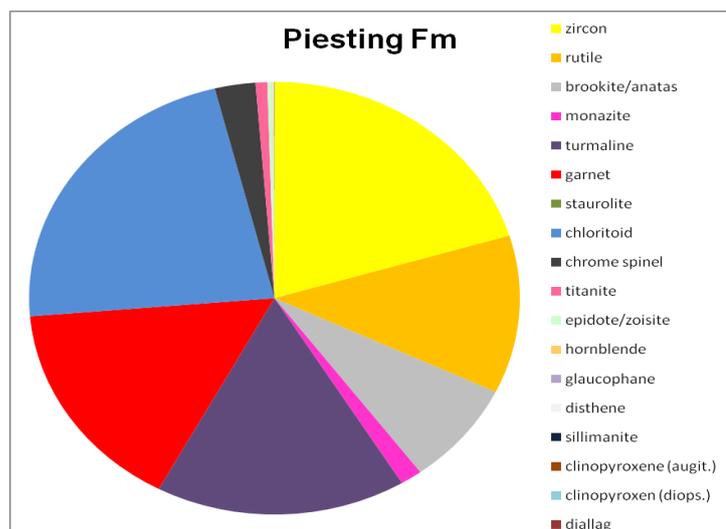


Abb. 83: Schwermineralanalyse Piesting-Formation

Ansonsten sind der Chromspinell und Granat in der jüngeren Formation weniger und die Chloritoiden und Brookit/Anatas zahlreicher vorhanden.

6.1.4.1. Piesting-Formation Ost vs. West

In beiden Gruppen der Piesting-Formation tritt der Rutil mit jeweils 13 % auf. Ansonsten weisen die Sedimente aus dem Osten einen Anteil von 23 % Zirkon, 18 % Turmalin und 24 % Chloritoid auf. Im Vergleich dazu ist der Granatgehalt mit 44 % im Westen höher (Abb. 84).

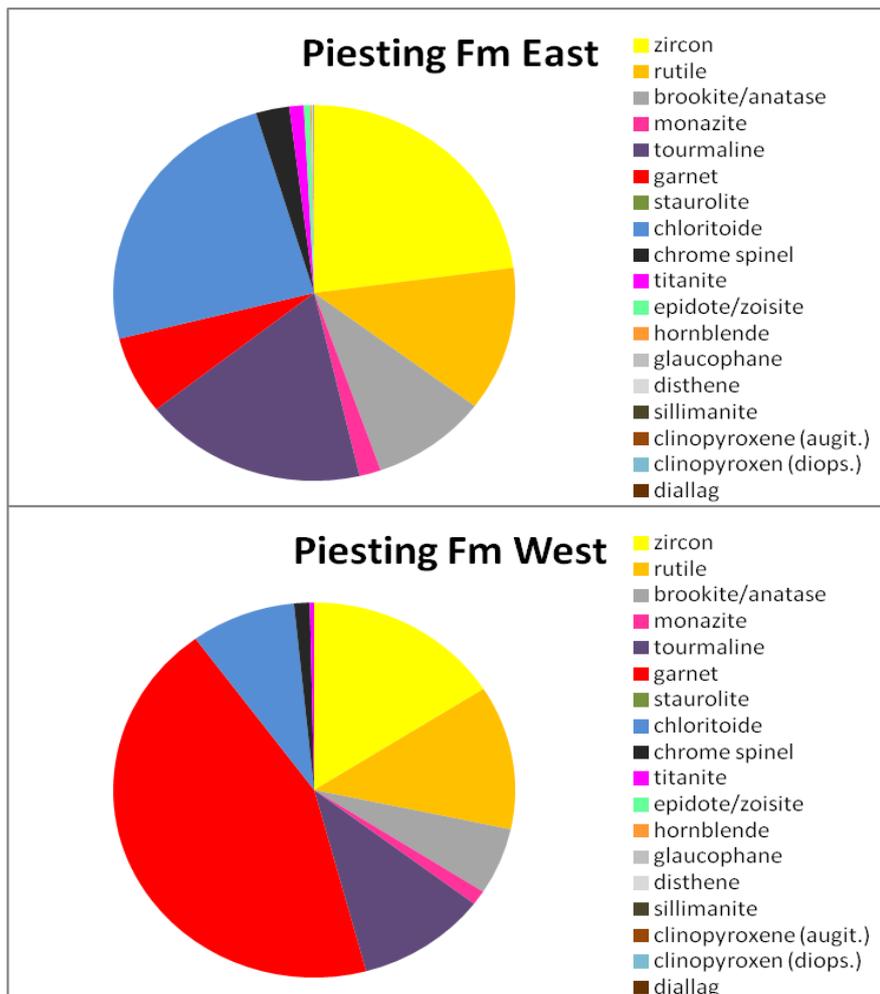


Abb. 84: Piesting-Formation Ost vs. West

6.1.4.2. Piesting-Formation Orbitoidensandstein vs. Inoceramenmergel

Die Gegenüberstellung der Lithologien der Piesting-Formation ist in Abbildung 85 dargestellt. Anhand dieser ist ersichtlich, dass der Orbitoidensandstein höhere Gehalte an Turmalin (16 %), Granat (21 %) und Chloritoid (21 %) aufweist, hingegen enthält der Inoceramenmergel im Schnitt mehr Zirkon (42 %), Rutil (17 %) und Brookit/Anatas (11 %).

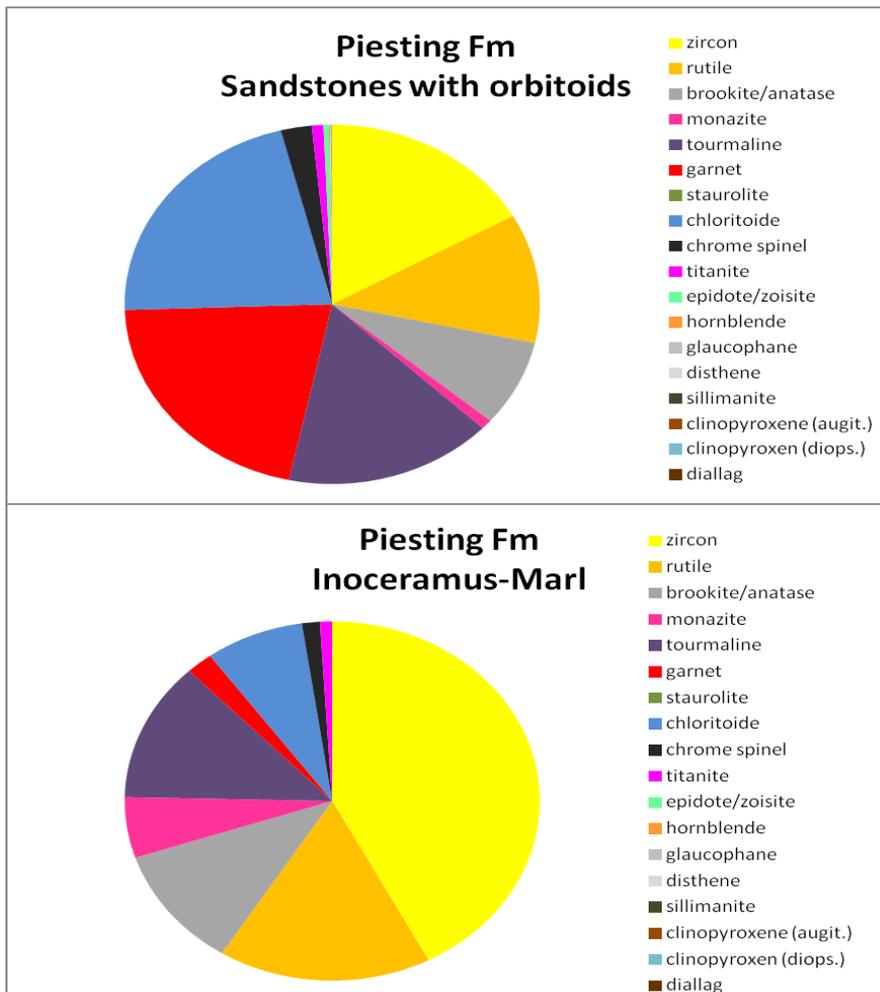


Abb. 85: Piesting-Formation Orbitoidensandstein vs. Inoceramenmergel

6.1.5. Zweiersdorf-Formation

2 Proben aus Oberhöflein-Zweiersdorf stehen für die Zweiersdorf-Formation.

Die Zweiersdorf-Formation zeichnet sich durch einen extrem hohen Anteil von Granat aus (87 %). Alle anderen Minerale haben weniger als 10 % (Abb. 86).



Abb. 86: Schwermineralanalyse Zweiersdorf-Formation

6.1.6. Radbauer Grobklastika

Die zwei genommenen Proben der Radbauer Grobklastika stammen vom Top des Radbauer Riegels.

Die Abbildung 87 zeigt, dass die Radbauer Grobklastika ebenfalls einen sehr hohen Anteil von Granat mit 85 % haben, während alle anderen Schwerminerale mit weniger als 5 % auftreten.

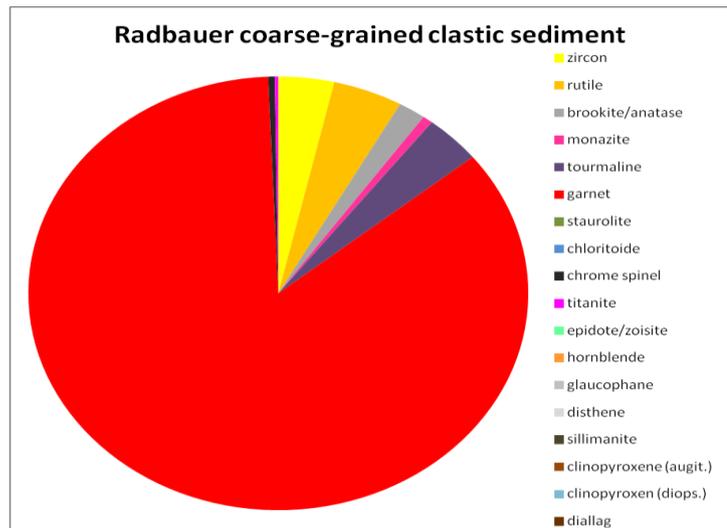


Abb. 87: Schwermineralanalyse Radbauer Grobklastika

6.2. Deskriptive Statistik

Die deskriptive Statistik dient dazu, die ausgezählten Schwerminerale der Gosau-Gruppe von Grünbach gesammelt und repräsentativ darzustellen, um sie auch mit anderen Studien vergleichen zu können.

6.2.1. T-Test

Eine für diese Arbeit wichtige Frage ist, ob die einzelnen Gruppen der Schwerminerale eine Signifikanz aufweisen. Beim T-Test werden die Mittelwerte zweier Gruppen auf Unterschiede verglichen.

Dabei wurden den einzelnen Proben jeweils noch ein Alter, eine Formation, eine Lokalität und eine Lithologie zugewiesen, um sie nach mehreren Gruppen-Typen untersuchen zu können.

6.2.1.1. Formationen

6.2.1.1.1. Grünbach-Formation vs. Piesting-Formation

Die Mittelwerte des Rutil unterscheiden sich im Gegensatz zu den übrigen Schwermineralen, da er häufiger in der Grünbach-Formation vorkommt verglichen mit der Piesting-Formation.

Der hierfür berechnete T-Test für Mittelwertgleichheit zeigt für den Rutil eine eindeutige Signifikanz für Varianzgleichheit. Die zweiseitige Signifikanz hat einen Wert von 0,002.

6.2.1.2. Lithologien

6.2.1.2.1. Kohleflözführender Sandstein vs. Dreistettener Konglomerat

Auch die kohleflözführenden Sandsteine wurden mit den Dreistettner Konglomeraten in der Neuen Welt dem T-Test unterzogen.

Der Vergleich der zwei verschiedenen Lithologien derselben Formation hat ergeben, dass auch hier Rutil im Mittel in der Gruppe der Sandsteine häufiger vorkommt als in den Konglomeraten. Eine eindeutige Signifikanz für Varianzgleichheit ist für den Rutil, mit einer zweiseitigen Signifikanz von 0,001, gegeben.

6.2.1.2.2. Orbitoidensandstein vs. Inoceramen-Mergel

Der Vergleich der Orbitoidensandsteine mit Inoceramen-Mergel der Piesting-Formation hat ergeben, dass der Monazit eindeutig weniger im Inoceramen-Mergel vorkommt als in den Orbitoidensandsteinen. Um eine tatsächlich signifikante Aussage zu treffen, reicht der Unterschied mit einer zweiseitigen Signifikanz von 0,290 nicht aus, da die Werte nicht ungleich genug sind.

6.2.1.2.3. Dreistettener Konglomerat vs. Orbitoidensandstein

Der T-Test bei den Dreistettener Konglomeraten mit den Orbitoidensandsteinen zeigt keine eindeutigen Unterschiede auf. So kommen die Schwerminerale innerhalb dieser Gruppen gleichmäßig vor, sind aber auch lokalen Schwankungen unterworfen.

6.2.1.3. Lokalitäten

6.2.1.3.1. Radbauer Riegel vs. Schneckengartl

Der Vergleich der Schwermineralverteilung der Sedimente am Schneckengartl mit vorwiegend kalkalpinen Komponenten mit den kristallin-führenden Konglomeraten am Radbauer Riegel weist einen signifikanten Unterschied in der Zirkonverteilung auf. Demnach kommt dieses Schwermineral häufiger am Radbauer Riegel vor als am Schneckengartl.

Der T-Test für Mittelwertgleichheit gibt für Rutil eine eindeutige Signifikanz für Varianzgleichheit, mit einem zweiseitigen Signifikanzwert von 0,004 an.

6.2.1.3.2. Grünbach und Neue Welt vs. Miesenbach

Wie bereits erwähnt, wurde die Schwermineralverteilung aus der Region Grünbach und der Neuen Welt mit den Gosaisedimenten des Miesenbachtals, die von GRUBER (1987) publiziert wurde, verglichen.

Der Vergleich der Schwerminerale von Miesenbach mit denen von Grünbach und der Neuen Welt hat ergeben, dass Zirkon, Rutil, Brookit/Anatas, Monazit, Chloritoid und Titanit eindeutig weniger in den Sedimenten aus Miesenbach als in denen aus Grünbach und der Neuen Welt vorkommen. Im Gegensatz dazu treten Chromspinell und Epidot in Miesenbach häufiger auf als in Grünbach und der Neuen Welt. Mit einer zweiseitigen Signifikanz von 0,004 des T-Tests für Mittelwertgleichheit ergibt sich für Rutil eine eindeutige Signifikanz für Varianzgleichheit. Für alle anderen Schwerminerale ist kein signifikanter Unterschied ersichtlich, die Wertspanne erstreckte sich hierbei von 0,000 bis 0,003.

Die Schwerminerale Turmalin und Staurolith kommen ebenfalls häufiger in Miesenbach auf, während Glaukophan weniger in dieser Region auftritt. Dennoch reicht eine zweiseitige Signifikanz von 0,420, 0,099 und 0,056 nicht aus, um einen eindeutigen Unterschied zu bestätigen.

Der T-Test für Mittelwertgleichheit gibt für Granat eine eindeutige Signifikanz für Varianzgleichheit an, mit einem zweiseitigen Signifikanzwert von 0,017 an.

6.2.2. Pearson'sche Korrelationskoeffizient

Der Pearson'sche Korrelationskoeffizient ist eine statistische Größe, die das Ausmaß der Wechselbeziehung zwischen zwei oder mehreren Variablen angibt. Dabei wird eine Aussage getroffen, inwieweit eine Beziehung von Variablen besteht oder nicht.

6.2.2.1. Lithostratigraphische Einheiten

Der Vergleich der Gruppe der Lithologien mit der Formation, sowie der Vergleich Formation mit dem Alter hat gezeigt, dass ein deutlicher Zusammenhang besteht.

Damit hat die Einführung der lithostratigraphischen Einheiten der Gosau Gruppe von Grünbach und der Neuen Welt von SUMMESBERGER (2002) eine neuerliche Bestätigung erhalten.

Zusammenschau und Diskussion:

Die Sedimente der Grünbach Gosau werden hauptsächlich durch die Schwerminerale Zirkon, Rutil, Turmalin und Granat charakterisiert.

Die kretazischen (santonen bis maastrichten) Sedimente in ihrer Zusammensetzung relativ ähnlich. So zeigen Zirkon, Rutil, Brookit/Anatas und Chloritoid eine prozentuelle Zunahme vom Ober Santonium bis hin zum Maastrichtium, während Chromspinell und Granat ins Hangende abnehmen. Die Anzahl der Rutilite sowie der von Monazit, Disthen, Glaukophan, Hornblende, Titanit, Staurolith und Epidot/Zoisit bleiben gleich.

Im Gegensatz dazu macht der Granat in der Zweiersdorf-Formation aus dem Paleozän rund 87 % aus und unterscheidet sich daher deutlich von den liegenden Einheiten, die einen Prozentsatz von 9 % bis 26 % aufweisen. Der Chromspinell fehlt gänzlich (Abb. 88).

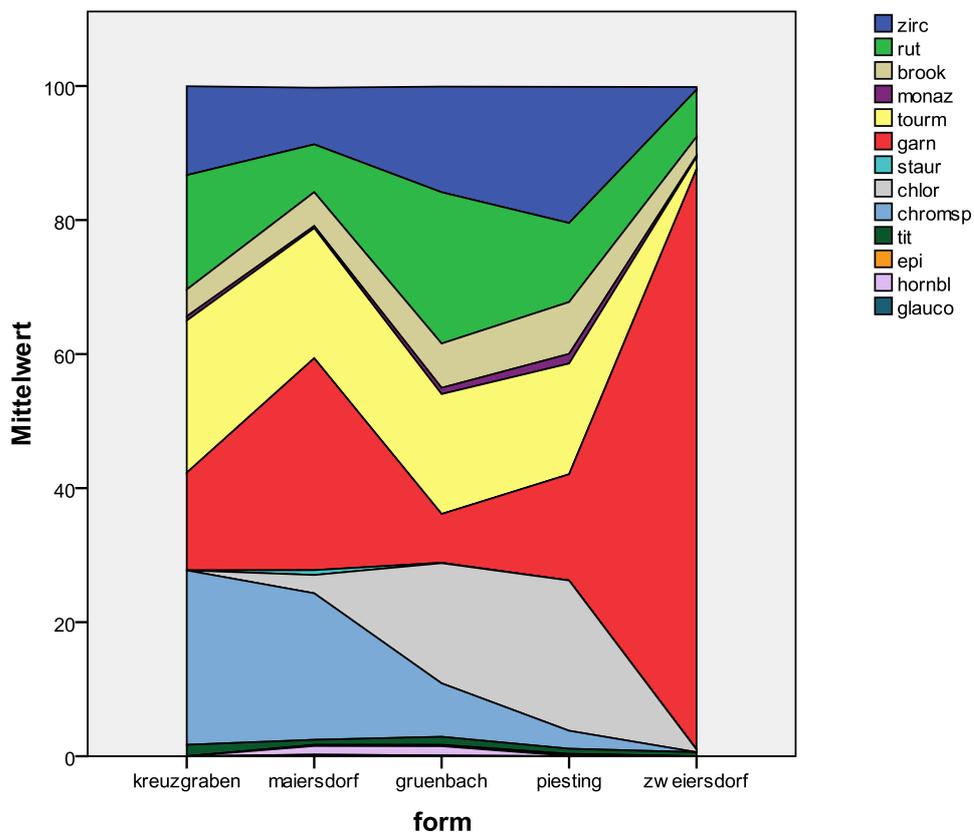


Abb. 88: Mittelwertverteilung der Schwerminerale der Formationen in chronologischer Reihenfolge

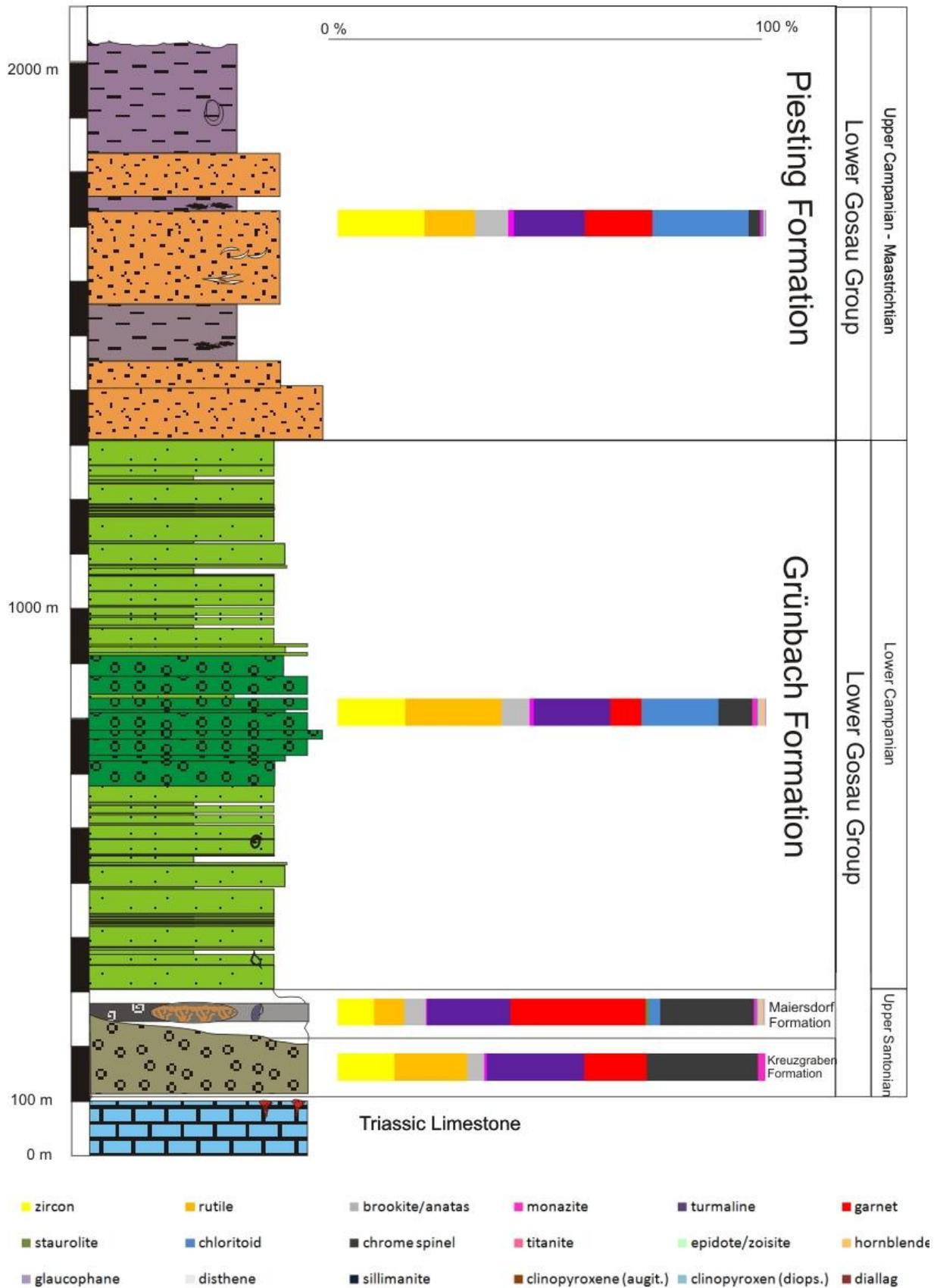


Abb. 89: Durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung im Profil

Diese Abfolge der Mineralzusammensetzung der jeweiligen Formationen repräsentiert die allgemein gültige Entwicklung der Schwerminerale der Gosau-Gruppe. Denn laut WOLETZ (1963) haben gleichaltrige Schichten der kalkalpinen Kreide und Paläogen eine ähnliche Petrologie. Demzufolge kann davon ausgegangen werden, dass die Gosasedimente zur Ablagerungszeit eigentlich durch eine großflächig zusammenhängende Sedimentschüttung zustande gekommen sind. Die jetzigen Vorkommen stellen Relikte dar, die vor weiterer Erosion aufgrund ihrer tektonischen Versenkung bewahrt wurden. Analysen von WOLETZ (1963) haben gezeigt, dass diese Schichten einerseits aus einer älteren, Chromit (=Chromspinell) und Zirkon dominierten Einheit besteht, die bis ins Unter Campanium reicht. Andererseits existiert eine jüngere Schüttung mit einem vorherrschenden Granatinhalt, ab dem Ober Campanium. Dies lässt sich paläogeotektonisch dahingehend erklären, dass die älteren Sedimente aus einem Hinterland mit ultrabasischen Magmatiten stammen, während der Granat von einem metamorphen Liefergebiet stammt und der Chromit gänzlich verschwindet.

