

# Die westliche Koschuta -

Geologische, tektonische und fazielle  
Untersuchungen als Grundlage für  
eine verbesserte hydrogeologische  
Bewertung des Gebietes zwischen  
Malealm und Loibler Baba

Magisterarbeit

vorgelegt von

Oliver Josef Krische  
m0135132

am

Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie,  
Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,  
Montanuniversität Leoben

Hiermit bestätige ich eidesstattlich, diese Arbeit selbständig angefertigt und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet zu haben!

## Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war eine geologische und strukturgeologische Kartierung in Verbindung mit mikrofaziellen, biostratigraphischen, tektonischen und diagenetischen Untersuchungen. Damit sollte eine neue Grundlage für weiterführende hydrogeologische Bewertungen in der westlichen Koschuta (Südkarawanken) geschaffen werden.

Es können drei voneinander unabhängige Schichtfolgen beschrieben werden.

Die aus verschiedenen, tektonisch isolierten Einheiten rekonstruierte erste Schichtfolge beginnt im höheren Unterperm mit flachmarinen, schwarzen Fusulinidenkalken (Goggauer Kalk). Diese werden zur klastischen Trogkofel Formation gestellt. Nach einer Erosionsdiskordanz bzw. einer Schichtlücke folgen im Mittelperm die roten Sand-, Silt- und Tonsteine der Gröden Formation, die stark vulkanisch beeinflusst sein können. Darüber liegt die flachmarine, oberpermische Bellerophon Formation, die in ihren höheren Anteilen Kalkalgenpackstones enthält.

Im stratigraphisch Hangenden folgt die untertriassische Werfen Formation. Die am Beginn dominierenden siliziklastischen Sedimente werden im Seis Member von ockerfarbenen, sterilen Mudstones und Dolomiten mit Schalentempestiten, mit abnehmenden siliziklastischen Einträgen, überlagert. Das Gastropodenoolith Member ist durch Ooidgrainstones und Gastropoden-Muschelpackstones charakterisiert. Im Hangenden Campil Member dominieren stark siliziklastisch beeinflusste Karbonate mit Crinoidentempestitlagen und roten-braunen Silt-, Tonsteinen und Mergeln.

Die darauf folgende Gutenstein Formation des Unteranis beschreibt die Ablagerungen einer peritidalen Gezeitebene mit Dolomiten. In den hangenden Anteilen konnte das 1. Öffnungsniveau, das von der eingeschränkten Gutensteinerrampe zur Steinalm Formation überleitet, mit bioklastischen Grainstones nachgewiesen werden.

Die flachmarine Steinalm Formation des Pelson kann durch Lagunenbereiche, die von kleinen Algen-Schwamm Riffen umgeben sind, beschrieben werden. Es kommt zu einer ersten Reliefbildung, und im anschließenden Becken werden proximal Schuttströme der Steinalm Formation und distal die ersten Brekzien (mit Gutenstein- und Werfenlithoklasten in tonig-vulkanischer Matrix und wenig Steinalmschutt) abgelagert. Auf den Hochzonen bildet sich bis zur Grenze Pelson/Illyr die Rampenentwicklung der höheren Steinalm Formation, die anschließend verkarstet und in Schuttströmen in das Becken umgelagert wird.

Auf den, nun durch Tektonik, morphologisch stark gehobenen Hochzonen beginnt anschließend das Aufwachsen der Contrin Formation (Illyr) in der typischen Zementkrustenfazies eines Plattformrandes. Zeitgleich werden in distalen Beckenbereichen Vulkanite und Reiflinger Kieselkalke abgelagert. Mit den ersten Schuttströmen von den Plattformbereichen in die Becken kommt es zu einer Verzahnung von flachmarinen Gesteinen und Vulkaniten bzw. zur Ausbildung von Rot-Grau Kalken (Loibl Formation, Radiolarien-Filamentkalke), die auch mit dem flachmarinen Detritus vermischt sind. Die ebenfalls abgelagerten Brekzien beinhalten Gutenstein-, Werfen- und Vulkanitlithoklasten in Verbindung mit einem großen Anteil von Flachwasserdetritus der Contrin Formation.

Eine weitere Brekzie aus dem Bereich Illyr-Fassan besteht aus roter, radiolarienreicher Matrix, in denen Rot-Grau Kalk-, Vulkanit- und Flachwasserlithoklasten zu finden sind.

Die Entwicklung der Rot-Grau Kalke (Loibl Formation) ist auch im Fassan und Langobard zu beobachten. Daneben kommen noch graue, massige Beckenkalke aus dem Langobard vor (Buchenstein Formation).