Schließlich können die gosauischen Sedimente aufgrund ihrer Schwermineral-Zusammensetzung in drei Liefergebietstypen unterteilt werden: „Ophiolite“, „Cratonic“ und „Metamorphite“. Je nach vorherrschender tektonischer Situation während der eoalpinen Orogenese weisen sie eine signifikante Petrologie auf (WOLETZ, 1963; STATTEGGER, 1987).

Basierend auf dieser Erkenntnis kann nach STATTEGGER (1987) folgendes Modell für das jeweilige Hinterland aufgestellt werden, dessen Endglieder die drei Sedimentationsräume darstellen. Dementsprechend werden die Proben bei Abb. 86 in einem Ternary Plot in Zusammenhang von Zeit und Herkunft gesetzt. Deren Endglieder „Ophiolite“ umfassen Chromspinell, „Cratonic“ Turmalin, Rutil und Zirkon und „Metamorphite“ Granat, Disthen, Chloritoid, Hornblende, Glaukophan, Titanit und Epidot/Zoisit (Abb. 90).

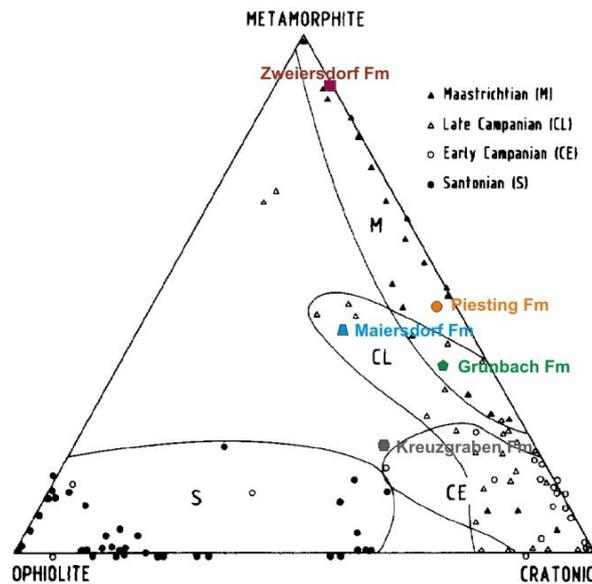


Abb. 90: Zeitliche Zuordnung der Formationen nach Schwermineralgehalt (nach STATTEGGER, 1987)

Die Sedimente des Santoniums zeichnen sich durch einen hohen ophiolithischen Inhalt aus, wobei diese auch einen verstärkten Einfluss vom kratonischen Hinterland aufweisen können. Im Unter Campanium werden die ophiolithischen Anteile deutlich weniger, während die kratonischen stark zunehmen. Auch im Ober Campanium bleibt der Gehalt an kratonischen bzw. kontinentalen Krusten-Komponenten dominant. Gleichzeitig beginnt ein leichter Eintrag von metamorphem Material, der bis zum Maastrichtium drastisch zunimmt (STATTEGGER, 1987).

Somit ist die Gosau Gruppe bis ins Untere Campanium durch einen hohen Anteil an Chromspinell gekennzeichnet. Dieses Mineral kennzeichnet ein ultrabasisches (vulkanisches?) Hinterland. Der Anteil an Zirkon steigt während dem Campanium stark an. Mit abnehmendem Alter der Schichten nehmen auch die Chromspinelle ab, während der Granat bis zum Paleozän enorm zunimmt. Das verminderte Auftreten von Hornblende und Epidot könnte auf eine Auflösung zwischen den Schichten zurückzuführen sein (STATTEGGER, 1987; POBER & FAUPL, 1988).

In weiterer Folge werden die erhobenen Daten nach STATTEGGER (1987) mit einem plattentektonischen Ereignis korreliert. Dabei kann zwischen konvergenten und divergenten Episoden unterschieden werden. Die Endglieder dieses Tetraeders stellen zum einen eine Subduktion mit ophiolithischem Detritus dar, zum anderen einen passiven Kontinentalrand (kratonisch) und als drittes ein Kollisionsgeschehen, das für den metamorphen Eintrag steht (Abb. 91).

Schließlich können die Ergebnisse der Schwermineralanalyse der Gosau-Gruppe von Grünbach in Zusammenhang mit folgender plattentektonischen Entwicklung, nach einem Modell von FRISCH (1979), interpretiert werden:

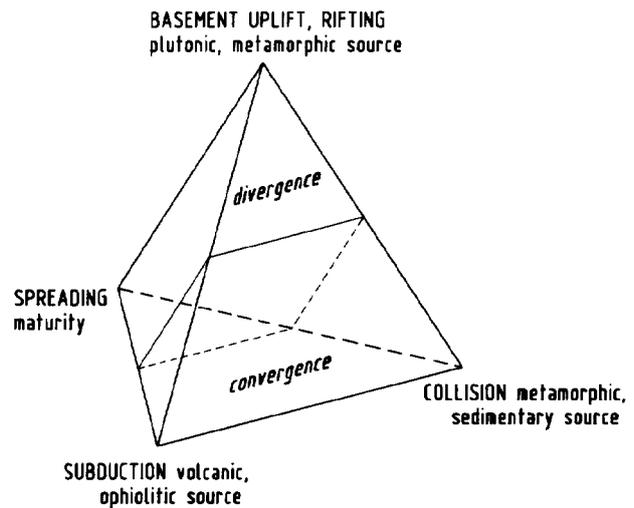


Abb. 91: Mögliche Ursprünge des Detritus in Korrelation zu plattentektonischen Ereignissen (nach STATTEGGER, 1987)

Durch das Spreading des südlichen Penninischen Ozeans entwickelte sich am Rand des europäischen Autochtons eine Subduktionszone. Durch die zunehmende Aufschiebung bildete sich während dem **Turonium** bis **Santonium** ein Akkretionskeil nördlich der austroalpinen Einheiten aus. Dabei fiel **ophiolithisches** Erosionsmaterial an, das schließlich in die Gosaubecken abtransportiert wurde. Mit dem Öffnen des nördlichen Penninischen Ozeans trennte sich der Mikrokontinent Briançonnais von der eurasischen Platte und stieß im **Campanium** mit dem Oberostalpin zusammen. Das dabei angefallene Erosionsmaterial setzte sich zunehmend aus **kratonischen** bzw. **kontinentalen** Inhalten zusammen. Ab dem Ober Campanium und nach der Überschiebung des Briançonnais wurden nun große Gebiete aus dem Süden der Nördlichen Kalkalpen erodiert. Dabei wurde vor allem der **metamorphe** Detritus des exhumierten und stark erodierten Grundgebirges der austroalpinen Einheiten Richtung Norden transportiert (FAUPL et al., 1987). Anhand der Schwermineralverteilung lässt sich die Entwicklung der Freilegung des Grundgebirgsmassivs nachvollziehen. Dementsprechend tritt zuerst der schwach metamorphe Chloritoid vermehrt in den Gosasedimenten auf, während der Granat erst mit fortgeschrittener Abtragung schließlich die Zusammensetzung der Schwerminerale dominiert (FAUPL & WAGREICH, 1992).

7. Aufbau der Grünbach Synklinale

Schon ein kurzer Blick auf die geologische Karte der Grünbach Gosau zeigt, dass es einen deutlichen Unterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen Teil der Grünbach Mulde gibt. Das Gebiet rund um Grünbach ist aufgrund des ehemaligen Bergbaus ausführlich untersucht worden, daher existieren zahlreiche detaillierte Daten, die die Position und die Struktur der Grünbach Synklinale bestätigen. Der westliche Teil dieser Falte streicht E-W und fällt mit etwa 60° nach Norden ein (Abb. 92). Dem gegenübergestellt weist der Teil der östlichen Mulde eine SW-NE Tektonik mit einem Einfallen von 60° in Richtung Südosten auf. Die Qualität und Quantität der Kohle nimmt nach Osten hin ab, zudem ist das Gebiet der Neuen Welt durch das Auftreten des Dreistettener Konglomerats charakterisiert.

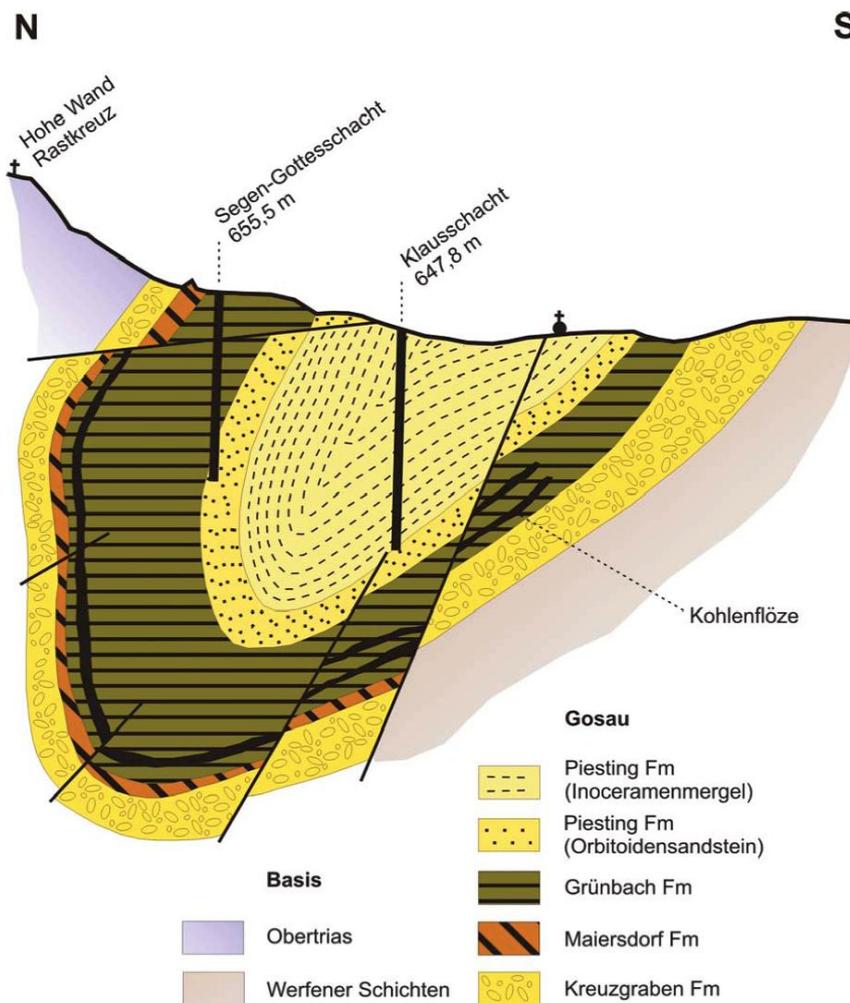


Abb. 92: Grünbach Synklinale im Gebiet Grünbach (verändert nach PLÖCHINGER, 1961, WESSELY, 2006)

7.1. Großtektonische Einheiten

Wie bereits im Kapitel 3 erwähnt, bestehen die Nördlichen Kalkalpen aus drei tektonischen Haupteinheiten (Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum) im Sinne von TOLLMANN (1985), die sich aufgrund ihrer Fazies unterscheiden. So bilden die Plattformkalke aus der Trias den harten Untergrund, im Gegensatz dazu sind die auflagernden jurassischen und kretazischen Sedimentgesteine weich und beweglich (PLÖCHINGER, 1962; WESSELY, 2006).

Das Bajuvarikum mit der Frankenfesler- und Lunzer-Decke ist nördlich abseits des Untersuchungsgebietes lokalisiert und hat für die gegenständliche Fragestellung keine direkte Relevanz.

Die höchste und auch südlichste Zone des Tirolikums ist die **Göller-Decke**, die wiederum dem Ötscher-Deckensystem zuzuordnen ist. Sie bildet den basalen Untergrund des Hallstätter- (Hohe Wand), Schneeberg-Deckensystems. Am unmittelbaren Nordwestrand der Gosaumulde tritt sie in Form von Dachsteinkalken an die Oberfläche und baut den markanten Starhemberg auf (PLÖCHINGER, 1962; WESSELY, 2006).

Das Juvavikum sitzt dem Tirolikum als eigenständiges Stockwerk auf, wie Abbildung 93 veranschaulicht. Es besteht aus der Hallstätter-, Mürzalpen- und Schneeberg-Decke (WESSELY, 2006).

Dabei bildet die Hallstätter-Decke die liegendste Einheit dieses Stockwerks. Im gesamten Kartierungsgebiet entspricht die **Hohe Wand-Decke** dieser Deckeneinheit. Es liegen jedoch keine Hinweise vor, die auf eine unmittelbare tektonische Verbindung zu der eigentlichen Hallstätter-Decke im Westen hindeuten würden (WESSELY, 2006). Nach LEIN (1984) kann davon ausgegangen werden, dass die Karbonate der Hohen Wand und der Fischauer Vorberge eine rein sedimentäre Ähnlichkeit mit der Deckeneinheit im Salzkammergut aufweisen und tatsächlich aus dem Süden der Schneeberg-Decke stammen. Es wird angenommen, dass im Jura die Hohe Wand als eigenständige Scholle durch die Subsidenz des Tirolikums auf bzw. in die Göller-Decke hineingeglitten ist.

Die **Schneeberg-Decke** nimmt die höchste Stellung innerhalb des Juvavikums ein. Sie baut unter anderem den namensgebenden Schneeberg und die Rax auf. Aufgrund ihrer Deckengrenze südlich von Höflein ist sie für die gegenständliche Untersuchung nicht maßgebend. Jedoch für die tektonische Entwicklung der Gosaumulde ist sie von Bedeutung, da sie maßgeblich für die Geometrie und schließlich auch für die Entstehung der Steinkohle von Grünbach verantwortlich ist (PLÖCHINGER, 1962, LEIN, 1984, WESSELY, 2006).

Die Umgebung des Projektgebietes von Grünbach ist vom Großtektonischen insofern interessant, als sie sich im Verschubbereich der bereits angeführten Schneeberg-, Göller- und Hohe Wand-Decke befindet. In weiterer Folge wurden die Gosausedimente diskordant darüber abgelagert, wobei die L-Form der Gosaulmulde von Grünbach durch den in Abbildung 93 sichtbaren tektonischen Aufbau bestimmt wurde.

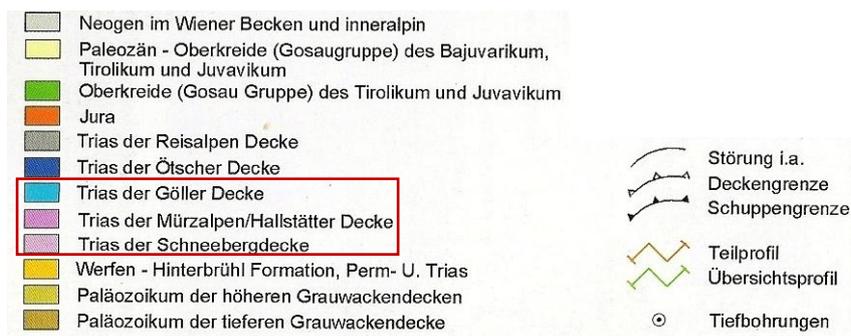
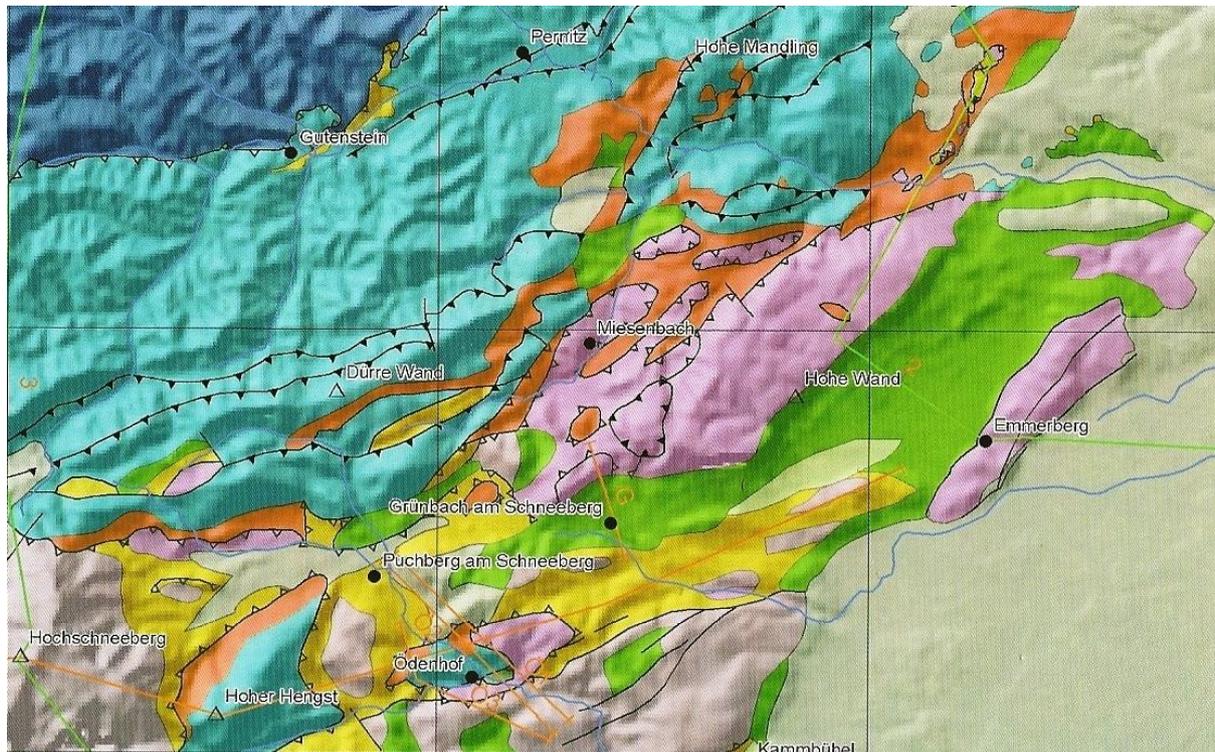


Abb. 93: Tektonische Übersichtskarte der Schneeberg-, Hohe Wand-, Ötscher-Decke (nach MANDL, 2001 und der Geologischen Karte von NÖ 1 : 200.000, Geol. B.-A., 2002, erstellt von WESSELY & ATZENHOFER, 2004; in WESSELY, 2006)

7.2. Tektonische Entwicklung

Die nachfolgenden Skizzen (Abb. 94, 95 und 96) sollen überblicksmäßig die allmähliche Ausbildung der Gosaumulde von Grünbach in Stufen zu ihrer heutigen Form aufzeigen.

Diese theoretischen Annahmen zu den einzelnen Entwicklungsstufen sind dahingehend von Relevanz, als sie zu einem besseren Verständnis für die tektonische Situation der Gosaumulde und auch zu deren internen Aufbau beitragen. Dabei konzentrieren sich bei der gegenständlichen Arbeit die Betrachtungen vor allem auf den östlichen Abschnitt.

Als erste Stufe der Entwicklung wird die Bildung des Untergrundes der Gosaumulde beschrieben. Die tektonische Übersichtskarte (Abb. 93) zeigt, dass deren Basis heterogen aufgebaut ist.

Ausgehend von der Göller-Decke, die als Bestandteil des Tirolikums die Basis des Kartierungsgebietes ausmacht, findet aufgrund der bereits erwähnten Eingleitung der juvavischen Scholle im (Späten)Jura eine Überschiebung der Hohen Wand-Decke statt. Im Zuge dessen schob sich zusätzlich intern die Schneeberg- über die Hohe Wand-Decke. Aufgrund der paläogeographischen Situation wird eine Druckrichtung aus dem Süden (alpidische Orogenese) angenommen und folglich eine Aufschiebung nach Norden bis Nordwesten (Abb. 94) (LEIN, 1984; WESSELY, 2006).

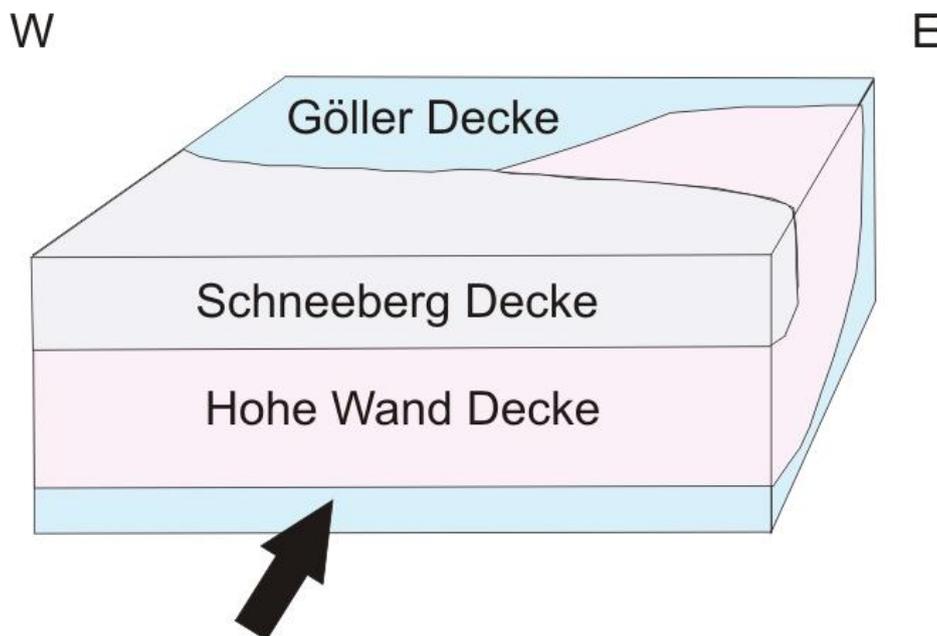


Abb. 94: Modell des Untergrundes der Gosaumulde (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)

7.2.1. Entwicklung der Gosäumulde von Grünbach und der Neuen Welt

A1 Wie bereits von PLÖCHINGER (1961, 1962) erwähnt, fand erst nach der Bildung des verschuppten Untergrundes die Ablagerung der kretazischen Sedimente statt (Abb. 95). In Anbetracht der großen zeitlichen Diskordanz, die die triassischen und überlagernden kretazischen Gesteine aufweisen, wird bereits von starken Erosionsgeschehen der vorgosauischen (triassischen, jurassischen und unterkretazischen) Sedimente ausgegangen. Dies verursachte die Ausbildung eines ungleichen Reliefs, das sich durch die unterschiedlichen Materialeigenschaften des Untergrundes ausgestaltete. So besteht der westliche Teil aus den Sedimenten der Schneeberg-Decke. In dieser Einheit bildeten Werfener Schichten in Form von weichen Tonmergeln die basale Grundlage. Dabei ist fraglich, inwieweit seinerzeit die Erosion vorangeschritten war, um die gesamte Schichtfolge bis zur Unteren Trias abgetragen zu haben. Es ist anzunehmen, dass vor allem die Erosion als Ergebnis der Tektonik der Schneeberg-Decke dafür ausschlaggebend war. Im Osten hingegen standen die Kalke und Dolomite der Hohen Wand-Decke oberflächlich an.

Nach PLÖCHINGER (1961, 1962) wurden demzufolge die Gosaisedimente auf das ungleiche Relief abgelagert. Dabei ist festzuhalten, dass sich im Osten auch das Dreistettener Konglomerat befindet, was überdies den E-W-Unterschied deutlich hervorhebt. Es ist anzunehmen, dass dieser Bereich offensichtlich höher gelegen ist als der in Grünbach. Dementsprechend sind reliefbedingte Unterschiede für lokale, laterale und fazielle Abweichungen in den Sedimenten der Gosäumulde verantwortlich.

A2 Aufgrund der räumlichen Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede der Gosaisedimente kann angenommen werden, dass die sedimentäre Auffüllung des Beckens tektonisch kontrolliert wurde. Insgesamt erfuhr die Grünbacher Synklinale zwei große Subsidenz-Phasen. Die erste wird im Santonium/Campanium und die zweite im Maastrichtium angesetzt (WAGREICH, 1991, 1993, 1995).

Laut PETRASCHKE (1937, 1941, 1956) soll mit der Absenkung der Mulde die Bildung der seinerzeit bedeutenden Kohle von Grünbach ermöglicht worden sein, denn durch die zunehmende Tiefe erhöhten sich auch entscheidend der Druck und die Temperatur.

Die kohlepetrographische Untersuchung der Kohlen von Grünbach und der Neuen Welt hat ergeben, dass der chemische Inkohlungsprozess, bestimmt von der Temperatur, bereits prätektonisch (vor dem Obereozän) und die physikalische Reifung, abhängig von der Tiefe, indessen syn- oder posttektonisch stattgefunden haben muss (SACHSENHOFER, 1987).

Diese Divergenz ist laut BERKOWITZ & SCHEIN (1952) kennzeichnend für eine bereits frühe und intensive Kompression der kohleführenden Sedimente.

A3 Beim nächsten Schritt erfolgte eine nachgosauische Überschiebung in Richtung Nordwesten. Dadurch, dass der Untergrund aus der Hohe Wand- und Schneeberg-Decke besteht und sich diese in ihrer Beschaffenheit jedoch unterscheiden, reagierte die weiche Hohe Wand-Decke stärker auf den Druck und verschob sich dahingehend, dass schließlich die Gosaumulde im Bereich der Hohen Wand ein NE-SW-Streichen aufweist. Während dessen reagierten die weichen Schichten der Schneeberg-Decke mit einer Einengung und behielten aber ihre E-W-Streichrichtung bei (PLÖCHINGER, 1961, 1962).

A4 Danach wurde der gesamte Komplex gegen Norden bis Nordosten überschoben und die Gosaumulde an die Hohe Wand gepresst. Somit wurde die Synklinale von Grünbach um 60° verstellt, wobei der östliche Abschnitt obendrein überkippte.

Die unterschiedlichen Lithologien reagierten je nach ihrer Zusammensetzung auf diese Verschiebung bzw. Kippung. So wirkten die kompetenten Gesteine, wie z.B. der Dreistettener Konglomerat, der heftigen Überschiebung mit Ausbildungen von Brüchen, Verschiebungen und Rissen entgegen. Fernhin bleibt ihre ursprüngliche Mächtigkeit im Wesentlichen erhalten. Dem gegenüber reagieren die weichen Inoceramenmergel im Hangenden mit plastischer Verformung. Bei der Schichtabfolge der Neuen Welt wechsellagern kompetente mit inkompetenten Horizonten (PLÖCHINGER, 1961, 1962). Da diese zusätzlich verformt wurden, sammelten sich weiche plastische Mergel in den Faltenachsen an (EISBACHER, 1991).

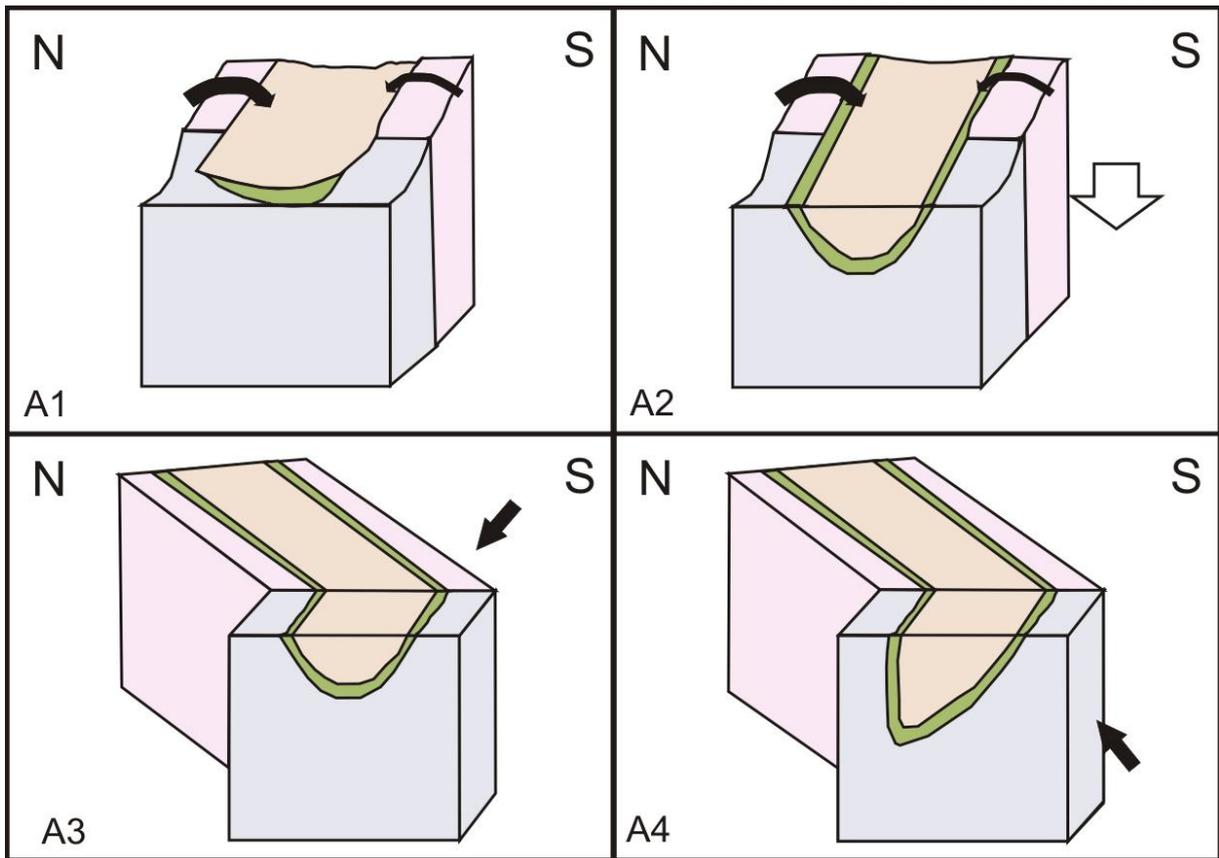


Abb. 95: Entwicklung der Gosaumulde von Grünbach (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)

7.2.2. Entwicklung der Gosaulmulde bei Dreistetten und Muthmannsdorf

B1 Der nun auf den östlichen Teil der Neuen Welt gerichtete Blick ermöglicht ein deutliches Differenzieren zwischen den einzelnen Schichten der Grünbach- und Piesting-Formation. Dabei sind die einzelnen Lithologien in den Farben gehalten, wie sie auch in der geologischen Karte von Dreistetten und Muthmannsdorf eingefärbt sind (Abb. 96).

B2 Die wohl bedeutendste Störung in diesem Gebiet verläuft entlang des Linsbergweges, der sich längs eines Grabens erstreckt. Dieser WNW-verlaufende Graben wird durch einen Bach nachgezeichnet und als Indiz für eine Schwächezone im Gestein gesehen.

B3 Die seinerzeit von PLÖCHINGER (1961, 1962) erwähnten Untersuchungen haben gezeigt, dass die Karbonate der Fischauer Vorberge und der Malleiten-Region auf die lockeren Gosasedimente aufgeschuppt wurden. Dabei wurde der südliche Flanke der Synklinale durch die Überschiebung der triassischen Karbonate maßgeblich gequetscht und verformt (AMPFERER, 1930).

B4 Aus der Kartierung und dem Vergleich des Schichteinfallens der Gesteinseinheiten nördlich und südlich dieser „Linsbergweg-Störung“ wird deutlich, dass diese jeweils entgegengesetzt zueinander einfallen. Demnach weisen die Dreistettener Konglomerate und Orbitoidensandsteine im Süden ein Schichteinfallen von etwa 120/60 und im Norden rund 340/60. So fallen die Sedimente im Süden noch äquivalent zu der herkömmlichen Mulde ein und zählen zu dem relativ ungestörten Abschnitt der Synklinale. Nördlich dieses Grabens sind die Schichten hingegen überkippt und bilden das östliche Ende der Grünbacher Synklinale.

Zur Ausbildung dieses überkippten Teils könnte eine Druckrichtung aus dem Westen angenommen werden, dabei würden die Sedimente im Norden an die Malleiten Kalke und in Richtung Osten zum Wiener Becken entweichen. Dennoch ist der Vorgang dieses Schrittes in Frage mit der großtektonischen Situation der Nördlichen Kalkalpen zu stellen, da sie für eine untragbare rückschreitende Bewegung entgegen ihrem üblichen Trend spräche.

An dieser Stelle sei anzumerken, dass dieser Knick am östlichen Ende der Mulde bereits im Schritt A5, also durch eine Überschiebung in Richtung Nordwesten, entstanden sein könnte. Allerdings fehlt die dabei zustandekommende N-S verlaufende Störung im Gebiet.

B5 Schließlich fanden jüngere dextrale Seitenverschiebungen statt. Dies lässt sich deutlich in den Konglomeraten und Karbonaten nordöstlich von Dreistetten entlang der Malleiten nachvollziehen. Ihre Streichrichtung verläuft E-W und somit großräumig parallel zu den Deckengrenzen und der ursprünglichen Gosaumulde, weswegen angenommen wird, dass sich dieses Störungssystem an einer alten vorgosausischen Bewegungsbahn orientiert hat (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962).

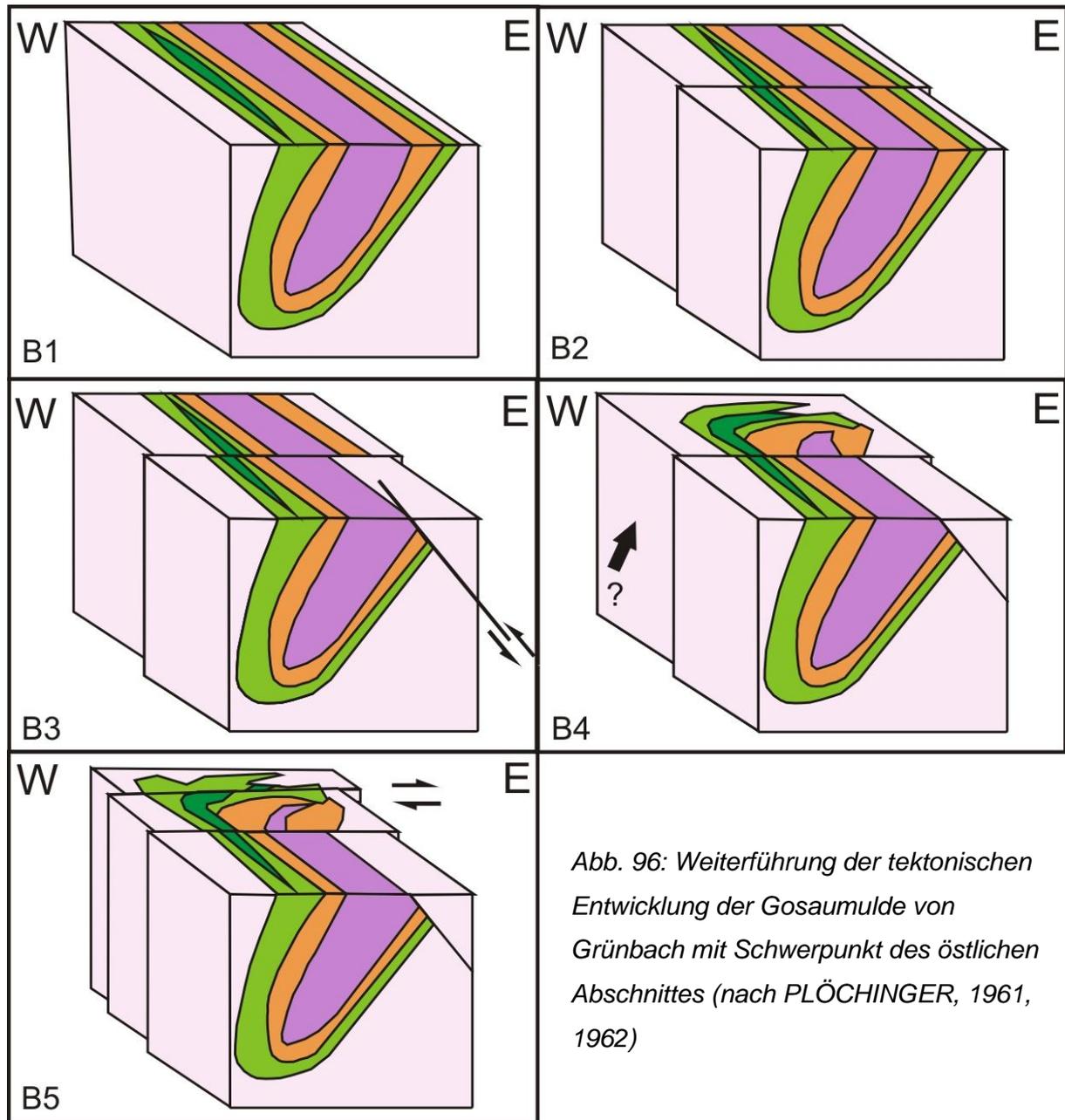


Abb. 96: Weiterführung der tektonischen Entwicklung der Gosaumulde von Grünbach mit Schwerpunkt des östlichen Abschnittes (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)

7.3. Geländemodell

Die geologische Kartierung des Gebietes rund um Dreistetten und Muthmannsdorf wurde mit einem Höhenmodell im ArcGIS zusätzlich ergänzt. Die LIDAR-Daten für das digitale Geländemodell wurden vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Gruppe Baudirektion, Abteilung Hydrologie und Geoinformation, bereitgestellt. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse, besonders im südlichen Abschnitt rund um Muthmannsdorf, sollen geomorphologische aber auch strukturgeologische Charakteristika als indirekte Parameter für den Internaufbau der Mulde dienen. Aus diesen Merkmalen wiederum kann die Schichtabfolge und Materialzusammensetzung abgelesen werden.

Für die gegenwärtige Fragestellung, nämlich ob die OrbitoidensandsteinZüge zu verbinden sind oder einzelne Niveaus im Sinne von PLÖCHINGER (1961, 1967) darstellen, wurde der Ausschnitt vom Radbauer Riegel bis zum westlichsten Orbitoidensandstein-Hügel bei Gaaden gewählt (Abb. 97).

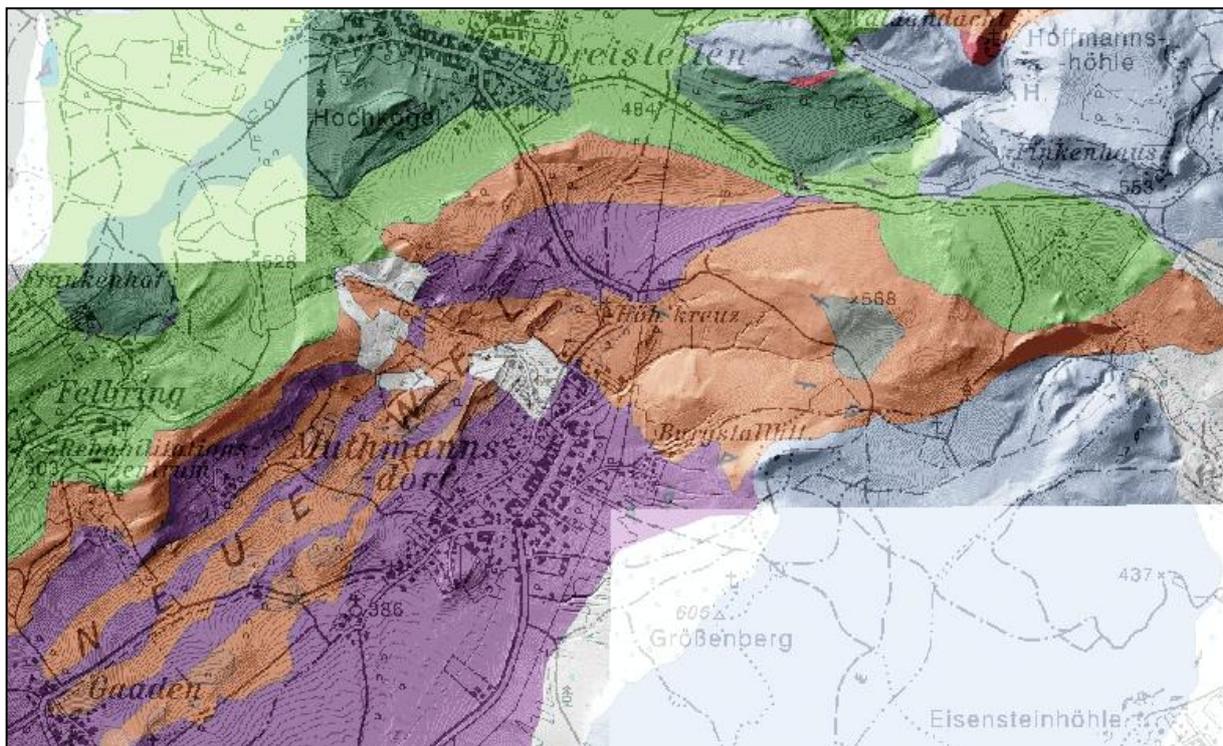


Abb. 97: Lage des digitalen Höhenmodells mit geologischer Karte

7.3.1. Lage der Orbitoidensandsteine

Bei den Geländeaufnahmen konnte beobachtet werden, dass sich die Orbitoidensandsteine auf Grund ihrer Verfestigung topographisch als Härtlinge deutlich von den übrigen Gesteinseinheiten unterscheiden. So ist ersichtlich, dass die einzelnen Züge Kämmen ausbilden (Abb. 98).

Dieses Erkennungsmerkmal wird bei der Kartierung mittels ArcGIS zunutze gemacht und jeweils die Oberkante und Unterkante der einzelnen Züge nachgezeichnet. Beim Verschneiden mit den Isohypsen wurden Punkte gesetzt und die wiederum mit Längen-, Breiten- und Höhenwerten versehen. Mit Hilfe dieser generierten Strukturlinien, die durch den Verlauf von Punkten gleicher Höhe bestimmt werden, kann schließlich die Form der Orbitoidensandstein-Schichten definiert werden (GRASEMANN, 2003).

Im digitalen Geländemodell wurde deutlich, dass neben dem im Feld erkennbaren 4 großen Orbitoidensandsteinzügen, auch weitere kleine Kämmen innerhalb dieser auftreten. Sie werden als härtere Abschnitte innerhalb der marinen Sandsteine gedeutet, die schließlich aufgrund ihrer Materialeigenschaften weniger verwittern und somit deutlicher hervorstechen.

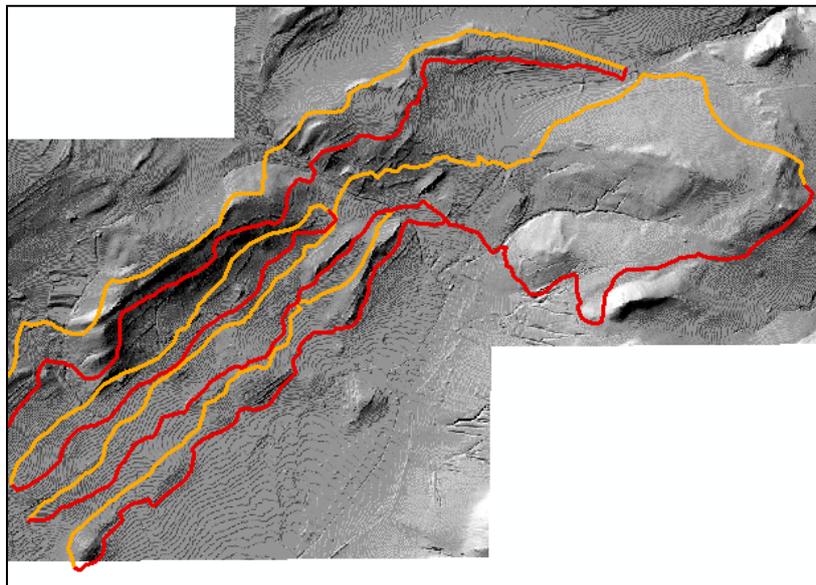


Abb. 98: Orbitoidensandsteine nachkartiert mit oranger Oberkante und roter Unterkante

Darüber hinaus sei angemerkt, dass bei den Orbitoidensandsteinzügen eine Boudinierung deutlich zu erkennen ist. Dieses NE-SW verlaufende Dehnungscharakteristikum verdeutlicht abermals den Kompetenzunterschied zwischen dem harten Orbitoidensandstein und dem weichen Inoceramenmergel.

Durch den Verschnitt mit den Konturlinien konnte aufgezeigt werden, dass die lithologischen Grenzen der einzelnen Sandsteinzüge den Isohypsen annähernd anpassen (Abb. 99 und Abb. 100).

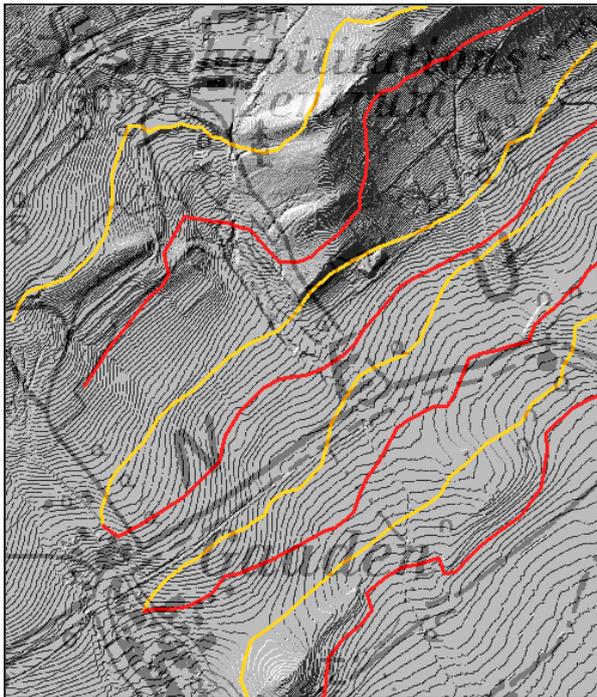


Abb. 99: Verschnitt der Isohypsen mit den Strukturlinien der Orbitoidensandsteine bei Gaaden entlang des NNW-SSE verlaufenden Steggrabens

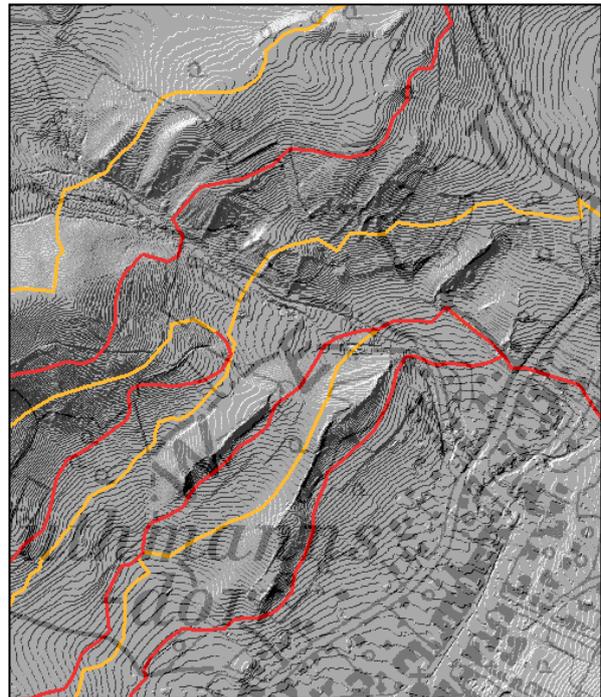


Abb. 100: Verschnitt der Isohypsen mit den Strukturlinien der Orbitoidensandsteine NNW Muthmannsdorf entlang des NW-SE verlaufenden Linsberggrabens

Wie aus den Abbildungen 99 und 100 deutlich ersichtlich wird, haben die einzelnen Horizonte eine leichte V-Form, dessen Spitze in Richtung taleinwärts deutet. Die „V-Regel“ besagt, dass die Orbitoidensandstein-Schichten ausnahmslos nach NW, zum Reitriegel, einfallen. Dennoch sei an dieser Stelle angemerkt, dass dies nur zutrifft, wenn es sich in diesem Fall nicht um ein primäres Auskeilen der Orbitoidensandsteine handelt.

7.3.2. Strukturen

In weiterer Folge wurden auffällige Strukturen in der Morphologie näher untersucht. Demnach weisen unter anderem auch Flüsse, Vegetation und Gräben, die sich eindeutig im Relief abzeichnen und nach verfolgen lassen, auf Störungen hin.

Basierend auf diesen Annahmen ist die Rekonstruktion eines solchen Störungssystems im Bereich von Dreistetten und Muthmannsdorf möglich (Abb. 101).