Das höhere Ladin (Schlern Formation) beinhaltet ein erneutes Aufwachsen der Zementkrustenriffe auf den Hochzonen und einen Transport von Schuttströmen in das Becken, die dort mit Rot-Grau Kalken verzahnen. Diese Beckenabfolge setzt sich bis ins Unterkarn mit bioklastischen Grainstones der Raming Formation fort. Im höheren Unterkarn

kommt es zur Ausbildung von schwarzen Sandsteinen und riffdetritusreichen, schwarzen Kalken der Leckkogel Schichten.

Südlich dieser ersten Schichtfolge lagert dann die, tektonisch eigenständige, Waxeneck Formation (Oberkarn), die den Übergang vom Becken zu den flachmarinen Bereichen anzeigt. Es kommt zur Ausbildung von eingeschränkten Lagunen und kleinen Riffen.

Die südlichste tektonische Einheit ist der gebankte Dachsteinkalk (Nor). Er repräsentiert eine flache, landferne Lagune mit Loferiten und kleinen Riffbereichen.

Die tektonisch prägenden Merkmale in der westlichen Koschuta sind Seitenverschiebungen, welche die tektonischen Blöcke in ihre heutige Position gebracht haben. Durch polyphase Bewegungen entlang jüngerer NNE-SSW streichenden Seitenbewegungen kam es zu einer Zerteilung der einzelnen Faziesstreifen in einzelne, kleine, störungsbegrenzte Blöcke. Die nächstjüngeren Bewegungen sind dextrale WNW-SSE streichende Seitenverschiebungen, die bei einer Einengung aus SSE entstanden sind. Die beiden Bewegungslinien zeigen durch ihren gekrümmten Verlauf Überschiebungen und 'pull-apart' Strukturen. Aus diesen beiden Systemen resultieren N-S Seitenbewegungen und steile NE-SW sowie NW-SE streichende Störungen. Die jüngste Bewegungsrichtung zeigt einen Schub aus S an, welche die älteren Strukturen nochmals reaktiviert.

Die diagenetische Überprägung der Schichtfolge zeigt drei Gruppen von CAI Werten. CAI 1,5-2,0 und CAI 2,0-2,5 sind faziesunabhängig und stellen die normale Temperaturerhöhung während der Diagenese dar. CAI 3,0 tritt nur in der Nähe der Vulkanite auf und zeigt einen direkten Einfluß der Vulkanite auf die CAI-Werte an.

Der Hauptwassertransport in der westlichen Koschuta erfolgt entlang des ausgeprägten Kluftsystems, junger Seitenbewegungen (NNE-SSW und WNW-SSE) und steilen Störungen (NE-SW, NW-SE und N-S). Diese sind vor allem in den Dachsteinkalken, der Waxeneck Formation und den Zementkrustenriffen die ergiebigen Grundwasserleiter. Die jungen Störungen spielen für die Hydrogeologie eine wichtige Rolle. Durch das Zerschneiden der älteren, stauenden Koschutasüdrandstörung, durch eine junge NE-SW Störung, kommt es zu einem Überschneiden der Einzugsgebiete der Hainschbauernquellen (~900 m) und des Koschutnikbachursprungs (~1360 m). Weitere Überschneidungen an der Loibler Baba, in den Bereichen um den Hainschturm und der Windhöhe sind zu erwarten.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung	6
2. Geographischer und Geologischer Überblick	6
2.1. Tektonischer Überblick	9
2.2. Vorangegangene Untersuchungen im Kartiergebiet	10
3. Untersuchungen zu Schichtfolge und Tektonik	12
3.1. Überblick über die Schichtfolge	12
3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Ereignisse	28
4. Untersuchungsmethoden	31
4.1. Geländeaufnahme	31
4.2. Dünnschliffe	32
4.3. Conodonten	32
4.4. Röntgendiffraktometrie	33
5. Ergebnisse	34
5.1. Lithologie, Stratigraphie, Mikrofaziesanalyse	34
5.2. Diagenese	83
5.3. Tektonische Daten	84
5.4. Erläuterungen zur Geologischen Karte	89
6. Diskussion und Interpretation	97
6.1. Interpretation des Sedimentationsgeschehens	97
6.2. Tektonische und diagenetische Schlussfolgerungen	102
7. Hydrogeologische Aspekte	105
8. Ökonomische Bedeutung	112
9. Ausblick	113
Danksagung	114
Literaturverzeichnis	115
Belegmaterial	124

## 1. Einleitung und Problemstellung

Ziel der Arbeit war eine geologische und strukturgeologische Kartierung in Verbindung mit mikrofaziellen, biostratigraphischen, tektonischen und diagenetischen Untersuchungen. Damit sollte eine neue Grundlage für weiterführende hydrogeologische Bewertungen in der westlichen Koschuta (Karawanken) geschaffen werden.