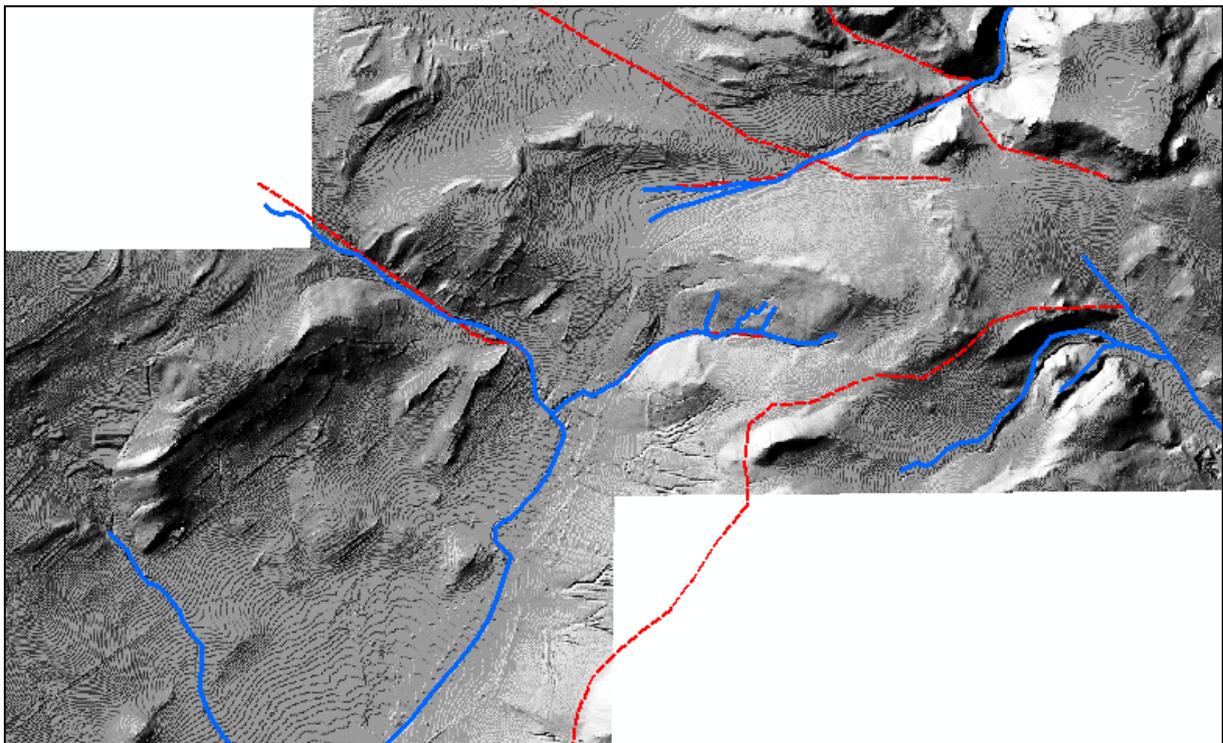


Abb. 101: Vorstellbares rot eingezeichnetes Störungssystem von Dreistetten und Muthmannsdorf mit blau nachgezeichnetem Entwässerungssystem

Basierend auf dieser Interpretation ist ersichtlich, dass eine NE-SW und eine NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungsrichtung vorherrschend ist. Sie wurde bereits im vorhergehenden Kapitel besprochen und bekräftigt somit auch die Überlegungen zum Blockmodell.

7.3.2.1. Linsbergwegstörung

In diesem Zusammenhang ist auch der Graben entlang des Linsbergweges, nordwestlich von Muthmannsdorf, näher untersucht worden (Abb. 102).

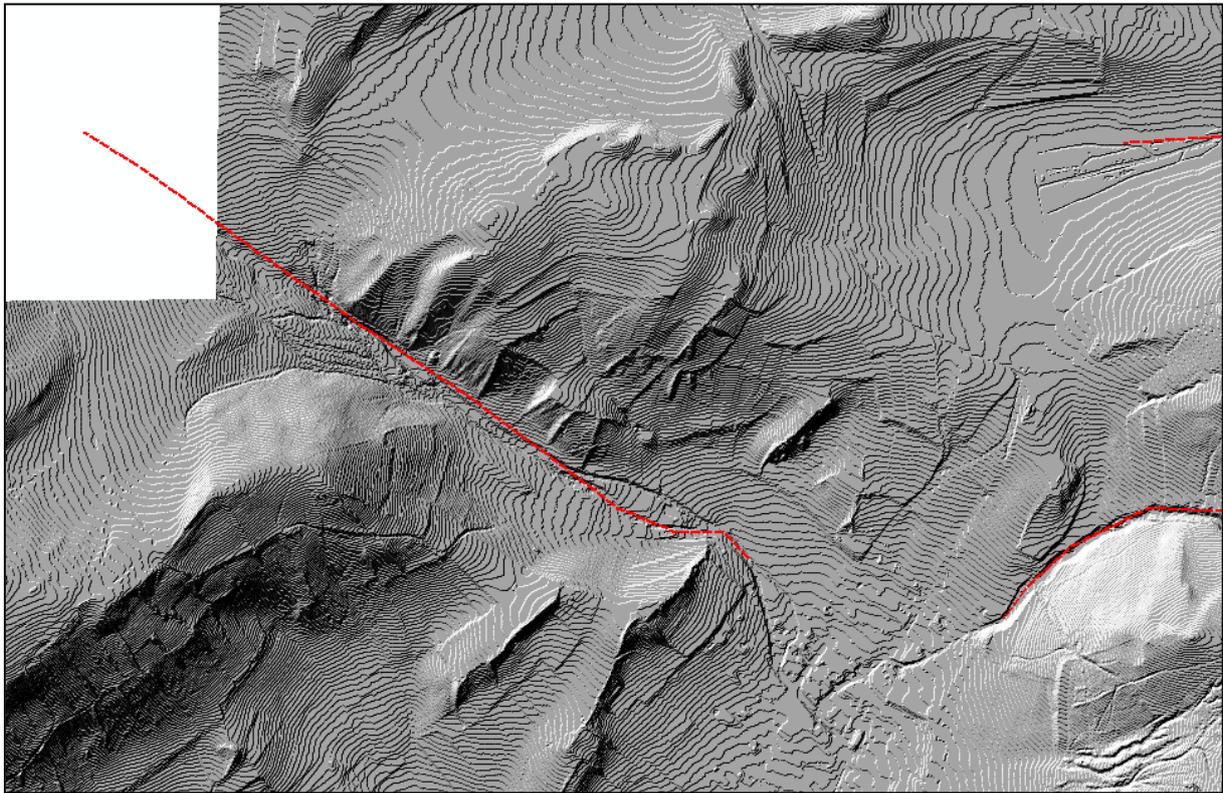


Abb. 102: Linsberggraben im Hillshade mit rot eingezeichnetem Störungsverlauf

Wie bereits aus den Beobachtungen im Feld vermutet, konnte bestätigt werden, dass sich entlang des Grabens eine NW-SE verlaufenden Störung befindet, die zusätzlich durch den Bach nachgezeichnet wird.

Da im Kartierungsgebiet innerhalb der Schichten keine Wasseraustritte beobachtet werden können, deuten ferner auch die nördlich gelegenen Wasseraustritte in Form der Dunderlin- und Linsgrabenquelle auf das Vorhandensein von wasserwegigen Zonen und somit auch zusätzlich auf diese Linsbergwegstörung hin.

7.4. Geländeschnitte

Zur weiteren Veranschaulichung des Aufbaus der Gosäumulde bei Dreistetten und Muthmannsdorf wurden Profile anhand der geologischen Karte gezeichnet. Dabei ist in drei unterschiedlichen Orientierungen ein Querschnitt der Schichtabfolge dargestellt (Abb. 103).

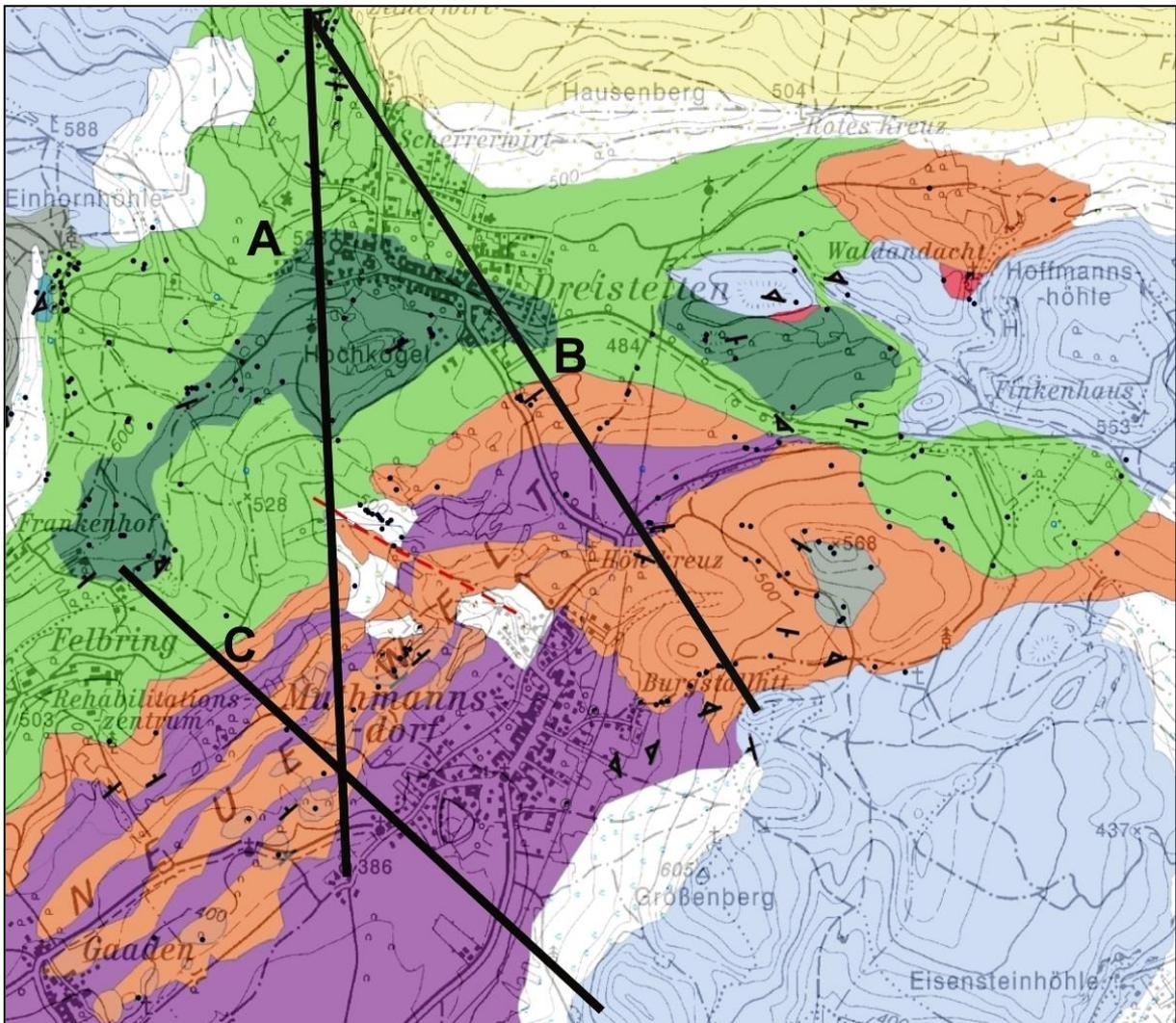


Abb. 103: Geologische Karte von Dreistetten und Muthmannsdorf mit Verlauf der Profile A, B und C

7.4.1. Profil A

Der von N nach S verlaufende Querschnitt (Profil A) beginnt bei den Kalken des Starhembergs, die ein Schichteinfallen von 330/60 aufweisen (Abb. 104). Verglichen mit dem dortigen Geländere relief, nähert sich die Oberfläche dem Winkel der Kalke relativ gut an.

Auch die Brachiopoden- und Rudistenkalke liegen äquivalent zu den Starhembergkalken mit einem Streichen von NE-SW und einem Einfallen von 61°.

Daran schließen diskordant die in hellgrün gehaltenen kohleflözführenden Sandsteine und Tonmergel (Grünbach-Formation). Dabei konnten besonders in diesem Abschnitt die Sandsteinhorizonte einigermaßen gut eingemessen werden. Sie fallen vergleichsweise seichter ein als die liegenden Kalke, dennoch passen sich auch diese dem NE-SW-Trend an und weisen einen Winkel von etwa 75° auf. In Richtung Süden werden die Sandsteine deutlich gröber und weisen mitunter auch kiesige Komponenten auf. Dies ist vor allem durch ein Anstieg des Reliefs merklich, das bis etwa zur Kirche von Dreistetten reicht.

Ab der Kirche steigt das Gelände noch einmal merklich an und findet seinen Höhepunkt am Hochkogel. Diese deutliche Erhebung repräsentiert das in den kohleflözführenden Komplex eingeschaltete Dreistettener Konglomerat. Das Konglomerat ist aufgrund seiner Materialzusammensetzung schlecht verwittert und baut typischerweise Geländeerhebungen auf. Sie fallen etwa 340/60 ein.

In Richtung Süden fällt das Relief nach dem Hochkogel ersichtlich ab und geht wieder in die weichere kohleflözführenden Sandsteine und Tonmergel über, wobei sein Einfallen auf 332/72 gemittelt wird.

Die WNW-ESE verlaufende Störung längs des Linsbergweges trennt im Geländeschnitt anschaulich die beiden vorherrschenden Einfallrichtungen der nördlichen und südlichen Hälfte des Kartierungsgebietes.

An die Einheiten der Grünbach-Formation schließt der Orbitoidensandstein (orange eingefärbt, Piesting-Formation). Im Bereich des Reitriegels fällt das Relief abermals drastisch in Richtung Süden ab. In Anbetracht der Tatsache, dass auch hier die Aufschlüsse kaum Informationen für die Lagerung dieser obercampanen-maastrichten Sandsteine zulassen, wird ein interpolierter Wert für diese von 144/45 angenommen.

Der ebene Abschnitt des Geländequerschnitts wird dem Inoceramenmergel (violett gefärbten) zugeschrieben und auch hier wird aufgrund fehlender Aufschlüsse ein Wert anhand der nördlich und südlich begrenzenden Orbitoidensandsteine interpoliert.

Der nächste steil abfallende Bereich stellt wiederum Orbitoidensandsteine dar. Diese fallen mit 65° Richtung ENE ein.

Das südliche Ende bilden die Inoceramenmergel, die als jüngste Einheit in der Mitte der Synklinale, südlich von Muthmannsdorf zu liegen kommen. Auch in diesem Fall wurden Daten über das tatsächliche Einfallen der feinkörnigen Sedimente interpoliert.

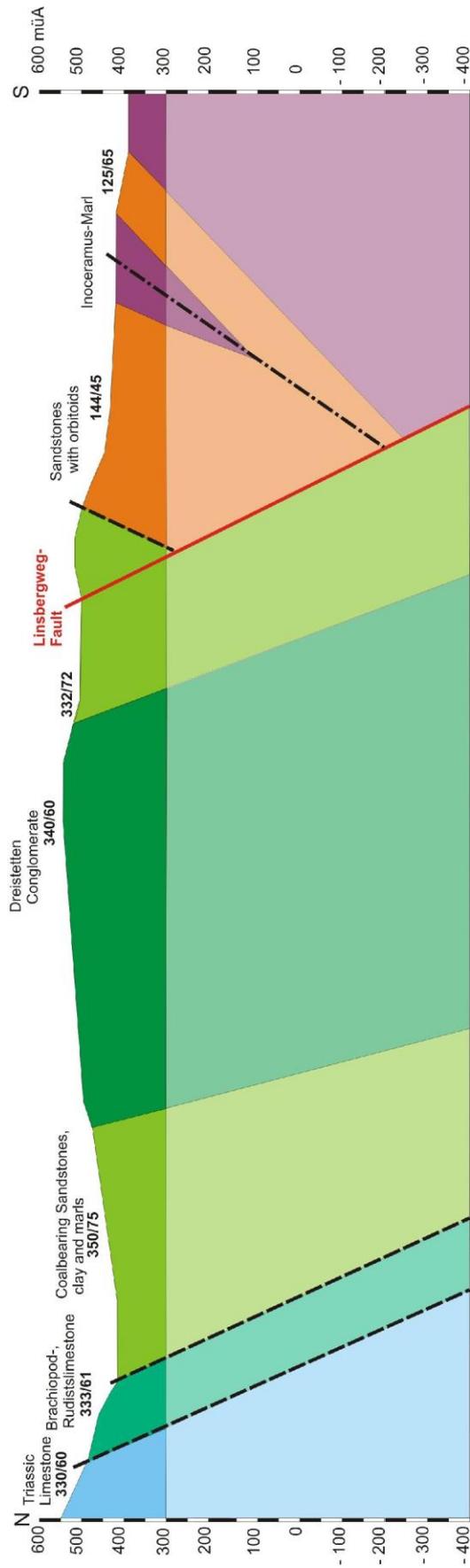


Abb. 104: N-S verlaufender Querschnitt der Schichten von Dreistetten und Muthmannsdorf (Profil A)

7.4.2. Profil B

Der Geländeschnitt des Profils B liegt normal auf das Streichen der Sedimente des nördlichen Abschnittes.

Das NNW-SSE verlaufende Profil B beginnt ebenfalls bei den Dachsteinkalken des Starhembergs, die wie bereits erwähnt mit etwa 330/60 einfallen (Abb. 101).

Im Hangenden folgen die kohleflözführenden Sandsteine und Tonmergel, die ein Einfallen mit rund 010/70 im nördlichen bzw. 350/80 im südlichen Abschnitt aufweisen. Entsprechend dem vorangegangenen Profil A steigt auch hier das Relief in Richtung Dreistetten deutlich an. Schließlich gehen die kohleflözführenden Sandsteine und Tonmergel in das Dreistetten Konglomerat über, das in diesem Bereich mit rund 360/50 einfällt.

Danach fällt das Gelände wieder leicht ab, das als Indiz für die weichen und feinkörnigen Sedimente der Grünbach-Formation gilt.

Unmittelbar am Ortsende von Dreistetten ragt ein markanter Hügel hervor, der für die harten Orbitoidensandsteine der Piesting-Formation steht. An diesem Aufschluss konnte ein Einfallen von etwa 330/50 gemessen werden.

Der Inoceramenmergel ist durch eine sumpfige Gegend repräsentiert und wird im SE durch den Orbitoidensandstein abermals begrenzt. Dieser fällt im Mittel mit 030/60 und weiter SSE mit 147/80 ein. Auch hier ist ein verstärkter Anstieg deutlich, der nicht zuletzt auch von den liegenden Hauptdolomit und Hallstätterkalk der Fischauer Vorberge verstärkt wird.

In weiterer Folge treten diese Karbonate auch zu Tage und weisen ein ähnliches Einfallen, wie die Orbitoidensandsteine, nämlich NNW-SSE streichend mit einem Winkel von 66° auf.

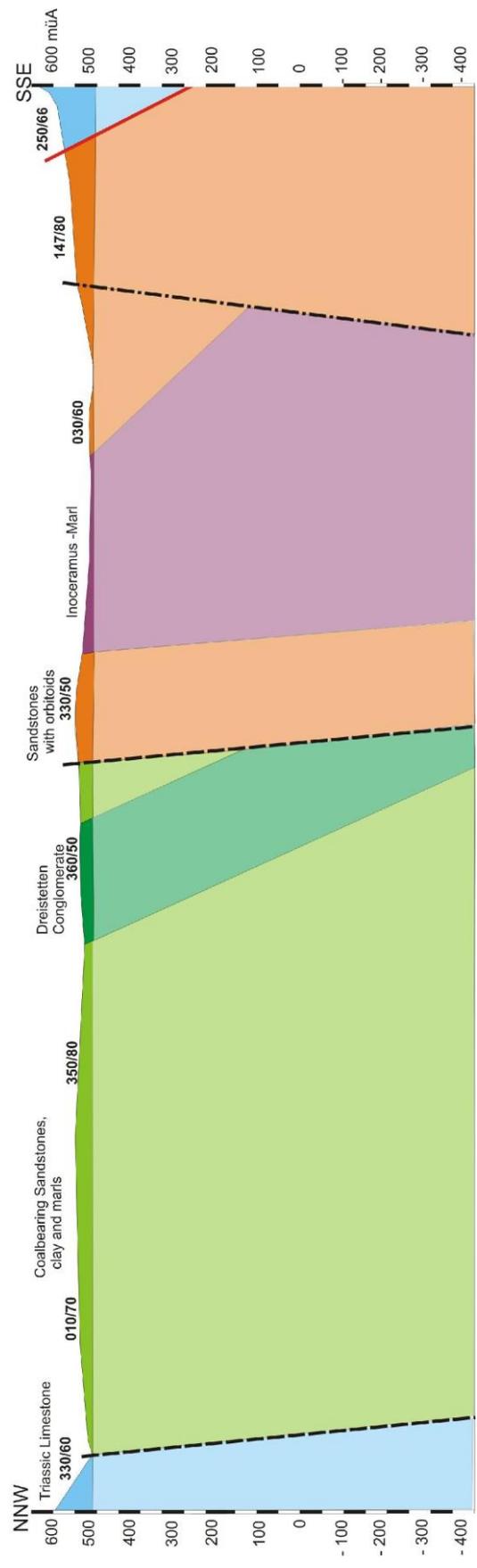


Abb. 105: NNW-SSE verlaufender Querschnitt der Schichten von Dreistetten (Profil B)

7.4.3. Profil C

Das Profil C verläuft im südlichen Teil des Kartierungsgebietes von NW nach SE normal auf das Schichteinfallen (Abb. 106).

Der Querschnitt beginnt im NW mit den Dreistettener Konglomeraten am Frankenhof. Auch dabei ist eine Erhöhung des Reliefs ersichtlich, die typisch für diese Lithologie ist. In diesem Abschnitt streichen die Konglomerate annähernd NNE-SSW und weisen ein relatives Einfallen von 45° auf.

Darüber folgen die kohleflözführenden Sandsteine und Tonmergel, die mit etwa 145/30 einfallen und somit flacher im Gesteinsverband liegen.

Im Hangenden schließen die Orbitoidensandsteine an. Wie auch im Profil A schon ersichtlich, fällt das Relief dramatisch in Richtung SE ab. Sie weisen ein NNE-SSW-Streichen mit einem Einfallen von 30° auf.

Auch hier ist die Wechsellagerung der Orbitoidensandsteine mit den Inoceramenmergel ersichtlich, wobei die weichen feinkörnigen Sedimente flacher ausgebildet sind.

Der südöstlichere Orbitoidensandsteinzug fällt mit 101/65 deutlich steiler ein als der im Liegenden.

An dieser Stelle sei anzumerken, dass die Orbitoidensandstein-Horizonte, so wie sie im Profil C dargestellt sind, eine Faltung aufzeigen. Dennoch ist angesichts systematischer und statistischer Ungenauigkeiten bei Messungen im Gelände, als auch anhand des Geländemodells, Profilen von PLÖCHINGER (1961) und der relativen Tiefe davon auszugehen, dass die einzelnen Schichten annähernd parallel zueinander im Gesteinsverband liegen. Die in Abbildung 96 dargestellte Form dieser Einheit basiert einzig auf den Mittelwerten der Messungen und deren Interpretation. Es ist von einem unterirdischen Störungssystem auszugehen, wie es auch in der Gosau Synklinale von Grünbach (Abb. 88) bereits dargestellt wurde.

In der Mitte der Synklinale sind die Inoceramenmergel als jüngste Schichtfolge situiert.

Der am Ostrand der Fischauer Vorberge gemessene Schichteinfall der Inoceramenmergel beträgt im unteren hangenden Abschnitt ca. 080/60. Nach Osten werden diese zunehmend steiler und können bis zu 88° erreichen. Ihr Streichen passt sich dem der NNW-SSE verlaufenden Wettersteinkalke an.