Eine im Vorjahr durchgeführte Analyse und Bewertung der vorhandenen hydrologischen und hydrogeologischen Daten und der Literatur im Bereich der westlichen Koschuta (KRISCHE 2006) zeigte große Unterschiede in der Interpretation der vorhandenen hydrogeologischen Daten. Das war durch die teilweise unterschiedlichen geologischen sowie tektonischen Grundlagen und Vorstellungen über das Gebiet vorgegeben. Erste Übersichtsbegehungen zeigten, dass die geologischen und tektonischen Vorstellungen zu revidieren wären und es entstand die Erfordernis, Lithologien mit Hilfe von z. B. biostratigraphischen Fixpunkten genauer zu definieren und stratigraphisch einzuordnen. Daher wurde eine neue geologische Kartierung des Gebietes notwendig, um die ermittelten hydrologischen und hydrogeologischen Daten auf eine neue Basis zu stellen. Die Arbeiten wurden als geologische und tektonische Feldaufnahme, in Verbindung mit biostratigraphischen und faziellen Untersuchungen durchgeführt, um thematisch einen großen Bereich erfassen und eine möglichst hohe Aussagekraft der Daten erreichen zu können. Schlussendlich gab die Vielfalt der kartierten Einheiten, der tektonischen Strukturen und der vorkommenden Mikrofaziestypen, usw., den aufwendig durchgeführten Arbeiten recht.

Um eine Abrundung der Arbeit zu erreichen, ist eine allgemeine Zusammenfassung der geologischen und tektonischen Erforschungsgeschichte beigefügt, um in einem Überblick die Vielzahl der bisher durchgeführten Arbeiten, zusammenfassend darstellen zu können.

Anzuführen ist noch, dass für den nicht ortskundigen Leser in den Kapiteln Kärtchen mit der Lage der unterschiedlichen Örtlichkeiten dargestellt sind, um einen besseren geographischen Überblick zu erhalten.

## 2. Geographischer und Geologischer Überblick

Das Kartierungsgebiet liegt im südöstlichen Kärnten in den Karawanken (siehe Abb. 1 und Abb. 2) auf den Kartenblättern ÖK 211 und ÖK 212 der Topographischen Karte Österreichs im Maßstab 1:50.000.



Abb. 1: Lage des Aufnahmegebietes.

Die Karawanken (keltisch: „Wiesenstein“) erstrecken sich im südöstlichen Kärnten von Arnoldstein bis ins Lavanttal.

Sie bilden zwei E-W verlaufende Gebirgszüge und werden geographisch in Westkarawanken (Arnoldstein-Freibachtal) und Ostkarawanken (Freibachtal-Lavanttal) eingeteilt. Den Südkarawanken, als Fortsetzung der Karnischen Alpen, sind ab Feistritz im Rosental die Nordkarawanken, als direkte Verlängerung des Drauzuges, vorgelagert.

Eine Trennung in eine ostalpine, nördliche und ein südalpine, südliche Karawankenkette nahm bereits SUESS (1875) vor. Grund war seine Annahme vom einseitigen Gebirgsbau, die in unterschiedlichen tektonischen Bewegungsrichtungen (Alpen nach N, Dinariden nach S) resultierte. Diese grundlegenden Annahmen von SUESS (1875) beeinflussten die nachfolgenden Forschungsarbeiten fundamental.

Tektonische Unterschiede zwischen Ostalpen (Nordkarawanken) und Südalpen (Südkarawanken) stellten unter anderem auch KOSSMAT (1913), STAUB (1924), SCHWINNER (1915), KOBER (1923, 1931, 1938) und CORNELIUS (1949) fest. Ein weiteres Merkmal des südalpinen Bauplans ist die fehlende alpine Metamorphose, fehlende Deckentektonik und fehlende alpidische Gebirgsbildung (BÖGEL 1975, BAUER 1980, GEYER 1993, WEBER 1997). RAINER (2003) erkannte im Südalpin nach S-gerichtete Überschiebungen (Koschuta-Olševa Überschiebung, Julische Alpen-Savefaltenüberschiebung, Südkarawankenüberschiebung).

Aber auch stratigraphische Unterschiede wurden durch DIENER (1903), HERITSCH (1915), KOBER (1931, 1938), ANDERLE (1950), HERITSCH & KÜHN (1951), VAN BEMMELEN (1966), BÖGEL (1975), BAUER (1980), TOLLMANN (1977) und GEYER (1993) festgestellt.

Im Kontrast dazu gibt es aber auch Autoren wie TELLER (1898) und HAAS et al. (1994), welche auf die stratigraphischen Gemeinsamkeiten besonders hinweisen bzw. diejenigen, welche eine vermittelnde Stellung zwischen den beiden Meinungen vertreten (KOSSMAT 1913, HERITSCH 1915 und 1923, WINKLER 1924, TOLLMANN 1963, BAUER 1973, BECHSTÄDT 1977, BAUER & SCHERMANN 1984, TOLLMANN 1985).

Es wird von CORNELIUS (1949), BECHSTÄDT (1977), FARHOUDI (1994) und GIANOLLA et al. (1998) darauf hingewiesen, dass der Unterschied oft nur durch die verschiedene Namensgebung vorgetäuscht wird.

Die Nord- und Südkarawanken werden durch das sogenannte Periadriatische Lineament (PL, alpin-dinarische Grenzzone, Periadriatische Naht, Periadriatische Linie, usw.) getrennt. Für dieses E-W streichende Lineament wurden im Bereich der Karawanken unterschiedlichste Theorien und Erklärungsmodelle entwickelt und wieder verworfen. Laut BRANDNER (1972), BAUER (1980), FARHOUDI (1994), SCHAFHAUSER (1997), NEMES et al. (1997), WEBER (1997) und FRISCH et al. (2000) ist sie eine Grenze zwischen den Ost- und Südalpen, konkret soll sie die ostalpinen Nordkarawanken (Karawankennordstamm) von den südalpinen Südkarawanken (Karawankensüdstamm) trennen.

Die Störung stellt nach SCHERER (1983) und FARHOUDI (1994) eine steil-senkrecht nach S fallende Störungsfläche dar. Gegensätzliche Bewegungen entlang des PL führten zu einer Abtrennung der Ost- von den Südalpen (TOLLMANN 1977, GEYER 1993).

Über das Alter herrscht Unklarheit. So soll das PL nach VAN BEMMELEN (1966), DE JONG (1967) und WEBER (1997) bereits eine variszisch angelegte, tiefgreifende Schwächezone zwischen der adriatischen und europäischen Platte sein, die nach BAUER & SCHERMANN (1984) sogar mit einer mitteltriadischen Riftzone zusammenfällt. FUCHS (1985) plädierte für eine altkimmerische Anlage, BÖGEL (1975) und TOLLMANN (1977) lassen sie nach dem

mittel- bis oberkretazischen Deckenbau im Oligozän entstehen, ROLSER & TESSENHORN (1974) und VAN GOSEN (1989) sind für eine oligozäne-sarmate Bildung des PL als dextrale Seitenverschiebung. LOESCHKE et al. (1996), NEUBAUER et al. (2000) und RANTITSCH & RAINER (2003) sehen sie als miozäne bis rezente, dextrale Störung.

Auch über die Bewegungsweiten herrscht geteilte Meinung. Der Großteil der Autoren sieht Verschiebungen von 100 km bis zu 450 km als wahrscheinlich an (VAN BEMMELEN 1966, DE JONG 1967, BECHSTÄDT 1977, TOLLMANN 1977, BAUER & SCHERMANN 1984, VAN GOSEN 1989, POLINSKI 1991, POLINSKI & EISBACHER 1992). Durch diese doch beachtlichen Größenordnungen konnten HAAS et al. (1994) die Seitenbewegungen bis in den Untergrund des Pannonischen Beckens (Mitteltransdanubische Scherzone mit zusammengesetzten, allochthonen Terranen zwischen Gailtal-Balaton- und Raba-DAV-Line) nachweisen.

Ebenso setzte sich die Meinung durch, dass es sich beim PL nicht um einzelne, parallele Störungen, sondern um vielfach verzweigte Lineamente in einer breiten Bewegungszone mit tektonisierten, strukturell separierten Blöcken, mit Gesteinen verschiedener paläogeographischer Herkunft handelt (PREY 1959, DOGLIONI & BOSELLINI 1987, POLINSKI 1991, FARHOUDI 1994, SIEDL 1999, RANTITSCH & RAINER 2003, REITERER 2004) und man daher von einem Periadriatischen Störungssystem sprechen sollte (BAUER 1973).

ROLSER & TESSENHORN (1974) und BECHSTÄDT (1977) beschreiben die Bewegungslineamente als gekrümmte Lateralverschiebungsbahnen innerhalb der adriatischen Platte, die stellenweise Kompression (N-S Einengung) oder Dilatation anzeigen.

Neben den Blattverschiebungen kommen sowohl Überschiebungen der Südkarawanken auf die Nordkarawanken (BÖGEL 1975, BECHSTÄDT 1977), als auch engräumige Verschuppungen und Großfaltenstrukturen im Bereich dieses Störungssystems vor (SIEWERT 1984, SCHAFHAUSER 1997).