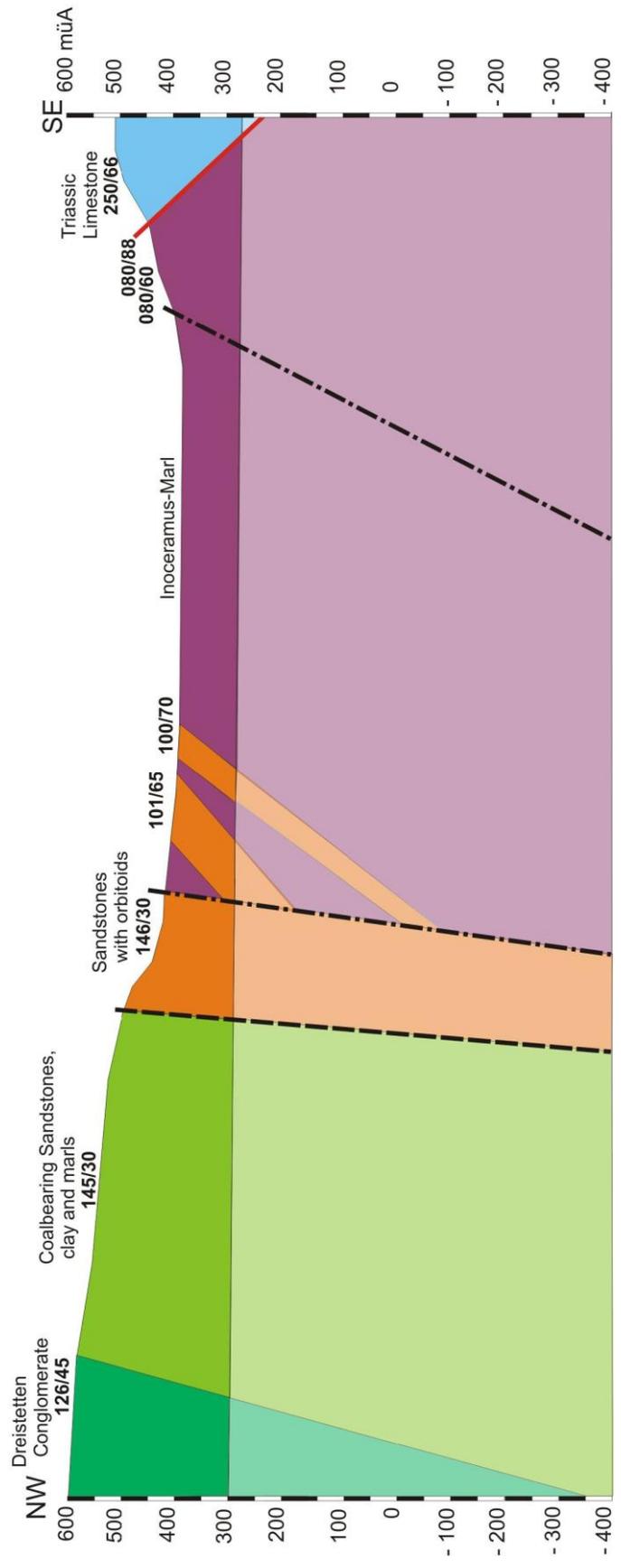


Abb. 106: NW-SE verlaufender Querschnitt der Schichten von Muthmannsdorf (Profil C)

Zusammenschau und Diskussion

Aufgrund der Kartierung und den daraus gewonnen Erkenntnissen kann davon ausgegangen werden, dass auch die Sedimente von Dreistetten und Muthmannsdorf eine Synklinale bilden (Abb. 107).

Im Allgemeinen weisen die Schichten ein Einfallen von rund 60° und SW-NE Streichen auf und entsprechen somit der Struktur der südlichen Grünbach Synklinale. Durch ihren verhältnismäßig großen Öffnungswinkel kann sie als offene Synform charakterisiert werden.

Am östlichen Rand weisen die Inoceramenmergel-Schichten ein Streichen parallel zu den Fischauer Vorbergen auf, fallen annähernd senkrecht ein und enden abrupt.

Die Schichten des Abschnittes von Muthmannsdorf stellen noch das herkömmliche Einfallen der Gosaumulde der Neuen Welt dar, während nördlich der Linsbergweg-Störung sie bereits überkippt sind. Als Folge des kontinuierlichen Aufschiebens nach N bzw. NE auf den harten Untergrund (Malleitenkalke) sind die kretazischen Sedimente verflacht und haben sich seitlich ausgebreitet.

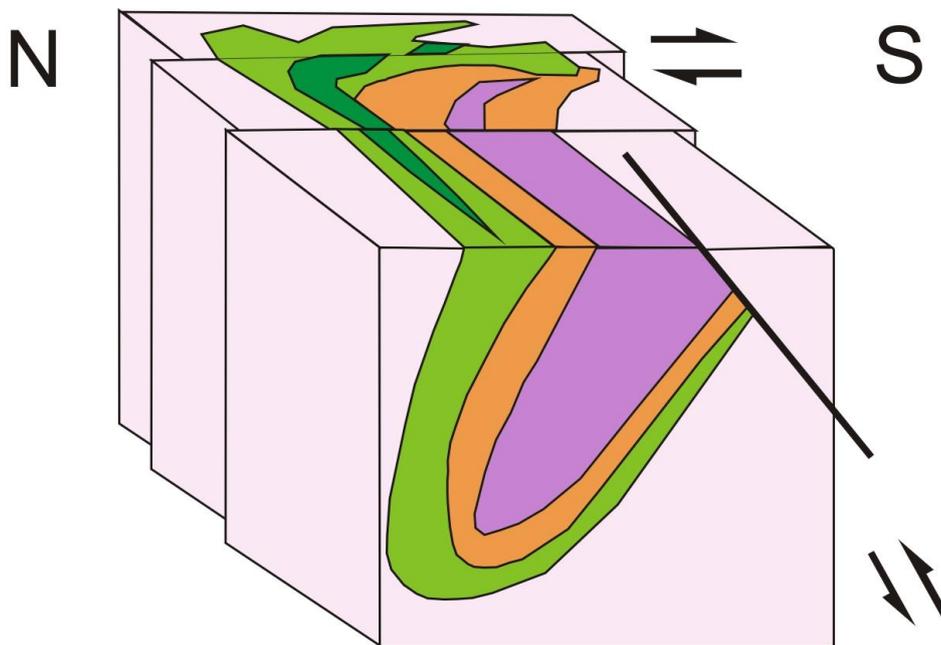


Abb. 107: Aufbau der Mulde bei Dreistetten und Muthmannsdorf

Basierend auf den Erkenntnissen mittels Geländemodell ist anzunehmen, dass die Orbitoidensandsteine nach PLÖCHINGER (1961, 1967) einzelne Horizonte darstellen und in Wechsellagerung mit Horizonten von Inoceramenmergel auftreten. Insgesamt konnten 4 Sandsteinpakete ("Züge") ausgemacht werden, die nun morphologisch als harte Schichtpakete im Gelände zu Tage treten.

Aus der tektonischen Übersichtskarte ist ersichtlich, dass die Göller- und Hohe Wand-Decke bereits eine NE Orientierung vor der Ablagerung der Gosasedimente (vorgosauisch) aufzeigen. Die heutige Form der Grünbach Synklinale, insbesondere der östliche Bereich, wurde erst durch jüngere Bruchtektonik geformt.

Schließlich ist davon auszugehen, dass die Grünbach Synklinale nicht direkt ins Wiener Becken fortgeführt werden kann. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die Ausbildung der Gosasedimente, vor allem in Bezug auf ihre Entstehung und Verteilung und der damit verbundenen Entwicklung der jeweiligen Fazies, stark von der vorherrschenden Tektonik abhängig ist. Dementsprechend ist bereits innerhalb der Grünbach Synklinale eine Ungleichmäßigkeit wegen des inhomogenen Untergrundes ersichtlich.

8. Schlussfolgerungen

Die Gosasedimente von Dreistetten und Muthmannsdorf weisen eine turone? bis untercampane Transgression auf. Die Sedimente wurden dabei in ein störungsgebundenes Becken mit einer terrestrischen bis seichtmarinen Fazies geschüttet. Nach einer kurzzeitigen Hebung, Deformation und Erosion der Nördlichen Kalkalpen, senkte sich das Gosaubecken rasch ab und es wurden vollmarine Sedimente diskordant im Maastrichtium abgelagert.

Die Sedimentation setzte wahrscheinlich im späten Turonium mit Bauxiten ein und ging in ein terrestrisches, fluviatiles Milieu in Form von Basiskonglomeraten der Kreuzgraben-Formation über. Mit der folgenden Meerestransgression bildeten sich Actaeonellen-, Brachiopoden- und Rudistenkalke sowie Sandsteine der Maersdorf-Formation aus.

Im frühen Campanium entwickelte sich ein wechselndes, marines bis limnisch-brackisches Umfeld und die kohleführenden Sandsteine, Tone und Mergel wurden abgelagert, wobei die mäßig bis gut sortierten Sandsteine als Litharenite zu bezeichnen sind. Es wurde auch das polymikte Dreistettener Konglomerat in Form eines lokalen Schuttfächers aus dem Norden in diese Umgebung geschüttet. Die der Grünbach-Formation angehörenden Sedimente wurden in einer Küstenebene und einem küstennahen Bereich in unmittelbarer Nähe eines Deltas abgelagert.

Mit einer neuerlichen Transgression bildete sich ein vollmarines Milieu der Piesting-Formation aus. Dabei entstanden im Schelfbereich die Orbitoidensandsteine und Inoceramenmergel, die ebenfalls als schlecht sortierte Litharenite bzw. lithische Grauwacke mit einem relativ hohen Anteil an karbonatischen und schwach metamorphen Gesteinsfragmenten auftreten.

Generell sind die Gosasedimente durch eine Zunahme an Granat, Zirkon, Rutil, Turmalin und Chloritoid und eine Abnahme an Chromspinel vom Ober Santonium bis ins Paleozän charakterisiert. So weisen die älteren Sedimente einen relativ hohen ophiolithischen Detritus auf, während mit abnehmendem Alter der Einfluss aus dem kratonischen Hinterland zunimmt und schließlich die jüngsten von anfangs schwach zu schließlich stark metamorphen Schwermineralen dominiert werden.

Die Kartierung hat gezeigt, dass es sich im Bereich von Dreistetten und Muthmannsdorf um eine Synklinale handelt. Dabei ist ersichtlich, dass sich diese in Richtung N bzw. E verbreitert, die Schichten relativ flach einfallen und bei den Fischauer Vorbergen im Osten abrupt enden.

Schließlich lassen die Untersuchungen die Annahme zu, dass die Grünbach Synklinale als ein eigenständiges Gosaubecken entstanden ist. Die Aufnahmen im Gelände zeigen auf, dass die Mulde Richtung Osten nicht mehr weiter verläuft. Viel eher ist im Dreistettener Bereich von einer Randsituation auszugehen, die auch durch das Auftreten des Dreistettener Konglomerates und der relativ geringen Schichtmächtigkeit bezeugt wird.

Aufgrund der tektonischen Gegebenheiten sind die Unterschiede zu groß, um daraus Rückschlüsse auf einen Zusammenhang zwischen Synklinalen, wie der Glinzendorf Synklinale, im Wiener Becken zu ziehen.

9. Kritische Betrachtung

Tektonische, paläontologische, geochronologische und andere geologische Aspekte konnten aus materiellen und zeitlichen Gründen im Rahmen dieser Untersuchung nicht ausführlicher behandelt werden.

Ebenso von Bedeutung wäre die Erforschung der Strukturgeologie und zwar besonders im östlichen Abschnitt der Gosaumulde, weil dies eine Verbesserung der Kenntnis regionaler Geologie zulassen würde. Allerdings erschweren schlechte Aufschlussbedingungen die Überprüfung des exakten Schichtverlaufs. 2010 und 2011 wurden in der Region Maiersdorf Baggerschurfe (Trenches) gezogen. Sie zeigen, dass der tatsächliche Aufbau der Mulde viel komplexer ist als bisher angenommen. Nichtsdestotrotz ermöglichen die Karbonate der Hohen Wand, Starhemberg, Malleiten und Fischauer Vorberge, wenn auch eingeschränkte Aussagen über die prä- und postgosauische Entwicklung der Synklinale zu tätigen.

Im Gelände wurde versucht, mit größter Objektivität und Unvoreingenommenheit unter Berücksichtigung der Arbeiten von PLÖCHINGER (1961, 1962) zu kartieren.

Dennoch ist davon auszugehen, dass die Eingrenzung der Schichten nach geomorphologischen Merkmalen sowie die Beschreibung der Schichten subjektiv beeinflusst wurde. Aufgrund der raren punktuellen Aufschlüsse ist es nicht gänzlich möglich, ein durchgehendes Profil der Gosasedimente von Dreistetten und Muthmannsdorf aufzunehmen, es können dadurch Rückschlüsse auf die Gesamtsituation gezogen werden.

Die entnommenen Proben für die Schwerminerale entsprechen Stichproben, die für die jeweiligen Schichten stehen. Es ist davon auszugehen, dass die Gosasedimente durchwegs aus einer breiten Schüttung stammen und somit einen vergleichweisen Trend darstellen.

Auch die untersuchten Dünnschliffe spiegeln lediglich punktuell die Schichten wider und weisen in ihrer Beschreibung subjektive Eindrücke auf.

Literaturverzeichnis:

AMPFERER, O. (1930): Geologisches Gutachten über die Lagerung der Kohleflöze im östlichen Teil der Gosaumulde der Neuen Welt bei Wiener Neustadt, 1-5, Wien.

BERKOWITZ, N. & SCHEIN, H. G. (1952): Some aspects of the ultrafine structure of lignites. - Fuel, 31, 19-32, 5, London.

BOUÉ, A. (1832): Sur les environs de Wand en Autriche. - Memoire Géologie et Paléontologie, 1, 229.

CŽJŽEK, J. (1851): Die Kohle in den Kreideablagerungen bei Grünbach. - Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 2, 107-123, Wien.

EISBACHER, G. (1991): Einführung in die Tektonik. - Ferdinand Enke Verlag, 1. Auflage, Stuttgart.

ERKAN, E. (1973): Die exotischen Gerolle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitteilung der Geologischen Gesellschaft in Wien, 65, 1972, 33-106, Wien.

FAUPL, P. (2003): Historische Geologie. - Facultas UTB, 2. Auflage, Wien.

FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. - Deuticke, 142-155, Wien.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleck-schichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 135, 481–491, Wien.

FOLK, R. L. (1968): Petrology of sedimentary rocks. - Hephill's, 107, Austin, Texas.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - Tectonophysics, 60, 121-139, Wien.

GRASEMANN, B. (2003): Geologische Karten und Profile. - Facultas Skripten, Wien.

GRUBER, P. (1987): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen der Gosaugruppe zwischen Puchberg/Schneeberg und Waidmannsfeld (Miesenbachtal, Niederösterreich). - Unveröffentlichte Dissertation der Formal-Naturwissenschaftlichen Fakultät Universität Wien, 142, Wien.

GRUNDTNER, M.L. (2009): Sedimentologisches Profil der Sandgrube Steinbrunn/Bgld. - Unveröffentlichte Bachelorarbeit, 54, Wien.

HOFER, G. (2009): Geochemische Untersuchungen an lakustrin-marinen Sedimenten der Bohrung Markgrafneusiedl T1 (Oberkreide, Gosau-Gruppe). - Masterarbeit, 102, Wien.

HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SVÁBENICKÁ, L. & SVOBODOVA, M. (1999): Biostratigraphy and facies of selected exposures in the Grünbach-Neue Welt Gosau Group (Coal-bearing Series, Inoceramus-Marl and Zweiersdorf-Formation, Late Cretaceous and Paleocene, Lower Austria). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 56/2, 519-551, Wien.

KRENMAYR, H.G. (RED.), HOFMANN, T., MANDL, G., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.- P. (2002): Rocky Austria: Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 63, Wien.

KVAČEK, J. & HERMAN, A. B. (2004): Monocotyledons from the Early Campanian (Cretaceous) of Grünbach, Lower Austria. - Review of Palaeobotany and Palynology, 128, 323-353, Wien.

KVAČEK, J. & HERMAN, A. (2004): The Campanian Grünbach Flora of Lower Austria: palaeoecological interpretations. - In: Geologie und Paläontologie gewidmet Hofrat Dr. Heinz A. Kollmann zu seinem 65. Geburtstag. - Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 106, Serie A, 91-101, Wien.

LEIN, R. (1984): Geologie der Hohen Wand. - In: E. WURM: Hohe Wand und Umgebung. - F. Prüger 10-28, Payerbach.

LEISS, O. (1988). Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 131, 609-636, Wien.

MANDL, G.W. (2001): Die östlichen Kalkhochalpen – Stratigraphie und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. – In: MANDL, G.W. (Red): Arbeitstagung 2001 Neuberg a. d. Mürz, 71-87, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KOLLMANN, H. A. (1967): Die Gattung Trochactaeon in der ostalpinen Oberkreide. – Annalen des Naturhistorisches Museum Wien, 71, 117 – 198, Wien.

MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & BOGNAR, L. (1987): Cretaceous Bauxites of Austria and Hungary: Lithology and Paleotectonic Implications. - Travaux ICSOBA, 16-17, Zagreb.

OBERHAUSER, R. (1957): Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 100, Wien.

OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnische Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 5, 5 – 47, Wien.

PAPP, A (1956): Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. – Mitteilung der Geologischen Gesellschaft Wien, 47 (1954), 35-98, Wien.

PAVLISHINA, P., VERREUSSEL, R., LEEREVELD, H., SUMMESBERGER, H. & WAGREICH, M. (2004): Palynological study of Gosau group deposits (Upper Cretaceous) of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 106A, 67-90, Wien.

PETRASCHEK, W. (1937): Österreichische Kohlelager. - Sonderdruck aus der Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 85, Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin.

PETRASCHECK, W. (1941): Die Gosau der Neuen Welt bei Wr. Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. - Berg- und Hüttenmännisches Monatsheft, 89.

PETRASCHECK, W. (1956): Kohle; Naturgeschichte eines Rohstoffes. - Verständliche Wissenschaft, 59, Springer, Berlin.

POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Geologische Rundschau, 77/3, 641-670, Stuttgart.

POKORNY, G. (1959): Die Actaeonellen der Gosauformation. – Sitzungsbericht der Österreichischen Akademischen Wissenschaft, Mathematisch – Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung 1, 168, 16, 945 – 978, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1961): Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N.Ö.) mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER und A. PAPP. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 104, 359-441, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1962): Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (N.Ö.). - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 55, 55-60, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes Niederösterreich), 1:25.000. - Geologische Bundesanstalt, 142, Wien.

SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 80, 1-45, Wien.

STATTEGGER, K., (1987): Heavy minerals and provenance of sands: modelling of lithological end members from river sands of northern Austria and from sandstones of the Austroalpine Gosau Formation (Late Cretaceous). - Journal of Sedimentary Petrology, 57, 301-310.

STEUBER, T. (2001): Strontium isotope stratigraphy of Turonian–Campanian Gosau-type rudist formations in the Northern Calcareous and Central Alps (Austria and Germany). - Cretaceous Research, 22, 429-441, Oxford.

STEUBER, T. (2004): Turonian-Campanian Plagiolychidae (Mollusca: Hippuritoidea) of Gosau-type rudist formations of the Alps (Austria). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, 106A, 103-121, Wien.

SUMMESBERGER, H. (1997): The Cretaceous of the Grünbach - Neue Welt Basin. - In: PILLER, W.E., SUMMESBERGER, H., DRAXLER, I., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (Eds.): Meso- to Cenozoic tropical/subtropical climates. - Selected examples from the northern Calcareous Alps. - Second European Palaeontological Congress - Climates: Past, Present and Future; Vienna; Excursion guides, 111, Wien.

SUMMESBERGER, H., WAGREICH M., TRÖGER, K.-A. & SCHOLGER, R. (2000): Piesting-Formation, Grünbach-Formation und Maiersdorf-Formation - drei neue lithostratigraphische Termini in der Gosau Gruppe (Oberkreide) von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – *Austrostrat 2000; Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens Universität Graz*, 2, 23, Graz.

SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & SCHOLGER, R. (2002): The Upper Cretaceous of Piesting (Austria): Integrated stratigraphy of the Piesting Formation (Gosau Group). - In: WAGREICH, M. (Ed.): *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography*. - Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 15, 373-399, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

SUMMESBERGER, H., MACHALSKI, M., WAGREICH, M. (2007): First record of the late Campanian heteromorph ammonite *Nostoceras hyatti* from the Alpine Cretaceous (Grünbach, Gosau Group, Lower Austria). - *Acta Geologica Polonica*, 57, 443-451.

TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich*. - Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – Deuticke, 710, Wien.

TUCKER, M. (1985): *Einführung in die Sedimentpetrologie*, Übersetzer Schötte M., Enke, Stuttgart.

TUCKER, M. (1996): *Methoden der Sedimentologie*, Übersetzung Hintermaier G., Enke, Stuttgart.

WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 131, 663-685, Wien.

WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosau-Gruppe (Österreich). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1990, 1645-1657, Stuttgart.

WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts - A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Geology*, 21, 941-944, Boulder.

WAGREICH, M. (1995): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). - *Tectonophysics*, 242, 63-78, Amsterdam.

WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). - *International Journal of Earth Sciences*, 90, 714-726, Berlin.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 235-254, Wien.

WAGREICH, M. & MARSCHALKO, R. (1995): Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. - *Geologische Rundschau*, 84, 187-199, Berlin.

WESSELY, G. (2006): *Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*. - 416, Wien (Geologische Bundesanstalt).

WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 106, 89-119, Wien.

ZIMMER, W. & WESSELY, G. (1996): Exploration results in thrust and subthrust complexes in the Alps and below the Vienna Basin in Austria. - In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Ed.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. - EAGE Special Publication, 5, 81-107, Wien.

ZITTEL, K. v., (1866): Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. – *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse.*, 24 (1865–1866): 105–177, 25, 77–198, Wien.