Als einen Auslöser der Bewegungen sehen SCHMIDT et al. (1991) sinistrale Bewegungen zwischen Europa/Asien und Afrika/Apulia, wobei die Umgebung des PL durch bedeutende Zerrungen, Verstellungen, Intrusionen und starken Krustenverkürzungen geprägt war (BAUER 1973).

Wichtig ist, dass es entlang des PL immer wieder zu Bewegungen kommt, und somit kann eine polyphase Kinematik angenommen werden. Für LOESCHKE et al. (1996) ist sie die wichtigste Horizontalverschiebung in den Karawanken und POLINSKI & EISBACHER (1992) sprechen sogar von einer Hauptstörung innerhalb der nördlichen adriatischen Platte.

Der Verlauf des PL in der Nähe des Untersuchungsgebietes ist etwas nördlich die Verbindung der Talfurche von Zell Pfarre-Ribnitzatal-Eselsattel (BAUER 1976, BAUER 1984, BAUER & SCHERMANN 1984) zu suchen (siehe Abb. 2).



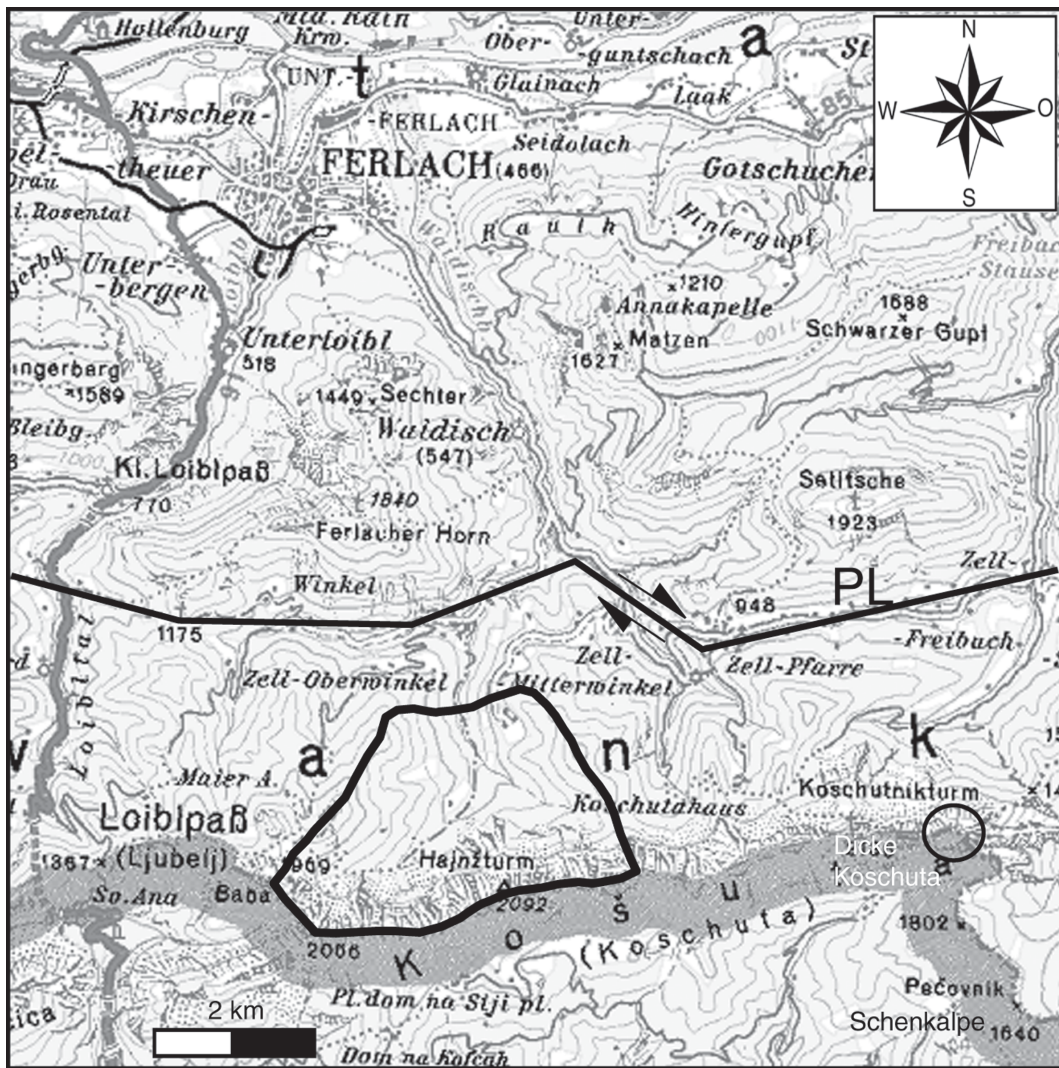


Abb. 2: Überblick über das Kartiergebiet (  ) und den Verlauf des Periadriatischen Lineamentes (PL).