Abbildungsverzeichnis

- Abb.1: A: Gosauvorkommen in Österreich (nach SUMMESBERGER et al., 2000);
B: Lage der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (nach SUMMESBERGER, 1997)
- Abb. 2: Paläogeographische Situation in der Oberkreide (KRENMAYR et al., 2002)
- Abb. 3: Vereinfachte Darstellung der geologischen Karte des Wiener Beckens (HOFER, 2009, nach WAGREICH & MARSCHALKO, 1995, ZIMMER & WESSELY, 1996)
- Abb.4: Stratigraphisches Profil der Gosau von Grünbach (SUMMESBERGER et al., 2007)
- Abb. 5: Topographische Übersicht - Dreistetten und Muthmannsdorf (ÖK 50)
- Abb. 6: Bauxit am Großen Auriegel (x=735272, y=301788, z=473 m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 7: Dunkelrote Tonsteine (x=735252, y=301806, z=483 m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 8: Aufschluss Basiskongomerat; westlich des Schneckengartls (x=731422,y=301831, z=653 m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 9: Actaeonellenkalk - Sand-, Siltstein“ beim Schneckengartl (x=731524, y=301852,35 z=561m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 10: Brachipodenkalk am Starhemberg (x=32525, y=302977, z=491m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 11: Schichteinfallen der kohleflözführenden Sandsteine (Grundtner, 2010)
- Abb. 12: Übergang von Sandstein zu Konglomerat in Blickrichtung E (x=732042, y=301437, z=512m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 13: Konglomerat mit kiesigem Sandstein (x=732042, y=301437, z=512m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 14: Sandsteine in Wechsellagerung mit Tonen (x=732668, y=302589, z=458 m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 15: Blattabdruck im kohleflöz-führenden Sandstein; Handstück S16 (x=732658, y=302591, z=450m) (Grundtner, 2010)

- Abb. 16: Aufschlusspunkte Dreistettener Konglomerat (rot=Siedlung, grün=Wald)
(MapSource)
- Abb. 17: Ungeschichteter Gesteinsverband des Dreistettener Konglomerates (Grundtner, 2010)
- Abb. 18: Konglomeratblöcke am Kleinen Auriegel (x=734927,y=301612,z=499m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 19: Aufschluss Hochkogel in Blickrichtung S (x=732923, y=301646, z=485m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 20: Typusprofil Dreistettener Konglomerat (Dreistetten-Konglomerat-Subformation)
Hochkogel (x=732923, y=301646, z=485m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 21: Hangendster Abschnitt des Hochkogels (x=732917, y=301625, z=490m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 22: Grobsandige Schicht innerhalb des Dreistettener Konglomerates am Hochkogel
(x=732912, y=301638, z=485m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 23: Profil Baustelle (x=733041, y=301742, z=465m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 24: Nördlicher Abschnitt der Baustelle in Blickrichtung W (x=733041, y=301742,
z=465m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 25: Südlicher Abschnitt der Baustelle in Blickrichtung W (x=733035,
y=301687,z=465m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 26: Profil Dunderlin (x=732078, y=301456, z=509m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 27: Aufschluss Dunderlin in Blickrichtung SW (x=732078, y=301456, z=509m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 28: Aufschluss Frankenhof in Blickrichtung W (x=731637,y=301021,z=521m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 29: Aufschluss Konstantinstollen in Blickrichtung W (x=731882, y=300800, z=491m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 30: Harnisch bei Konstantinstollen (Grundtner, 2010)
- Abb. 31: Aufschluss Felbring in Blickrichtung W (x=731638, y=300843, z=596m) (Grundtner,
2010)

- Abb. 32: Auskeilende Konglomeratlinse bei Felbring (x=731638, y=300843, z=596m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 33: Profil Felbring (x=731638, y=300843, z=596m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 34: Darstellung der ausdünnenden Aufschlussmächtigkeiten und Komponentengrößen
des Dreistettener Konglomerates (Grundtner, 2011)
- Abb. 35: Aufschlusspunkte der Orbitoidensandsteine (rot=Siedlung, grün=Wald)
(MapSource)
- Abb. 36: Aufschluss S Dreistetten in Blickrichtung ESE (x=731501, y=301899, z=640m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 37: Konglomeratischer Orbitoidensandstein (x=734354, y=300915, z=506m) (Grundtner,
2010)
- Abb. 38: Profil Linsberg (x=731840, y=299070, z=491m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 39: Abschnitt mit Sandsteinblöcken entlang des Linsbergweges (x=731840, y=299070,
z=491m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 40: Blickrichtung N (x=732877, y=300940, z=430m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 41: Blickrichtung S (x=732877, y=300940, z=430m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 42: Fossilführender Orbitoidensandstein; Handstück OS 36 (x=732891, y=300350,
z=418m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 43: Orbitoidensandsteinaufschluss am nördlichen Ende des Reitriegels (x=732955,
y=300435, z=430m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 44: Aufschluss am Weg zur Burgstallhütte in Blickrichtung NE (x=734222, y=300370,
z=481m) (Grundtner, 2010)
- Abb. 45: Abdrücke einer Molluske im Inoceramenmergel am Fuße der Fischauer Vorberge
(Grundtner, 2010)
- Abb. 46: Spurenfossil eines Ganges im Inoceramenmergel (Grundtner, 2010)
- Abb. 47: Merkliches Steilerwerden des Radbauer Riegels (x=734625, y=300644, z=559m)
(Grundtner, 2010)
- Abb. 48: Quarzite, Gneise und Grünschiefer am Radbauer Riegel (Grundtner, 2010)

- Abb. 49: Schichtabfolge der Gosauablagerungen der Neuen Welt (Grundtner, 2010)
- Abb. 50: Basiskonglomerat am Schneckengartl, Aufschlussfoto (Grundtner, 2010)
- Abb. 51: Schlecht sortiertes Basiskonglomerat mit Komponenten, eckig mit beginnender Kantenrundung (links: PPL, rechts: XPL); Probe GRÜ 09/6B (Grundtner, 2010)
- Abb. 52: Dunkelgrauer Mergel in einer Gastropode; Handstück AK01 (Grundtner, 2010)
- Abb. 53: Gastropoden aus dem „Actaeonellenkalk-Sand-, Siltstein“; Probe GRÜ 09/9 (Grundtner, 2010)
- Abb. 54: Tonmergel (links) und Sandstein (rechts); Handstücke S17 und S18 (Grundtner, 2010)
- Abb. 55: Kohleflözführender Sandstein; Probe GRÜ09/24 (Grundtner, 2010)
- Abb. 56: Muschelrest im kohleflözführenden Sandstein; Probe GRÜ 09/23B (Grundtner, 2010)
- Abb. 57: Muschelrest im kohleflözführenden Sandstein; Probe GRÜ 09/23B23B (Grundtner, 2010)
- Abb. 58: Quarzit (Aufschluss Hochkogel) (Grundtner, 2010)
- Abb. 59: Sandstein (Aufschluss Hochkogel) (Grundtner, 2010)
- Abb. 60: Kalk (Aufschluss Hochkogel) (Grundtner, 2010)
- Abb. 61: Roter Tonstein (Aufschluss Hochkogel) (Grundtner, 2010)
- Abb. 62: Typisches Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ 09/5 (Grundtner, 2010)
- Abb. 63: Dreistettener Konglomerat mit einem Biomikrit- nenten sind durchaus angerundet Fragment (links unten); Probe GRÜ 09/28A (Grundtner, 2010)
- Abb. 64: Onkoid-Fragment im Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ 09/28A (Grundtner, 2010)
- Abb. 65: Radiolarit-Fragment im Dreistettener Konglomerat; Probe GRÜ09/28B1 (Grundtner, 2010)
- Abb. 66: Sandiger Abschnitt innerhalb des mehr Kalkkomponenten vorhanden Dreistettener Konglomerates; Probe GRÜ 09/43 (Grundtner, 2010)

- Abb. 67: Schlecht sortierte Komponenten mit einer eckigen bis eckig mit beginnender Kantenrundung; Probe GRÜ 09/36 (Grundtner, 2010)
- Abb. 68: Glimmerreicher Orbitoidensandstein; Handstück OS 42 (Grundtner, 2010)
- Abb. 69: Eckige Körner mit beginnender Kantenrundung, schlecht sortiert; Probe GRÜ 09/11 (Grundtner, 2010)
- Abb. 70: Mäßig sortierter Orbitoidensandstein (links PPL, rechts: XPL); Probe GRÜ 09/37 (Grundtner, 2010)
- Abb. 71: Eckiger und mäßig sortierter Orbitoidensandstein am Radbauer Riegel mit relativ vielen Gesteinsfragmenten (rechts: PPL, links: XPL); Probe GRÜ 09/50 (Grundtner, 2010)
- Abb. 72: Glimmerreicher Inoceramenmergel; Handstück IM 9 (Grundtner, 2010)
- Abb. 73: Inoceramenmergel mit Inoceramen; Probe IM 10 (Grundtner, 2010)
- Abb. 74: Konglomerat am Radbauer Riegel; Handstück BK 10 (Grundtner, 2010)
- Abb. 75: Radbauer Grobklastika mit relativ großen kristallinen Komponenten; Probe GRÜ 09/49 (Grundtner, 2010)
- Abb. 76: Klassifikation des Kohleflözführenden Sandsteins (nach FOLK, 1974)
- Abb. 77: Klassifikation des Orbitoidensandsteins (nach FOLK, 1974)
- Abb. 78: Schwermineralanalyse Kreuzgraben Formation (Grundtner, 2010)
- Abb. 79: Schwermineralanalyse Maiersdorf-Formation (Grundtner, 2010)
- Abb. 80: Maiersdorf-Formation Ost vs. West (Grundtner, 2010)
- Abb. 81: Schwermineralanalyse Grünbach-Formation (Grundtner, 2010)
- Abb. 82: Grünbach-Formation Ost vs. West (Grundtner, 2010)
- Abb. 83: Schwermineralanalyse Piesting-Formation (Grundtner, 2010)
- Abb. 84: Piesting-Formation Ost vs. West (Grundtner, 2010)
- Abb. 85: Piesting-Formation Orbitoidensandstein vs. Inoceramenmergel (Grundtner, 2010)
- Abb. 86: Schwermineralanalyse Zweiersdorf-Formation (Grundtner, 2010)
- Abb. 87: Schwermineralanalyse Radbauer Grobkastika (Grundtner, 2010)

- Abb. 88: Mittelwertverteilung der Schwerminerale der Formationen in chronologischer Reihenfolge (Grundtner, 2010)
- Abb.89: Durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung im Profil (Grundtner, 2010)
- Abb. 90: Zeitliche Zuordnung der Formationen nach Schwermineralgehalt (nach STATTEGGER, 1987)
- Abb. 91: Mögliche Ursprünge des Detritus in Korrelation zu plattentektonischen Ereignissen (nach STATTEGGER, 1987)
- Abb. 92: Grünbach Synklinale von Grünbach (verändert nach PLÖCHINGER, 1961, WESSELY, 2006)
- Abb. 93: Tektonische Übersichtskarte der Schneeberg-, Hohe Wand-, Ötscher-Decke (nach MANDL, 2001 und der Geologischen Karte von NÖ 1 : 200.000, Geol. B.-A., 2002, erstellt von WESSELY & ATZENHOFER, 2004; in WESSELY, 2006)
- Abb. 94: Modell des Untergrundes der Gosaumulde (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)
- Abb. 95: Entwicklung der Gosaumulde von Grünbach (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)
- Abb. 96: Weiterführung der tektonischen Entwicklung der Gosaumulde von Grünbach mit Schwerpunkt des östlichen Abschnittes (nach PLÖCHINGER, 1961, 1962)
- Abb. 97: Lage des digitalen Höhenmodells mit geologischer Karte (nach Amt der NÖ Landesregierung)
- Abb. 98: Orbitoidensandsteine mit oranger Oberkante und roter Unterkante (Grundtner, 2010)
- Abb. 99: Verschnitt der Isohypsen mit den Strukturlinien der Orbitoidensandsteine bei Gaaden entlang des NNW-SSE verlaufenden Steggrabens (Grundtner. 2010)
- Abb. 100: Verschnitt der Isohypsen mit den Strukturlinien der Orbitoidensandsteine NNW Muthmannsdorf entlang des NW-SE verlaufenden Linsberggrabens (Grundtner. 2010)
- Abb. 101: Vorstellbares rot eingezeichnetes Störungssystem von Dreistetten und Muthmannsdorf mit blau nachgezeichnetem Flusssystem (Grundtner. 2010)
- Abb. 102: Linsberggraben im Hillshade mit rot eingezeichnetem Störungsverlauf (Grundtner. 2010)

Abb. 103: Geologische Karte von Dreistetten und Muthmannsdorf mit Verlauf der Profile A, B und C (Grundtner. 2010)

Abb. 104: N-S verlaufender Querschnitt der Schichten von Dreistetten und Muthmannsdorf (Profil A) (Grundtner. 2010)

Abb. 105: NNW-SSE verlaufender Querschnitt der Schichten von Dreistetten (Profil B) (Grundtner. 2010)

Abb. 106: NW-SE verlaufender Querschnitt der Schichten von Muthmannsdorf (Profil C) (Grundtner. 2010)

Abb. 107: Aufbau der Mulde bei Dreistetten und Muthmannsdorf (Grundtner. 2010)

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Auszählung des Dreistettener Konglomerates am Hochkogel (Grundtner, 2010)

Tabelle 2: Sedimentpetrographie der Sandsteine und Konglomerate (Grundtner, 2010)

Internet Referenzen

www.geologie.ac.at

www.univie.ac.at

www.geoland.at

www.tectonicsfp.com

www.holcombe.net.au/software/rodh_software_geocalc.htm

Anhang A

Outcrop and sample list (BMN M34)

Sample_id	Sample_type	x-coordinates	y-coordinates	height	measurements
1	AK BLK	731548,5257	301766,7859	535 m	
2	AK01	731524,0788	301852,35	561 m	227/85, 215/81
3	AK02	731577,862	301930,58	562 m	
4	AK03A	735151,3848	300944,1483	509 m	
5	AK03B	735168,4976	300918,4791	509 m	
6	AK04	735179,4987	300913,5897	507 m	
7	BAUXIT3	736814,0172	302253,2788	357 m	
8	BAUXIT4	735146,4954	301879,2416	498 m	
9	BAUXITBL1	734533,9788	301917,1342	512 m	
10	BAUXITBL2	734537,6459	301968,4727	502 m	
11	BK BL	731376,053	301420,8625	677 m	
12	BK BLK	731537,4024	301759,4518	651 m	
13	BK01	732429,0205	302749,8306	543 m	
14	BK02	732449,067	302772,2636	544 m	
15	BK03	731525,0214	301795,7154	545 m	058/56, 066/63, 069/59
16	BK04	731535,9992	301824,3532	555 m	083/54, 090/50, 110/49, 086/39
17	BK05	731521,203	301871,1282	566 m	
18	BK06	731513,5663	301915,0395	573 m	
19	BK07	731524,5441	301790,9425	545 m	
20	BK08	734575,8991	300897,4439	590 m	119/64, 076/63, 070/60, 059/66
21	BK09	734633,6519	300855,9191	601 m	050/25
22	BK10	734625,5379	300644,9542	559 m	
23	BK11	734735,7933	300601,5202	525 m	
24	BK12	734864,4246	300366,2132	520 m	
25	BK13	734988,5217	300345,2121	514 m	
26	BK14	731234,1306	301643,2458	770 m	
27	BK15	731318,1347	301355,5953	687 m	288/87, 307/85, 283/87, 304/87, 308/84
28	BK16	731299,4671	301377,6569	692 m	
29	C_Quarzit	734332,95	300787,0824	505 m	
30	C_Schiefer	734720,7267	300545,2523	482 m	
31	IM BL	734379,6189	301216,4369	488 m	
32	IM01	734047,845	301108,674	489 m	
33	IM02	733973,0898	301027,2154	489 m	
34	IM03	734289,5902	301265,6514	484 m	
35	IM04	734331,1681	301224,0736	485 m	
36	IM05	734337,9563	301222,3766	483 m	
37	IM06	734471,175	301243,5897	485 m	
38	IM07	733597,1925	301038,2463	422 m	
39	IM08	733764,3522	301321,6542	420 m	

40	IM09	734222,9809	300370,4558	481 m	329/84, 329/90, 328/50?
41	IM10	734143,2194	300336,5147	471 m	
42	K01	732246,7623	301638,1546	574 m	143/83 ?
43	K02	732329,0694	301541,4226	574 m	142/55 ?
44	K03	731594,5847	301947,0183	562 m	142/55
45	K04	731865,2647	301942,7757	590 m	
46	K05	732923,1212	301646,6053	485 m	K05/A: (330/66, 334/60, 338/59), K05/B: (342/47, 347/43, 344/55, 330/35, 330/62 (W)), K05/C: (Übergang Sandstein- Konglomerat), K05/D: (330/60, 334/60, 333/62, 329/54, 339/57), K05/E: (308/71, 307/49, 313/56, 310/45, 313/70, 322/46, 326/56, 350/63, 345/54; 343/58, 008/63 ?)
47	K06	733041,3231	301742,8933	465 m	
48	K07	732912,4963	301638,6366	485 m	
49	K08	732127,5825	301468,6383	505 m	
50	K09A	732078,4424	301456,6853	509 m	K09A: 032/36, 062/24
51	K09B	732059,8488	301458,0135	509 m	K09B: 341/43, 332/49, K09C: 238/46, 342/55, K09D: 338/55, K09E: 335/56
52	K10	731637,8414	301021,7289	521 m	
53	K11	731882,4131	300800,5983	491 m	
54	K12	734927,1084	301612,7384	499 m	
55	K13	732237,3509	301488,56	570 m	
56	K14	732325,6703	301409,5374	628 m	
57	K15	732431,9192	301482,5835	629 m	
58	K16	732636,4484	301330,5148	621 m	
59	K17	734173,0732	301665,1988	451 m	112/46, 106/63, 042/79
60	K18	734167,0967	301645,9412	445 m	043/36, 062/24, 341/43, 332/49, 338/46, 342/55, 338/55, 335/56
61	K19	734291,9392	301572,8951	434 m	
62	K20	731989,9533	300823,1762	573 m	
63	K21	731638,1513	300843,2455	596 m	
64	M01	731554,6722	301482,7458	610 m	
65	M02	731578,4306	301437,2654	610 m	
66	M03	732631,9475	302815,9335	440 m	
67	M04	733035,841	301687,7472	465 m	348/85?, 349/85?

68	M05	733041,2715	301674,171	465 m	002/86?
69	M06	731887,2224	301304,897	522 m	009/66, 010/67, 012/71?
70	M07/A	731768,0229	300880,6392	509 m	
71	M07/B	731969,8339	301604,9321	582 m	025/79, 355/80, 320/45, 342/83
72	M08	731564,5149	301277,0657	635 m	339/83, 338/55, 325/79
73	M09	731565,1937	301493,6068	629 m	300/35, 004/55
74	M10	731549,5811	301425,7256	635 m	012/54, 002/75,
75	M11	734562,6033	302061,1695	509 m	000/79; 343/30, 325/40, 325/45, 339/32, 347/30
76	M12	731840,1128	300750,6089	577 m	000/65, 350/65, 019/67
77	OS01	733935,0789	300931,3842	485 m	335/60, 325/65, 324/60
78	OS02	733944,7331	300929,4533	483 m	124/21?, 129/56?, 017/57?
79	OS03	733949,5603	300901,4561	486 m	132/43, 124/55,
80	OS04	735022,1443	301191,0827	517 m	129/30, 120/50
81	OS05	733595,2503	301041,4423	422 m	
82	OS06	733734,2711	301299,21	418 m	
83	OS09	733847,2255	301434,3691	429 m	
84	OS10	733853,018	301444,9888	429 m	
85	OS11A	734318,3515	300920,7645	506m	
86	OS11B	734354,0721	300915,9374	506m	
87	OS12	734847,596	300755,6773	565 m	
88	OS13	734542,5226	300655,2734	594 m	
89	OS14	734386,1242	300780,7783	555 m	
90	OS15	734471,0813	300723,8184	551 m	
91	OS16	734734,6416	300555,835	486 m	
92	OS17	734435,3607	300409,0908	508 m	
93	OS18	734291,5128	300378,1973	498 m	
94	OS19	734240,3454	300368,543	488 m	000/35?, 073/62?, 003/81?
95	OS20	734171,8004	300344,4075	484 m	
96	OS21	734107,5999	300291,3093	471 m	000/33?, 073/62?, 003/81?
97	OS22	734013,9539	300231,4531	464 m	072/80, 063/90, 063/85, 069/89
98	OS23	733987,8875	300228,5568	443 m	
99	OS24	733966,6482	300217,9372	436 m	
100	OS25	735142,0497	300826,1532	435 m	334/42, 329/56, 325/51
101	OS26	732448,8115	300119,4641	533 m	
102	OS27	732877,0429	300940,875	430 m	300/55, 275/63, 278/20?
103	OS28	731840,5267	299070,2063	491 m	284/80, 272/73
104	OS29	732102,8572	299298,1347	407 m	035/29, 033/25
105	OS30	732416,0125	299629,5044	396 m	

106	OS31	733450,2439	301391,8906	395 m	072/40, 069/65, 081/39
107	OS32	731718,3731	301635,1769	403 m	039/24
108	S01	731552,3204	301902,5989	584 m	006/30, 352/32; 018/39, 032/44?
109	S02	732608,7819	302868,0211	623 m	325/86, 312/82, 335/75
110	S03	732603,9548	302836,1621	441 m	030/85, 032/83
111	S04	732649,3297	302892,1566	442 m	
112	S05	732613,609	302888,2949	455 m	
113	S06	732418,5938	302744,447	440 m	336/35, 352/34, 007/27
114	S08	732605,8857	302862,2285	462 m	
115	S10	732604,9202	302824,5771	441 m	
116	S11	732423,4209	302742,5162	430 m	002/25, 352/75?, 002/24
117	S12	732615,5399	302792,7181	463 m	075/07, 081/07,
118	S13	732637,7446	302862,2285	440 m	119/85, 111/79, 112/86, 110/83, 084/76?, 104/12)
119	S14	732632,9175	302703,8993	450 m	293/52, 310/46, 287/57
120	S15	732648,3642	302699,0722	450 m	
121	S16	732658,9839	302591,9103	450 m	
122	S17	732668,6381	302589,9795	458 m	
123	S18	732570,165	302313,8687	458 m	
124	S19	735596,9567	302195,1218	478 m	
125	S20	732040,3414	301456,5738	404 m	
126	S21	732042,2722	301437,2654	512 m	280/41 ?
127	S22	731795,1241	301326,2418	512 m	
128	S23	731800,9167	301336,8615	533 m	010/76 ?, 014/68 ?
129	S23B	731618,7415	300997,9983	532 m	
130	S24	731748,1081	300999,9292	521 m	
131	S25	731781,8978	300880,2168	511 m	
132	S26	732201,8565	300566,4546	505 m	
133	S27	732728,7839	300683,2707	457 m	295/43 ?, 257/45,
134	S28	732840,7729	300906,2832	422 m	256/66 ?, 015/81 ?, 017/88 ?
135	S29	734528,4274	301382,2363	388 m	015/81, 017/88
136	S30	734808,3998	301389,9597	480 m	347/54, 352/35?, 004/44?
137	S31	734971,5562	301266,3857	490 m	345/46?, 337/63, 018/30
138	S32	732033,0041	301715,307	501 m	273/74?
139	S33/A	731468,908	301120,6069	574 m	348/87?
140	S33/B	731461,1846	301098,4022	637 m	
141	S34	734752,3088	301822,4688	637 m	347/54 ?, 352/35 ?, 004/44 ?
142	S35	732261,5196	301450,7813	491 m	345/46, 337/63, 018/30
143	S36	732659,2735	301251,9043	644 m	348/87?
144	S37	732874,5627	301105,1602	606 m	

145	S38	732899,6636	301059,7853	609 m	336/83, 334/70,
146	S39	731819,7424	301955,6971	614 m	344/79, 347/79,
147	S40	733396,4699	301418,9224	509 m	332/48, 344/51, 332/78, 328/77?
148	S41A	733407,7653	301425,6803	589 m	352/80, 359/86
149	S41B	733888,5456	301535,7385	589 m	336/83
150	S42	733950,3326	301668,0013	429 m	341/54
151	S43	735165,606	301105,1602	427 m	342/78, 328/77
152	S44	735190,707	301041,4423	508 m	336/80, 359/86
153	S45	735155,0829	300930,4188	514 m	336/83
154	S46	735118,3969	300857,0467	526 m	341/54
155	S47	734924,347	300914,972	547 m	
156	S48	734919,5199	300974,8282	535 m	
157	S49	734806,5655	301080,0592	526 m	314/36?, 056/31?,
158	S50	734822,9777	301209,4258	513 m	319/39?, 072/58?, 054/37?, 054/37
159	S51	735055,8375	301212,322	484 m	320/62?, 326/32?, 061/78?, 059/78?
160	S52	735349,3259	300762,4353	489 m	
161	S53	735408,4097	300952,6235	495 m	
162	S54	735475,9893	301109,9873	482 m	
163	S55	731588,7169	301923,8382	474 m	
164	S5A1	731860,9659	301924,8036	622 m	
165	S6	731953,6464	301958,5934	588 m	
166	S6+F	735875,674	301112,8835	589 m	
167	S60	734576,5054	302240,4967	495 m	
168	S61	732012,2476	301081,0246	497 m	345/85?, 338/58
169	S62	731944,668	300792,3634	535 m	
170	S63	731720,6901	300074,0893	580 m	345/85, 338/58
171	S64A	731911,6982	300107,6261	472 m	
172	S65	732825,779	300287,2954	507 m	
173	S66	733066,8973	301069,7605	429 m	
174	S67	734696,349	300810,8377	516 m	315/78
175	B01	735272,1438	301788,1548	473 m	330/82, 085/88, 046/54?, 002/70?
176	B02	735252,1475	301805,6516	483 m	
177	B03	734668,2551	301765,6589	490 m	
178	B04	734540,7786	301793,1539	519 m	
179	IM11	732566,7116	299811,7599	492 m	
180	IMM1	732601,4996	299948,0128	403 m	
181	OS33	732723,2575	300197,3265	410 m	
182	OS34	732891,3993	300350,9733	423 m	
183	OS35	732914,5913	300400,2563	420 m	
184	OS36	732955,1772	300435,0443	418 m	
185	OS37	732934,8842	300437,9433	433 m	
186	OS38A	732940,6822	300417,6503	446 m	
187	OS38B	735684,8727	300849,6008	448 m	
188	OS38C	735858,8125	300811,9138	449 m	
189	OS40	735087,6793	302239,6698	449 m	
190	OS41	732609,7116	300215,7604	453 m	