## 2.1. Tektonischer Überblick

Allgemein betrachtet bilden die Karawanken eine breite Störungszone, die durch weite horizontale Verschiebungen charakterisiert ist (OGORELEC et al. 1999) und nach RANTITSCH & RAINER (2003) sind die Südkarawanken exotische Blöcke in der sogenannten „Sava-Composite-Einheit“. TELLER (1887) beschrieb als erster parallele, tiefgreifende E-W streichende Längsstörungen innerhalb der östlichen Karawanken, welche er als die hervorstechendsten Merkmale im Bauplan charakterisierte. Dazu zählen die Koschutanordrandstörung (BAUER 1980, SCHERER 1983, BAUER 1984, TOLLMANN 1985, SAUER & ZOJER 1986, BRENČIČ et al. 1995), die vom Hochstuhl über Slowenien aus SW über den Hainschattel und entlang dem Fuß der Koschutawände zieht. Weitere parallele Störungen (Koschutasüdrandstörung u. a.) mit großen Harnischen und Mylonitzonen streichen südlich des Grenzkammes E-W (BAUER 1980, BRENČIČ et al. 1995).

Von Norden nach Süden unterscheidet man folgende tektonische Einheiten: Nordkarawanken, Eisenkappeler Paläozoikum oder Diabaszug, Eisenkappeler Granit oder Karawankengranit, Eisenkappeler Altkristallin inklusive Tonalitgneis nördlich des PL und südlich davon Paläozoikum in südalpiner Fazies (Zimpaser Paläozoikum), Koschuta oder Südkarawanken

Trias, Seeberg Paläozoikum und Steiner Alpen (Südkarawanken Trias) (TOLLMANN 1977, BAUER 1984, TOLLMANN 1985, siehe Abb. 3).

Im Süden sind die Südkarawanken durch die Savestörung begrenzt. Der Hauptkamm der Westkarawanken setzt sich aus den Gipfeln des Mittagskogels, Hochstuhls, der Koschuta (Veliki vrh (Hochturm), Hainschturm, Koschutnikturm, Tousta Košuta (Dicke Koschuta)) zusammen und bildet zugleich die österreichische Staatsgrenze.

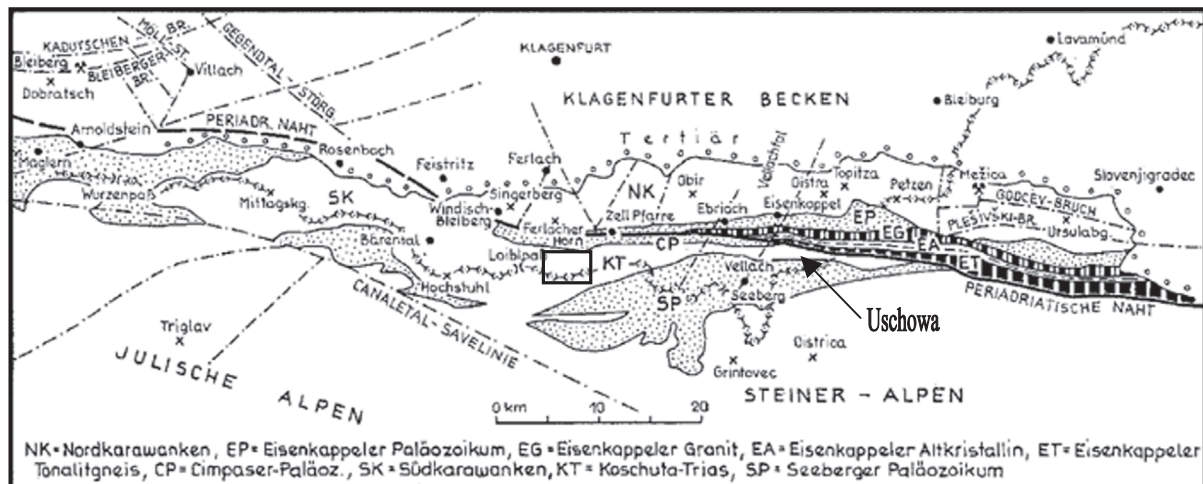


Abb. 3: Überblick über die tektonischen Einheiten in den Karawanken und die Lage des Kartiergebietes(  ), verändert nach TOLLMANN 1977.

HERITSCH & KÜHN (1951) waren der Auffassung, dass es sich in der Koschuta um einen Deckenbau handelt (Koschutadecke), der in den Karnischen Alpen und den westlichen Karawanken auf der Südseite des Kammes zu liegen kommt, ab dem Mallestiger Mittagskogel aber immer tiefer auf die Nordhänge übergreift. Die Koschutadecke biegt dann nach SE ab, um erst wieder zwischen dem Großen Mittagskogel und der Vertatscha, E-W streichend, durchzuziehen. Es entstehen somit zwei Züge, einer vom Türkenkopf bis zur Loiblstraße, der andere vom Großen Mittagskogel bis zur Uschowa. Die Koschutadecke endet nach HERITSCH & KÜHN (1951) bei Koprein im Mießtal.

Nach LEIN et al. (1995) und PLACER (1999) ist die Koschutadecke keine einzelne tektonische Einheit, sondern tektonisch eigenständig und intern an steilstehenden, parallelen Störungen mit Lateralversätzen unbekannter Größenordnung in lange Lamellen zerlinst, die zusätzlich noch durch Querstörungen versetzt werden.

## 2.2. Vorangegangene Untersuchungen im Kartiergebiet

Nach dem Ende seiner mehrere Jahrzehnte dauernden geologischen Kartierungen gab TELLER im Jahr 1898 seine Geologische Karte im Maßstab 1:75.000 heraus. Hier ist am Blatt 20/XI, Eisenkappel und Kanker, die erste geologische Darstellung der Einheiten in der Koschuta zu Papier gebracht worden.