191	OS42	732294,061	299772,2169	476 m	
192	OS43	731904,94	299304,1833	436 m	
193	OS44	732889,9875	300840,2588	409 m	034/26?, 049/34
194	PIM01	732920,931	300873,1696	471 m	145/25, 143/30, 149/34
195	PIM02	732840,7049	300940,3272	494 m	
196	PIM03	732773,5473	300979,3512	502 m	
197	POS01	732864,6638	300929,9813	484 m	
198	POS02	732831,6295	300949,5841	495 m	
199	POS03	732822,5542	300960,8375	494 m	
200	POS04	732801,4994	300964,4676	498 m	
201	POS05	732784,8007	300971,0019	499 m	
202	POS06	732779,7185	300976,4471	500 m	
203	POS07	732751,0404	300999,68	503 m	120/63, 107/68, 072/78?
204	GRÜ09/1	732654,1596	303082,1205	594 m	
205	GRÜ09/2	732654,1596	303084,7663	594 m	
206	GRÜ09/3	732658,1284	303083,4434	594 m	
207	GRÜ09/4	732667,3888	303112,5476	594 m	
208	GRÜ09/5A	732626,3783	301870,3264	532 m	100/72, 112/65
209	GRÜ09/5B	732626,3783	301871,6493	532 m	078/60, 099/65, 092/68
210	GRÜ09/6	731553,2262	301981,4516	634 m	188/70, 193/72,
211	GRÜ09/7	731516,1844	301966,8995	639 m	120/74, 128/65,
212	GRÜ09/8	731557,1949	301941,764	631 m	112/50?; 183/85, 188/88, 005/87, 013/72 (Störung)
213	GRÜ09/9	731501,6323	301899,4306	598 m	
214	GRÜ09/10	733409,0174	301414,5807	505 m	
215	GRÜ09/11	733411,6632	301409,289	505 m	
216	GRÜ09/20A,B,C,D	732525,0427	302976,9484	491 m	
217	GRÜ09/21A	732525,0427	302978,2713	491 m	
218	GRÜ09/21B	732589,8657	302901,542	491 m	
219	GRÜ09/21C	732583,2511	302883,0211	491 m	
220	GRÜ09/22A,B	732580,6053	302798,3543	440 m	
221	GRÜ09/23A,B	732618,9699	302795,7085	440 m	
222	GRÜ09/24	731899,3018	302085,9622	437 m	
223	GRÜ09/25	731499,7802	301899,4306	444 m	
224	GRÜ09/26	732265,7505	301559,4404	545 m	
225	GRÜ09/27	734857,1397	303519,7252	641 m	148/44, 142/42, 141/49
226	GRÜ09/28A,B	731886,9221	301312,4084	551 m	
227	GRÜ09/29	731883,1471	300799,0152	339 m	
228	GRÜ09/35	735895,919	301176,5102	594 m	
229	GRÜ09/37	732721,6786	301801,771	583 m	
230	Grü09/40	732684,3514	301731,264	537 m	
231	Grü09/41	732864,0753	301601,3098	545 m	
232	Grü09/42	732912,4625	301624,8121	552 m	
233	Grü09/43	732917,4321	301625,8291	550 m	
234	Grü09/44A	733049,3291	301664,9044	520 m	

235	Grü09/44B	733049,3291	301664,9044	520 m
236	Grü09/44C	733047,9467	301667,6693	520 m
237	Grü09/48	734504,8163	300731,7225	519 m
238	Grü09/49	734681,7752	300832,6444	565 m
239	Grü09/50	734685,2925	301153,8267	489 m
240	BK_neu	731422,438	301831,7131	653 m

AK	Actaeonella Limestone
B	Bauxite
BK	Basalconglomerate
DK	Dreistetten Conglomerate
IM	Inoceramus-Marl
M	Coalbearing clay and marls
N	Neogene?
OS	Sandstones with orbitoids
S	Coalbearing Sandstones

Anhang B

Heavy mineral counting (OMV-labartory Gänserndorf / grainsize 0.063–0.4 mm; HCl)

values in [%]	zircon	rutile	brookite/anatase	monazite	tourmaline	garnet	staurolite	chloritoid	chrome spinel	titane	epidote/zoisite	hornblende	glaucophane	disthene	silimanite	clinopyroxene (augt.)	clinopyroxen (dlops.)	diatlag	agegrine	Age	Fm	Lith	Loc
GRÜN09/06	5.4	7.2	3.6	0.0	18.0	5.4	0.0	0.0	58.6	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	1	1	1
GRÜN09/06B	7.6	6.2	2.2	0.0	27.6	37.8	0.0	0.0	18.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	1	1	1
GRÜN09/26	26.8	37.8	6.2	1.9	22.5	0.5	0.0	0.0	1.0	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	1	1	1
GRÜN09/22	8.0	1.8	9.1	0.7	9.1	50.4	2.5	3.3	4.3	1.4	1.4	7.2	0.0	0.4	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/03	12.2	4.1	5.6	1.0	7.1	58.6	2.0	2.6	7.1	1.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/09	5.9	5.6	2.1	0.0	45.1	14.3	0.3	5.6	19.9	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/20B	8.4	7.0	3.7	0.9	34.1	16.8	0.0	3.3	25.7	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/20D	3.1	5.2	7.3	0.0	14.6	49.0	1.0	4.2	13.5	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/21	11.5	15.2	6.9	0.0	15.2	26.3	0.0	0.9	24.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	1	2
GRÜN09/27	3.3	9.0	3.8	0.0	16.1	14.7	0.0	1.9	46.0	2.4	0.0	0.5	1.9	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	2	1	1	2
GRÜN09/12	15.3	9.1	1.9	0.0	13.9	24.9	0.0	0.0	34.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1	2	1	3
GRÜN09/16	21.5	31.5	15.0	1.0	16.0	7.5	0.0	0.5	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	2	1	4
GRÜN09/17	11.5	23.9	8.8	1.8	28.3	15.9	0.9	3.5	4.4	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	2	1	4
GRÜN09/05	1.5	7.5	1.0	1.0	28.0	14.0	0.0	2.5	40.5	2.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	5
GRÜN09/18	7.1	8.7	0.5	0.5	23.0	13.8	0.0	0.0	37.2	6.6	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	5
GRÜN09/22	21.8	22.3	2.8	0.0	15.2	4.3	0.0	30.8	1.9	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	2
GRÜN09/22	1.1	4.5	1.1	0.0	42.0	8.5	0.0	6.8	33.0	1.7	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	2	3	3	2
GRÜN09/23	18.5	17.0	3.5	0.0	18.0	3.0	0.0	23.5	14.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	2
GRÜN09/24	52.9	20.6	6.3	2.2	9.9	1.3	0.0	4.9	0.4	0.9	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	2
GRÜN09/25	31.5	30.4	2.2	0.0	18.5	2.2	0.0	8.7	5.4	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	2
GRÜN09/28	14.6	15.1	4.4	0.0	12.7	5.9	0.0	28.3	18.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	5
GRÜN09/35	22.6	12.8	11.3	2.3	35.3	6.0	0.0	3.0	6.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	6
GRÜN09/36	35.4	13.5	11.5	1.0	29.2	6.3	0.0	2.1	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	6
GRÜN09/40	23.6	20.8	11.6	0.9	16.7	1.9	0.0	22.7	0.9	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	4	5
M10	30.2	16.3	11.6	1.2	26.7	0.0	0.0	14.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M15	20.4	20.9	8.1	0.5	13.3	1.9	0.0	20.4	12.8	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M19	41.7	8.7	8.7	4.1	4.1	3.2	0.0	15.1	12.8	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M30	11.8	13.2	19.1	0.0	14.7	0.0	0.0	33.8	4.4	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M32	18.5	14.7	16.1	1.9	16.6	2.4	0.0	19.4	9.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M34	4.6	27.7	15.4	0.0	18.5	0.0	0.0	32.3	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M35	18.6	29.8	7.9	0.5	19.5	0.0	0.0	21.4	0.5	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M37	29.3	41.9	2.8	0.9	6.0	0.0	0.0	16.3	2.3	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M40	20.8	45.5	5.9	1.5	13.9	2.0	0.0	7.4	1.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M43	6.0	14.0	22.0	2.0	20.0	4.0	0.0	30.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M44	22.9	31.7	5.9	2.0	13.7	2.4	0.0	19.5	0.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M45	7.9	40.0	7.9	0.5	10.7	1.4	0.0	29.3	0.9	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M47	6.8	46.1	6.8	1.0	13.6	1.0	0.0	22.3	1.9	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M49	7.2	26.9	8.2	1.0	5.3	0.0	0.0	48.1	0.5	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M51	13.5	18.8	7.7	0.5	24.5	1.0	0.0	31.7	1.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M52	24.8	28.0	4.2	2.3	11.2	0.0	0.0	25.2	3.7	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M56	14.8	30.1	1.9	2.3	24.1	0.5	0.0	24.1	1.9	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M58	1.4	4.7	0.9	0.0	14.4	0.9	0.0	17.2	60.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M59	12.5	41.7	3.2	0.5	23.6	1.4	0.0	12.5	2.3	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M61	4.3	37.2	2.4	0.5	15.9	1.0	0.0	37.2	0.5	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M63	8.5	37.9	3.8	0.9	26.5	0.0	0.0	19.4	0.9	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M70	23.1	28.7	3.2	0.5	13.0	1.9	0.0	18.5	7.4	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	2	3	3	3
M76	3.3	15.0	1.9	0.5	33.8	0.0	0.0	23.5	20.2	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M80	0.0	3.4	3.4	0.0	12.1	6.9	1.7	12.1	0.0	0.0	5.2	53.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M81	11.5	30.0	3.2	0.9	20.7	1.4	0.0	23.0	8.8	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M83	0.8	6.6	3.9	0.4	2.3	85.7	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M86	0.0	7.5	1.7	0.0	1.3	87.5	0.0	0.8	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3
M91	11.5	30.0	3.2	0.9	20.7	1.4	0.0	23.0	8.8	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2	3	3	3

values in [%]	zircon	rutile	brookite/anatase	monazite	tourmaline	garnet	staurolite	chloritoid	chromite	spinel	titanite	epitaxialzoisite	hornblende	glaucophane	dishene	sillimanite	clinopyroxene	augit	clinopyroxen (ciops.)	diallag	aegirine	Age Fm	Lith	Loc	
GRUN 09/42	17,8	1,8	2,7	0,9	7,3	5,9	0,0	63,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	3	4	5
GRUN 09/43	22,2	13,0	9,7	1,4	27,5	5,3	0,0	16,9	3,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	3	4	5
GRUN 09/44B	15,7	12,5	4,2	0,0	25,5	5,6	0,0	26,4	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	3	4	5
GRUN 09/45	32,7	21,7	15,2	3,2	20,3	3,2	0,0	0,9	2,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	6	7
GRUN 09/47B	4,5	4,5	0,8	0,4	3,7	85,7	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	7
GRU 09/47C	2,7	4,5	2,7	0,9	3,6	84,7	0,0	0,0	0,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	7
GRUN 09/47D	23,8	19,0	4,3	0,5	14,3	2,9	0,0	32,9	1,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	7
GRUN 09/48	27,3	25,5	8,7	1,3	18,2	0,9	0,0	17,3	0,4	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	8
GRUN 09/49	31,4	11,2	4,9	0,4	17,5	4,9	0,0	13,0	14,3	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	8
GRUN 09/50	32,4	9,3	14,8	0,9	13,0	9,3	0,0	13,9	1,9	0,9	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	8
GRUN 09/10	22,7	19,9	14,2	1,4	28,9	0,9	0,0	8,5	1,4	1,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	9
GRU 09/11	1,9	3,4	10,2	1,5	13,6	36,4	0,0	29,6	0,0	2,4	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	9
GRUN 09/29A	6,9	13,0	6,9	0,0	28,3	0,8	0,0	44,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	10
GRUN 09/29B	19,7	15,5	10,8	1,4	9,4	5,2	0,0	31,5	5,2	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	1
GRUN 09/32	51,9	11,5	6,7	7,7	4,8	1,0	0,0	14,4	0,5	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	6	11
GRUN 09/37	11,4	2,5	7,0	1,0	28,4	1,0	0,0	45,8	0,5	2,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3	4	5	12
GRUN 09/13	0,8	6,6	3,9	0,4	2,3	85,7	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4	5	7	13
GRUN 09/14	0,0	7,5	1,7	0,0	1,3	87,5	0,0	0,8	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4	5	7	13

Locality		Lithology		Formation		Age	
Schneckegartl	1	Basisbildungen	1	Kreuzgraben	1	Santonian	1
Starhemberg	2	Actaeonella Limestone	2	Maiersdorf	2	Campanian	2
Maiersdorf	3	Coalbearing Sandstones	3	Grünbach	3	Maastrichtian	3
Riff	4	Dreistetten Conglomerate	4	Piesting	4	Paleocene	4
Hochkogel	5	Sandstones with orbitoids	5	Zweierdorf	5		
Flebring	6	Inoceramus-Marl	6				
Lupart	7	Neogene?	7				
Radbauer Riegel	8						
DreistettenStraße	9						
Waldbad	10						
Netting	11						
Malleiten	12						
ZweiersdorfParkplatz	13						
Miesenbach	14						

Anhang C

Heavy mineral statistics

a. T-Test

Gruppenstatistiken

	form	N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
garn	gruenbach	41	7,28	18,609	2,906
	piesting	16	15,86	28,373	7,093
zirc	gruenbach	41	15,76	12,144	1,897
	piesting	16	20,31	13,359	3,340
rut	gruenbach	41	22,58	12,089	1,888
	piesting	16	11,80	7,260	1,815
brook	gruenbach	41	6,61	5,255	,821
	piesting	16	7,74	4,481	1,120
monaz	gruenbach	41	,93	,899	,140
	piesting	16	1,43	1,836	,459
tourm	gruenbach	41	17,89	8,886	1,388
	piesting	16	16,52	9,247	2,312
staur	gruenbach	41	,06	,297	,046
	piesting	16	,00	,000	,000
chlor	gruenbach	41	17,92	11,714	1,829
	piesting	16	22,42	18,089	4,522
chromsp	gruenbach	41	7,98	13,106	2,047
	piesting	16	2,68	4,063	1,016
tit	gruenbach	41	1,20	1,193	,186
	piesting	16	,77	,754	,189
epi	gruenbach	41	,20	,832	,130
	piesting	16	,29	,923	,231
hornbl	gruenbach	41	1,39	8,339	1,302
	piesting	16	,06	,171	,043
glauco	gruenbach	41	,11	,442	,069
	piesting	16	,00	,000	,000

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
garn	Varianzen sind gleich	4,706	,034	-	55	,186	-8,576	6,400	-21,402	4,250
	1,340									
	Varianzen sind nicht gleich			-	20,245	,276	-8,576	7,666	-24,553	7,402
					1,119					
zirc	Varianzen sind gleich	,046	,832	-	55	,222	-4,549	3,681	-11,926	2,828
	1,236									
	Varianzen sind nicht gleich			-	25,250	,247	-4,549	3,841	-12,455	3,357
					1,184					
rut	Varianzen sind gleich	7,196	,010	3,328	55	,002	10,776	3,238	4,287	17,264
	4,115			45,185	,000	10,776	2,619	5,502	16,050	
	Varianzen sind nicht gleich									
brook	Varianzen sind gleich	,308	,581	-	55	,452	-1,128	1,490	-4,114	1,859
	-			31,973	,423	-1,128	1,389	-3,956	1,701	
	Varianzen sind nicht gleich									
monaz	Varianzen sind gleich	1,540	,220	-	55	,169	-,504	,362	-1,230	,221
	1,394									
	Varianzen sind nicht gleich			-	17,876	,307	-,504	,480	-1,513	,505
					1,051					
tourm	Varianzen sind gleich	,358	,552	,518	55	,607	1,371	2,649	-3,937	6,680
	,509			26,470	,615	1,371	2,696	-4,166	6,909	
	Varianzen sind nicht gleich									

staur	Varianzen sind gleich	3,135	,082	,849	55	,400	,063	,075	-,086	,213
	Varianzen sind nicht gleich			1,366	40,000	,180	,063	,046	-,030	,157
chlor	Varianzen sind gleich	5,016	,029	-	55	,272	-4,497	4,053	-12,619	3,625
	Varianzen sind nicht gleich			1,110						
chromsp	Varianzen sind gleich	5,960	,018	1,581	55	,120	5,302	3,354	-1,419	12,022
	Varianzen sind nicht gleich			2,320	53,479	,024	5,302	2,285	,719	9,884
tit	Varianzen sind gleich	,811	,372	1,349	55	,183	,434	,322	-,211	1,078
	Varianzen sind nicht gleich			1,636	43,150	,109	,434	,265	-,101	,968
epi	Varianzen sind gleich	,305	,583	-,365	55	,716	-,092	,253	-,599	,414
	Varianzen sind nicht gleich			-,349	25,080	,730	-,092	,265	-,638	,453
hornbl	Varianzen sind gleich	1,583	,214	,631	55	,531	1,323	2,096	-2,878	5,524
	Varianzen sind nicht gleich			1,015	40,086	,316	1,323	1,303	-1,310	3,956
glauco	Varianzen sind gleich	4,460	,039	1,031	55	,307	,115	,111	-,108	,338
	Varianzen sind nicht gleich			1,659	40,000	,105	,115	,069	-,025	,254

Gruppenstatistiken

lith		N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
garn	sandst	34	7,09	20,374	3,494
	konglo	8	6,36	3,392	1,199
zirc	sandst	34	14,99	12,339	2,116
	konglo	8	19,17	9,644	3,410
rut	sandst	34	23,54	12,635	2,167
	konglo	8	12,13	5,547	1,961
brook	sandst	34	6,10	5,261	,902
	konglo	8	7,05	4,412	1,560
monaz	sandst	34	,88	,933	,160
	konglo	8	,94	,741	,262
tourm	sandst	34	16,69	8,591	1,473
	konglo	8	22,78	9,510	3,362
staur	sandst	34	,05	,292	,050
	konglo	8	,00	,000	,000
chlor	sandst	34	19,77	11,037	1,893
	konglo	8	20,68	20,463	7,235
chromsp	sandst	34	7,57	12,925	2,217
	konglo	8	9,88	13,818	4,885
tit	sandst	34	1,29	1,241	,213
	konglo	8	,60	,825	,292
epi	sandst	34	,16	,892	,153
	konglo	8	,19	,372	,132
hornbl	sandst	34	1,66	9,156	1,570
	konglo	8	,06	,177	,063
glauco	sandst	34	,11	,459	,079
	konglo	8	,13	,354	,125

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
garn	Varianzen sind gleich	1,554	,220	,100	40	,921	,726	7,293	-14,014	15,465
	Varianzen sind nicht gleich			,196	38,700	,845	,726	3,694	-6,748	8,200
zirc	Varianzen sind gleich	1,067	,308	-,894	40	,376	-4,187	4,681	-13,647	5,273
	Varianzen sind nicht gleich			-13,022	1,043	,316	-4,187	4,013	-12,855	4,481
rut	Varianzen sind gleich	9,084	,004	2,482	40	,017	11,419	4,601	2,121	20,718
	Varianzen sind nicht gleich			3,907	26,232	,001	11,419	2,922	5,415	17,424
brook	Varianzen sind gleich	,003	,960	-,472	40	,640	-,950	2,013	-5,019	3,119
	Varianzen sind nicht gleich			-,527	12,179	,608	-,950	1,802	-4,870	2,970
monaz	Varianzen sind gleich	,814	,372	-,156	40	,877	-,055	,354	-,772	,661
	Varianzen sind nicht gleich			-,180	12,822	,860	-,055	,307	-,719	,609
tourm	Varianzen sind gleich	,471	,496	-1,769	40	,084	-6,090	3,442	-13,046	,866
	Varianzen sind nicht gleich			-9,869	1,659	,129	-6,090	3,671	-14,284	2,104

staur	Varianzen sind gleich	,982	,328	,480	40	,633	,050	,104	-,160	,260
	Varianzen sind nicht gleich			1,000	33,000	,325	,050	,050	-,052	,152
chlor	Varianzen sind gleich	3,410	,072	-,175	40	,862	-,904	5,180	-11,374	9,565
	Varianzen sind nicht gleich			-,121	7,983	,907	-,904	7,478	-18,155	16,346
chromsp	Varianzen sind gleich	,141	,709	-,448	40	,657	-2,301	5,142	-12,694	8,091
	Varianzen sind nicht gleich			-,429	10,088	,677	-2,301	5,365	-14,241	9,638
tit	Varianzen sind gleich	,723	,400	1,498	40	,142	,694	,463	-,242	1,631
	Varianzen sind nicht gleich			1,923	15,520	,073	,694	,361	-,073	1,461
epi	Varianzen sind gleich	,009	,924	-,070	40	,944	-,023	,324	-,678	,633
	Varianzen sind nicht gleich			-,113	27,926	,911	-,023	,202	-,436	,391
hornbl	Varianzen sind gleich	,962	,333	,488	40	,629	1,593	3,268	-5,012	8,199
	Varianzen sind nicht gleich			1,014	33,104	,318	1,593	1,572	-1,604	4,790
glauco	Varianzen sind gleich	,017	,896	-,093	40	,926	-,016	,174	-,368	,335
	Varianzen sind nicht gleich			-,109	13,226	,914	-,016	,148	-,335	,302

Gruppenstatistiken

lith		N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
garn	orbitoidenst	11	21,15	33,272	10,032
	innoceramenm	2	2,10	1,556	1,100
zirc	orbitoidenst	11	16,79	11,654	3,514
	innoceramenm	2	42,30	13,576	9,600
rut	orbitoidenst	11	11,66	7,683	2,317
	innoceramenm	2	16,60	7,212	5,100
brook	orbitoidenst	11	7,75	4,501	1,357
	innoceramenm	2	10,95	6,010	4,250
monaz	orbitoidenst	11	,88	,500	,151
	innoceramenm	2	5,45	3,182	2,250
tourm	orbitoidenst	11	16,26	9,187	2,770
	innoceramenm	2	12,55	10,960	7,750
staur	orbitoidenst	11	,00	,000 ^a	,000
	innoceramenm	2	,00	,000 ^a	,000
chlor	orbitoidenst	11	21,51	16,242	4,897
	innoceramenm	2	7,65	9,546	6,750
chromsp	orbitoidenst	11	2,41	4,215	1,271
	innoceramenm	2	1,40	1,273	,900
tit	orbitoidenst	11	,90	,814	,245
	innoceramenm	2	,95	,636	,450
epi	orbitoidenst	11	,42	1,103	,333
	innoceramenm	2	,00	,000	,000
hornbl	orbitoidenst	11	,09	,202	,061
	innoceramenm	2	,00	,000	,000
glauco	orbitoidenst	11	,00	,000 ^a	,000
	innoceramenm	2	,00	,000 ^a	,000

a. T kann nicht berechnet werden, da die Standardabweichungen beider Gruppen gleich 0 sind.

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
garn	Varianzen sind gleich	3,223	,100	-,781	11	,451	-19,055	24,389	-72,734	34,624
	Varianzen sind nicht gleich			-10,227	1,888	,088	-19,055	10,092	-41,473	3,364
zirc	Varianzen sind gleich	,044	,837	2,802	11	,017	25,509	9,103	5,473	45,545
	Varianzen sind nicht gleich			2,495	1,284	,196	25,509	10,223	-52,842	103,861
rut	Varianzen sind gleich	,169	,689	,840	11	,419	4,936	5,874	-7,992	17,865
	Varianzen sind nicht gleich			,881	1,449	,500	4,936	5,601	-30,477	40,349
brook	Varianzen sind gleich	,126	,730	,892	11	,391	3,195	3,581	-4,687	11,078
	Varianzen sind nicht gleich			,716	1,213	,586	3,195	4,461	-34,619	41,010
monaz	Varianzen sind gleich	91,515	,000	5,548	11	,000	4,568	,823	2,756	6,380
	Varianzen sind nicht gleich			2,026	1,009	,290	4,568	2,255	-23,489	32,625
tourm	Varianzen sind gleich	,016	,901	-,516	11	,616	-3,714	7,197	-19,554	12,126
	Varianzen sind nicht gleich			-,451	1,270	,717	-3,714	8,230	-67,988	60,560

chlor	Varianzen sind gleich	1,828	,203	-	11	,277	-13,859	12,108	-40,509	12,790
	Varianzen sind nicht gleich			1,145						
chromsp	Varianzen sind gleich	,587	,460	-,325	11	,751	-1,009	3,104	-7,840	5,822
	Varianzen sind nicht gleich			-,648	6,415	,540	-1,009	1,557	-4,761	2,743
tit	Varianzen sind gleich	,299	,596	,081	11	,937	,050	,614	-1,302	1,402
	Varianzen sind nicht gleich			,098	1,668	,933	,050	,513	-2,634	2,734
epi	Varianzen sind gleich	,864	,373	-,517	11	,615	-,418	,809	-2,198	1,362
	Varianzen sind nicht gleich									
hornbl	Varianzen sind gleich	2,487	,143	-,613	11	,552	-,091	,148	-,417	,235
	Varianzen sind nicht gleich									

Gruppenstatistiken

lith		N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
garn	konglo	8	6,36	3,392	1,199
	orbitoidenst	11	21,15	33,272	10,032
zirc	konglo	8	19,17	9,644	3,410
	orbitoidenst	11	16,79	11,654	3,514
rut	konglo	8	12,13	5,547	1,961
	orbitoidenst	11	11,66	7,683	2,317
brook	konglo	8	7,05	4,412	1,560
	orbitoidenst	11	7,75	4,501	1,357
monaz	konglo	8	,94	,741	,262
	orbitoidenst	11	,88	,500	,151
tourm	konglo	8	22,78	9,510	3,362
	orbitoidenst	11	16,26	9,187	2,770
staur	konglo	8	,00	,000 ^a	,000
	orbitoidenst	11	,00	,000 ^a	,000
chlor	konglo	8	20,68	20,463	7,235
	orbitoidenst	11	21,51	16,242	4,897
chromsp	konglo	8	9,88	13,818	4,885
	orbitoidenst	11	2,41	4,215	1,271
tit	konglo	8	,60	,825	,292
	orbitoidenst	11	,90	,814	,245
epi	konglo	8	,19	,372	,132
	orbitoidenst	11	,42	1,103	,333
hornbl	konglo	8	,06	,177	,063
	orbitoidenst	11	,09	,202	,061
glauco	konglo	8	,13	,354	,125
	orbitoidenst	11	,00	,000	,000

a. T kann nicht berechnet werden, da die Standardabweichungen beider Gruppen gleich 0 sind.

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
garn	Varianzen sind gleich	12,582	,002	-	17	,231	-14,792	11,900	-39,900	10,316
	1,243									
	Varianzen sind nicht gleich			-	10,285	,173	-14,792	10,103	-37,219	7,635
				1,464						
zirc	Varianzen sind gleich	2,022	,173	,472	17	,643	2,384	5,052	-8,274	13,042
	Varianzen sind nicht gleich			,487	16,632	,633	2,384	4,896	-7,963	12,732
rut	Varianzen sind gleich	1,977	,178	,144	17	,887	,461	3,199	-6,288	7,210
	Varianzen sind nicht gleich			,152	16,998	,881	,461	3,035	-5,942	6,865
brook	Varianzen sind gleich	,143	,710	-,340	17	,738	-,705	2,075	-5,082	3,673
	Varianzen sind nicht gleich			-,341	15,423	,738	-,705	2,068	-5,101	3,692
monaz	Varianzen sind gleich	,204	,657	,196	17	,847	,056	,284	-,543	,654
	Varianzen sind nicht gleich			,184	11,518	,857	,056	,302	-,606	,717
tourm	Varianzen sind gleich	,081	,780	1,503	17	,151	6,511	4,331	-2,627	15,650
	Varianzen sind nicht gleich			1,495	14,917	,156	6,511	4,356	-2,779	15,801

chlor	Varianzen sind gleich	,020	,889	-,099	17	,922	-,834	8,410	-18,578	16,910
	Varianzen sind nicht gleich			-,095	12,977	,925	-,834	8,736	-19,711	18,043
chromsp	Varianzen sind gleich	5,902	,027	1,702	17	,107	7,466	4,385	-1,786	16,718
	Varianzen sind nicht gleich			1,479	7,954	,178	7,466	5,048	-4,186	19,118
tit	Varianzen sind gleich	,207	,655	-,789	17	,441	-,300	,380	-1,102	,502
	Varianzen sind nicht gleich			-,787	15,117	,443	-,300	,381	-1,112	,512
epi	Varianzen sind gleich	1,023	,326	-,565	17	,580	-,231	,409	-1,093	,631
	Varianzen sind nicht gleich			-,645	12,919	,530	-,231	,358	-1,004	,543
hornbl	Varianzen sind gleich	,423	,524	-,318	17	,754	-,028	,089	-,217	,160
	Varianzen sind nicht gleich			-,325	16,319	,749	-,028	,087	-,213	,156
glauco	Varianzen sind gleich	7,655	,013	1,186	17	,252	,125	,105	-,097	,347
	Varianzen sind nicht gleich			1,000	7,000	,351	,125	,125	-,171	,421

Gruppenstatistiken

loc		N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
garn	radb	3	5,03	4,202	2,426
	schneckeng	6	12,98	13,375	5,460
zirc	radb	3	30,37	2,702	1,560
	schneckeng	6	11,45	9,511	3,883
rut	radb	3	15,33	8,856	5,113
	schneckeng	6	13,55	12,411	5,067
brook	radb	3	9,47	4,994	2,883
	schneckeng	6	4,78	3,300	1,347
monaz	radb	3	,87	,451	,260
	schneckeng	6	,55	,867	,354
tourm	radb	3	16,23	2,822	1,629
	schneckeng	6	23,12	12,388	5,057
staur	radb	3	,00	,000	,000
	schneckeng	6	,05	,122	,050
chlor	radb	3	14,73	2,268	1,309
	schneckeng	6	6,50	12,440	5,078
chromsp	radb	3	5,53	7,629	4,405
	schneckeng	6	24,87	22,830	9,321
tit	radb	3	,73	,666	,384
	schneckeng	6	1,52	1,216	,496
epi	radb	3	1,37	2,031	1,172
	schneckeng	6	,00	,000	,000
hornbl	radb	3	,00	,000	,000
	schneckeng	6	,08	,204	,083
glauco	radb	3	,00	,000	,000
	schneckeng	6	,32	,776	,317

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
garn	Varianzen sind gleich	1,494	,261	-,976	7	,362	-7,950	8,149	-27,220	11,320
	Varianzen sind nicht gleich			-6,532 1,331		,228	-7,950	5,975	-22,286	6,386
zirc	Varianzen sind gleich	5,711	,048	3,275	7	,014	18,917	5,775	5,260	32,573
	Varianzen sind nicht gleich			4,520	6,332	,004	18,917	4,185	8,806	29,028
rut	Varianzen sind gleich	,161	,700	,219	7	,833	1,783	8,137	-17,458	21,024
	Varianzen sind nicht gleich			,248	5,670	,813	1,783	7,198	-16,081	19,648
brook	Varianzen sind gleich	,550	,482	1,716	7	,130	4,683	2,730	-1,772	11,139
	Varianzen sind nicht gleich			1,472	2,913	,240	4,683	3,183	-5,619	14,985
monaz	Varianzen sind gleich	3,872	,090	,581	7	,580	,317	,545	-,973	1,606
	Varianzen sind nicht gleich			,721	6,856	,495	,317	,439	-,726	1,360
tourm	Varianzen sind gleich	2,058	,195	-,920	7	,388	-6,883	7,480	-24,570	10,803
	Varianzen sind nicht gleich			-5,932 1,295		,243	-6,883	5,313	-19,921	6,154

staur	Varianzen sind gleich	2,917	,131	-683	7	,516	-,050	,073	-,223	,123
	Varianzen sind nicht gleich			-5,000 1,000		,363	-,050	,050	-,179	,079
chlor	Varianzen sind gleich	1,712	,232	1,100	7	,308	8,233	7,483	-9,462	25,929
	Varianzen sind nicht gleich			1,570	5,625	,171	8,233	5,245	-4,810	21,277
chromsp	Varianzen sind gleich	3,536	,102	-1,386	7	,208	-19,333	13,945	-52,308	13,642
	Varianzen sind nicht gleich			-6,653 1,875		,105	-19,333	10,309	-43,970	5,303
tit	Varianzen sind gleich	1,949	,205	-1,019	7	,342	-,783	,769	-2,601	1,035
	Varianzen sind nicht gleich			-6,737 1,248		,254	-,783	,628	-2,280	,713
epi	Varianzen sind gleich	34,309	,001	1,781	7	,118	1,367	,767	-,448	3,182
	Varianzen sind nicht gleich			1,166	2,000	,364	1,367	1,172	-3,678	6,411
hornbl	Varianzen sind gleich	2,917	,131	-683	7	,516	-,083	,122	-,372	,205
	Varianzen sind nicht gleich			-5,000 1,000		,363	-,083	,083	-,298	,131
glauco	Varianzen sind gleich	2,917	,131	-683	7	,516	-,317	,464	-1,413	,779
	Varianzen sind nicht gleich			-5,000 1,000		,363	-,317	,317	-1,131	,497

Gruppenstatistiken

loc	N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes	
zirc	>= 14	49	9,06	6,401	,914
	< 14	70	15,42	12,174	1,455
rut	>= 14	49	3,37	2,628	,375
	< 14	70	17,67	12,070	1,443
brook	>= 14	49	,00	,000	,000
	< 14	70	6,47	4,742	,567
monaz	>= 14	49	,00	,000	,000
	< 14	70	,94	1,174	,140
tourm	>= 14	49	19,43	14,644	2,092
	< 14	70	17,50	9,577	1,145
garn	>= 14	49	25,90	24,966	3,567
	< 14	70	14,60	25,200	3,012
staur	>= 14	49	,31	,683	,098
	< 14	70	,12	,451	,054
chlor	>= 14	49	6,16	10,219	1,460
	< 14	70	15,94	14,191	1,696
chromsp	>= 14	49	16,84	17,091	2,442
	< 14	70	8,90	13,862	1,657
tit	>= 14	49	,12	,233	,033
	< 14	70	1,06	1,080	,129
epi	>= 14	49	5,33	11,664	1,666
	< 14	70	,20	,785	,094
hornbl	>= 14	49	2,41	3,931	,562
	< 14	70	,97	6,428	,768
glauco	>= 14	49	,00	,000	,000
	< 14	70	,09	,406	,048

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
zirc	Varianzen sind gleich	19,322	,000	-3,346	117	,001	-6,362	1,901	-10,127	-2,596
	Varianzen sind nicht gleich			-3,702	109,675	,000	-6,362	1,719	-9,768	-2,956
rut	Varianzen sind gleich	71,534	,000	-8,149	117	,000	-14,300	1,755	-17,775	-10,825
	Varianzen sind nicht gleich			-9,593	78,144	,000	-14,300	1,491	-17,267	-11,332
brook	Varianzen sind gleich	83,236	,000	-9,536	117	,000	-6,469	,678	-7,812	-5,125
	Varianzen sind nicht gleich			-11,413	69,000	,000	-6,469	,567	-7,599	-5,338
monaz	Varianzen sind gleich	32,791	,000	-5,598	117	,000	-,940	,168	-1,273	-,607
	Varianzen sind nicht gleich			-6,699	69,000	,000	-,940	,140	-1,220	-,660
tourm	Varianzen sind gleich	12,612	,001	,871	117	,386	1,933	2,220	-2,464	6,330
	Varianzen sind nicht gleich			,811	76,284	,420	1,933	2,385	-2,816	6,682

garn	Varianzen sind gleich	1,075	,302	2,416	117	,017	11,297	4,676	2,036	20,557
	Varianzen sind nicht gleich			2,420	104,060	,017	11,297	4,668	2,039	20,554
staur	Varianzen sind gleich	11,289	,001	1,791	117	,076	,186	,104	-,020	,392
	Varianzen sind nicht gleich			1,669	76,771	,099	,186	,112	-,036	,408
chlor	Varianzen sind gleich	12,218	,001	-4,131	117	,000	-9,781	2,368	-14,470	-5,092
	Varianzen sind nicht gleich			-4,371	116,887	,000	-9,781	2,238	-14,213	-5,349
chromsp	Varianzen sind gleich	4,656	,033	2,790	117	,006	7,934	2,844	2,301	13,567
	Varianzen sind nicht gleich			2,689	89,223	,009	7,934	2,951	2,071	13,797
tit	Varianzen sind gleich	30,926	,000	-5,943	117	,000	-,933	,157	-1,244	-,622
	Varianzen sind nicht gleich			-6,999	77,953	,000	-,933	,133	-1,199	-,668
epi	Varianzen sind gleich	25,551	,000	3,672	117	,000	5,127	1,396	2,362	7,891
	Varianzen sind nicht gleich			3,072	48,305	,003	5,127	1,669	1,771	8,482
hornbl	Varianzen sind gleich	,458	,500	1,391	117	,167	1,435	1,032	-,609	3,480
	Varianzen sind nicht gleich			1,508	115,169	,134	1,435	,952	-,450	3,320
glauco	Varianzen sind gleich	11,225	,001	-1,625	117	,107	-,094	,058	-,209	,021
	Varianzen sind nicht gleich			-1,944	69,000	,056	-,094	,048	-,191	,002

Gruppenstatistiken

loc		N	Mittelwert	Standardabweichung	Standardfehler des Mittelwertes
zirc	radb	2	3,60	1,273	,900
	zweisersd	2	,40	,566	,400
rut	radb	2	4,50	,000	,000
	zweisersd	2	7,05	,636	,450
brook	radb	2	1,75	1,344	,950
	zweisersd	2	2,80	1,556	1,100
monaz	radb	2	,65	,354	,250
	zweisersd	2	,20	,283	,200
tourm	radb	2	3,65	,071	,050
	zweisersd	2	1,80	,707	,500
garn	radb	2	85,20	,707	,500
	zweisersd	2	86,60	1,273	,900
staur	radb	2	,00	,000 ^a	,000
	zweisersd	2	,00	,000 ^a	,000
chlor	radb	2	,00	,000	,000
	zweisersd	2	,40	,566	,400
chromsp	radb	2	,45	,071	,050
	zweisersd	2	,00	,000	,000
tit	radb	2	,25	,354	,250
	zweisersd	2	,60	,283	,200
epi	radb	2	,00	,000 ^a	,000
	zweisersd	2	,00	,000 ^a	,000
hornbl	radb	2	,00	,000 ^a	,000
	zweisersd	2	,00	,000 ^a	,000
glauco	radb	2	,00	,000 ^a	,000
	zweisersd	2	,00	,000 ^a	,000

a. T kann nicht berechnet werden, da die Standardabweichungen beider Gruppen gleich 0 sind.

Test bei unabhängigen Stichproben

		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
									95% Konfidenzintervall der Differenz	
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2-seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	Untere	Obere
zirc	Varianzen sind gleich	1,877E16	,000	3,249	2	,083	3,200	,985	-1,038	7,438
	Varianzen sind nicht gleich			3,249	1,380	,133	3,200	,985	-3,502	9,902
rut	Varianzen sind gleich	.	.	-	2	,030	-2,550	,450	-4,486	-,614
	Varianzen sind nicht gleich			5,667	1,000	,111	-2,550	,450	-8,268	3,168
brook	Varianzen sind gleich	.	.	-,722	2	,545	-1,050	1,453	-7,304	5,204
	Varianzen sind nicht gleich			-,722	1,959	,546	-1,050	1,453	-7,432	5,332
monaz	Varianzen sind gleich	7,506E14	,000	1,406	2	,295	,450	,320	-,928	1,828
	Varianzen sind nicht gleich			1,406	1,908	,301	,450	,320	-,993	1,893
tourm	Varianzen sind gleich	.	.	3,682	2	,067	1,850	,502	-,312	4,012
	Varianzen sind nicht gleich			3,682	1,020	,165	1,850	,502	-4,246	7,946

garn	Varianzen sind gleich	.	.	- 1,360	2	,307	-1,400	1,030	-5,830	3,030
	Varianzen sind nicht gleich			- 1,360	1,564	,337	-1,400	1,030	-7,254	4,454
chlor	Varianzen sind gleich	1,201E16	,000	- 1,000	2	,423	-,400	,400	-2,121	1,321
	Varianzen sind nicht gleich			- 1,000	1,000	,500	-,400	,400	-5,482	4,682
chromsp	Varianzen sind gleich	.	.	9,000	2	,012	,450	,050	,235	,665
	Varianzen sind nicht gleich			9,000	1,000	,070	,450	,050	-,185	1,085
tit	Varianzen sind gleich	7,506E14	,000	- 1,093	2	,388	-,350	,320	-1,728	1,028
	Varianzen sind nicht gleich			- 1,093	1,908	,393	-,350	,320	-1,793	1,093

b. Pearson'sche Korrelationskoeffizient

Korrelationen

		garn	chromsp
garn	Korrelation nach Pearson	1	-,075
	Signifikanz (2-seitig)		,539
	N	70	70
chromsp	Korrelation nach Pearson	-,075	1
	Signifikanz (2-seitig)	,539	
	N	70	70

Korrelationen

		lith	form
lith	Korrelation nach Pearson	1	,909**
	Signifikanz (2-seitig)		,000
	N	70	70
form	Korrelation nach Pearson	,909**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,000	
	N	70	70

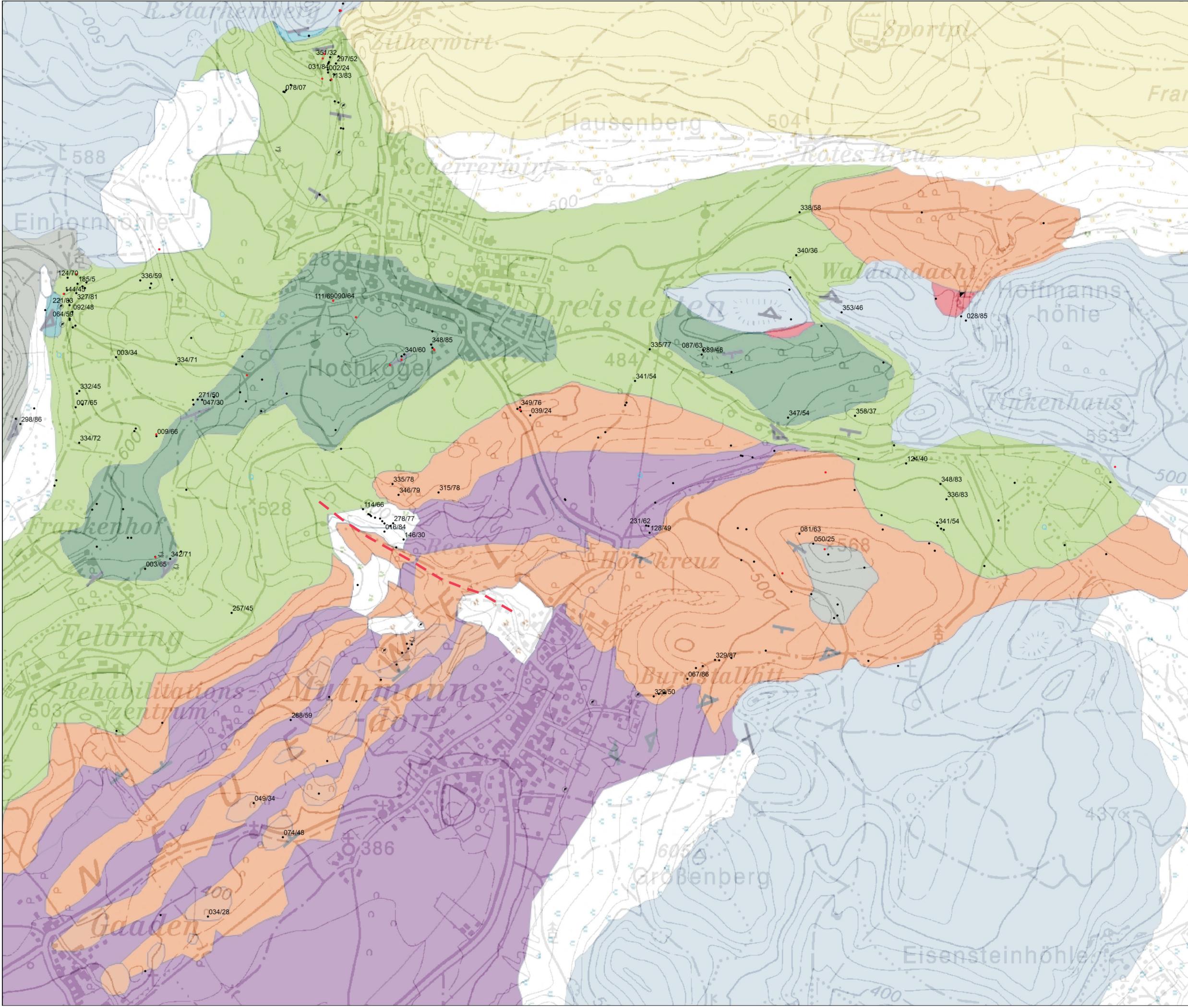
** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Korrelationen

		form	age
form	Korrelation nach Pearson	1	,780**
	Signifikanz (2-seitig)		,000
	N	70	70
age	Korrelation nach Pearson	,780**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,000	
	N	70	70

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Geological Map of Dreistetten and Muthmannsdorf

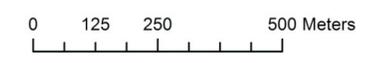


Legend

-  Radbauer coarse-grained clastic sediment
-  Talus
-  Neogene
-  Inoceramus-Marl
-  Sandstones with orbitoids
-  Dreistetten Conglomerate
-  Coalbearing Sandstones, clay and marls
-  Actaeonella-, Brachiopod-, Rudists Limestone
-  Basalconglomerate
-  Bauxite
-  Triassic Limestone

features

-  fossil
-  well
-  heap
-  hm
-  adit
-  sample
-  fault



Coordinate System: Transverse Mercator
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: MGI
 False Easting: 750.000.0000
 False Northing: -5.000.000.0000
 Central Meridian: 16.3333
 Scale Factor: 1,0000
 Latitude Of Origin: 0,0000
 Units: Meter

Danksagung

Es ist mir ein besonderes Anliegen an dieser Stelle an Herrn Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich ein Dankeschön für wertvolle und sachkompetente Rückmeldungen, Hilfestellungen und geduldige Beratung zu richten.

Außerdem möchte ich mich bei den Verantwortlichen der OMV, insbesondere Herrn Philipp STRAUSS, MSc. bedanken, die dieses Projekt ermöglichten.

Schließlich ergeht mein Dank auch an Herrn PD Mag. Dr. Erich Draganits, Herrn Gerald Hofer, MSc., Herrn Martin Maslo, Frau Mag. Dr. Stephanie Neuhuber, MSc., und Herrn Mag. Andras Zamolyi, die mir mit ihrem Fachwissen stets freundlich zur Seite gestanden sind.

Für 's „Schleppen“ der Proben im Rucksack und allfälliger weiterer Zudienste im Rahmen der Feldarbeit bin meinen Eltern Herr Dr.med. Franz Grundtner und Frau Mag. Ilse Grundtner-Fend sehr dankbar.

CURRICULUM VITAE

Grundtner Marie-Louise

Year of birth: 1988
Place of birth: Neunkirchen
Nationality: Austria
E-Mail: marielouisegrundtner@yahoo.de

EDUCATION

2009-date University of Vienna: Master Programme Geology
2006-2009 University of Vienna: Bachelor Programme Earth Sciences
2001-2009 Bundesrealgymnasium Neunkirchen

ADDITIONAL EDUCATION / COURSES

2011 Museum of natural history: MATLAB Recipes for Earth Sciences
(3 days)
2010 University of Stuttgart: Petrology of Sedimentary Rock (5 days)

PROFESSIONAL LIFE

2011 recording trench WAGII, Geological Survey of Austria
(five months)
2010 Tutor, Environmental Modeling (one semester)
2010 database acquisition, Geological Survey of Austria (one month)
2009-2010 scholarship of the University Vienna "OMV - Gosau Project"
2009-date engineering office Weixelberger (intermittently)
2009 Tutor, Stratigraphy, Earth History and Phylogeny of Organisms
(one semester)
2008 Museum of natural history Vienna, Excavation Korneuburg
(one week)

PUBLICATIONS

Articles

DRAGANTIS, E., BOTTIG, M., GRUNDTNER, M.-L., HOFER, G., NEUHUBER, S. & WAGREICH, M. (2010): Grünbach Formation (Lower Campanian) revisited. *Journal of Alpine Geology* 52, 103.

GRUNDTNER, M.-L., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., DRAGANITS, E., GIER, S., EXNER, U., WAGREICH, M. (2009) Zur Sedimentologie der Sandgrube Steinbrunn (Pannonium, Österreich) *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 149 (2009), 441 – 451

Conferences - abstracts

WAGREICH, M., BOTTIG, M., DRAGANITS, E., GRUNDTNER, M.-L., HOFER, G., NEUHUBER, S., STRAUSS, P. (2011): Analysis of the Gosau Group (Upper Cretaceous-Paleogene) from the Vienna Basin Basement and Outcrop Analogues in Austria. *Proceedings 73rd EAGE Conference & Exhibition, Vienna, Austria, 23-26 May 2011*, P255.

DRAGANITS, E., BOTTIG, M., GRUNDTNER, M.L., HOFER, G., NEUHUBER, S. & WAGREICH, M. (2011): Kohle der Grünbach Formation (Oberkreide, Campanium) – Neue Erkenntnisse 45 Jahre nach Ende des Bergbaues. *Kurzfassungen Montangeschichte der Kohlenbergbaue*, 20.-21. Mai 2011, Grünbach am Schneeberg.

DRAGANITS, E., BOTTIG, M., GRUNDTNER, M.-L., HOFER, G., NEUHUBER, S., WAGREICH, M. (2010): Lower Campanian marginal marine deposits (Gosau Group, Austria): Sedimentation and coal deposition at an active continental margin. *GSA Abstracts with Programs*, 42/5.

GRUNDTNER, M.-L., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., DRAGANITS, E., GIER, S., EXNER, U., WAGREICH, M. (2009) Pannonian (Upper Miocene) deposits at Steinbrunn (Vienna Basin, Austria) Poster: EGU 2009, Vienna; 19.-24.04.2009; in: "Geophysical Research Abstracts", Vol. 11, EGU2009-8862, EGU General Assembly 2009