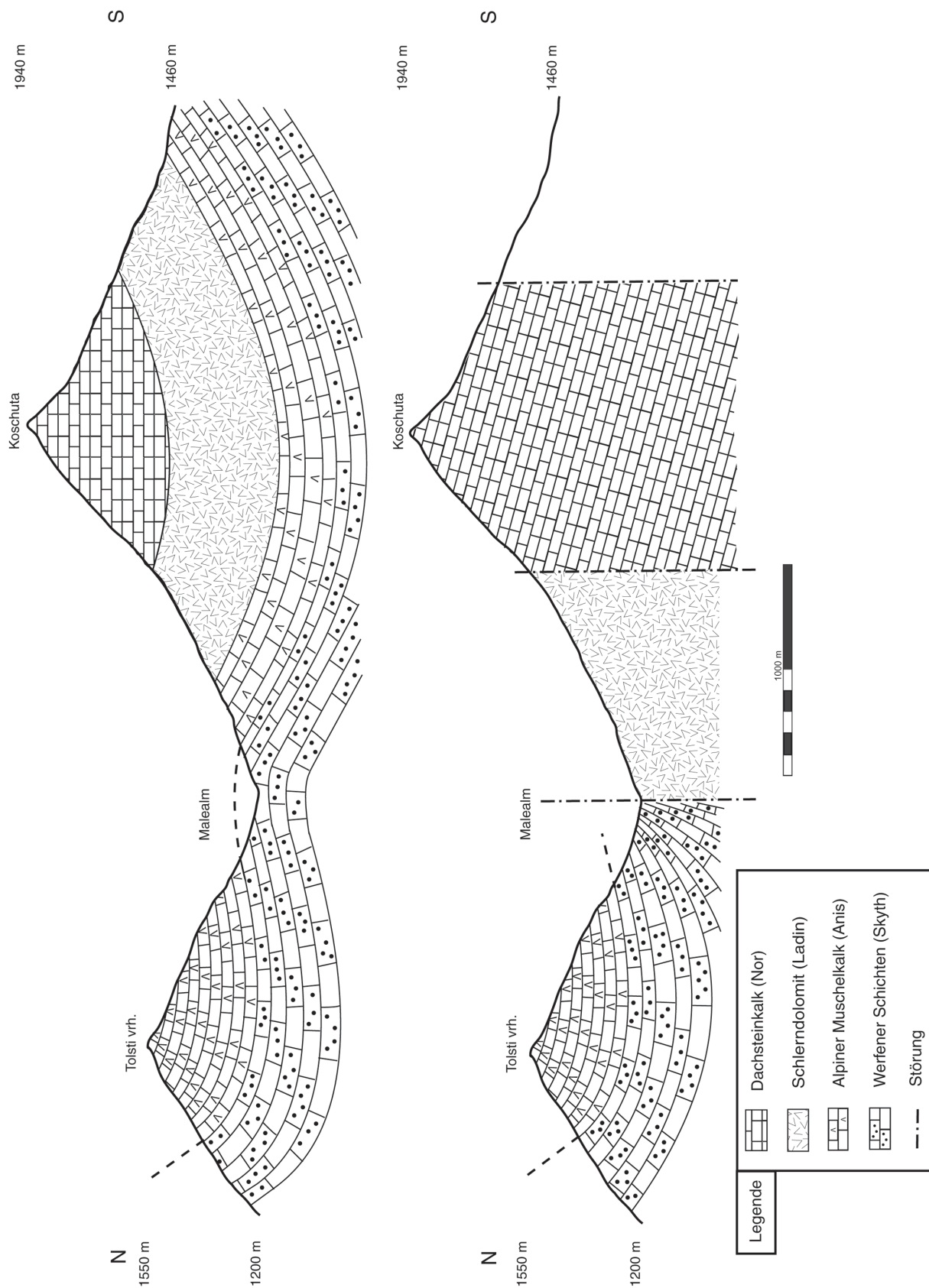


Abb. 4: Vergleich von zwei Profilen in der westlichen Koschuta. Links: TELLER (1898), rechts: BAUER (1985) bzw. BRENČIČ et al. (1995).

BAUER konnte bis Mitte der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts zahlreiche weitere geologische und tektonische Untersuchungen durchführen, die 1985 in der „Geologischen Gebietskarte der Republik Österreich-Karawanken Westteil, Blatt 1, 2 und 3 (M 1:25.000)“ endeten.

SCHERER (1983) führte in den Südkarawanken geologische und geochemische Untersuchungen von Bachsedimenten und -wässern durch und konnte im Bereich der Malealm einen alten Pb-Zn Bergbau untersuchen. Er beschrieb auch Schürfe auf Zinnererz am Loibler Baba und in Zell Mitterwinkel.

Eine erste hydrogeologische Untersuchung, mit einer geologischen Kartierung, führten SAUER & ZOJER (1986) durch. Ihre geologischen Ergebnisse deckten sich 1:1 mit der geologischen Karte von BAUER (1985).

Im oberen Hainschgraben untersuchte OBENHOLZNER (1985) mitteltriassische Vulkanite.

Erste mikrofazielle Untersuchungen an den Dachsteinkalken der Koschuta nahm FARHOUDI (1994) vor. Ebenfalls 1994 konnten KOZUR et al. die Fazies der Rot-Grau Kalke des Zeller Prapotnik beschreiben und daraus eine größere Anzahl von Conodonten bestimmen.

Im Jahr 1995 kam der Abschlussbericht der hydrogeologischen Untersuchungen von BRENČIČ et al. und die Diplomarbeit von REINSBORFF heraus, die neben hydrologischen und hydrogeologischen auch geologische und tektonische Neuaufnahmen beinhalten. Die Geologie stützt sich auf Diplomarbeiten der TU Berlin, wobei die lithostratigraphische Karte, wie BRENČIČ et al. selbst schreiben, einen Kompromiss, der in den Karten verwendeten Bezeichnungen der Schichtglieder, darstellt. Zusätzlich geben sie keine biostratigraphische Zuordnung der anischen-ladinischen Schichtfolge.

In all diesen geologischen Untersuchungen (BAUER 1985, SAUER 1986, BRENČIČ et al. 1995, REINSBORFF 1995) ist eine gute Übereinstimmung der räumlichen Verteilung sämtlicher Glieder der Schichtfolge gegeben, mit großen Bereichen, u. a. im oberen Hainschgraben, die quartärer Hangschutt bedeckt. Ebenso ist die Anzahl der kartierten Störungen gering.

Die letzten stratigraphischen-faziellen Untersuchungen führte SCHAFHAUSER (1997) an den mitteltriassischen Karbonaten der Südkarawanken durch.

Mit Proben aus dem Oberkarbon bis in die Untertrias aus plattigen Kalken, Dolomiten, Ton-, Siltsteinen und Mergeln für Vitrinireflexionsuntersuchungen, konnten RAINER (2003) und RANTITSCH & RAINER (2003) thermische Modelle für die Südkarawanken entwickeln und eine Rekonstruktion der erodierten Jura- bis Eozänsedimente durchführen, wobei die erodierte Mächtigkeit Auskunft über die paläogeographische Herkunft der tektonostratigraphischen Einheiten gibt. Allerdings führte RAINER (2003) auch die ungewisse Stratigraphie (v. a. im Anis) in den Südkarawanken an.

### **3. Untersuchungen zu Schichtfolge und Tektonik**

#### **3.1. Überblick über die Schichtfolge**

Zuerst soll auf der nachfolgenden Abbildung die gesamte Schichtfolge der Südkarawanken anhand von verschiedenen Autoren in einem Überblick dargestellt werden. Dann folgt eine kurze Beschreibung der bekannten Schichtglieder.

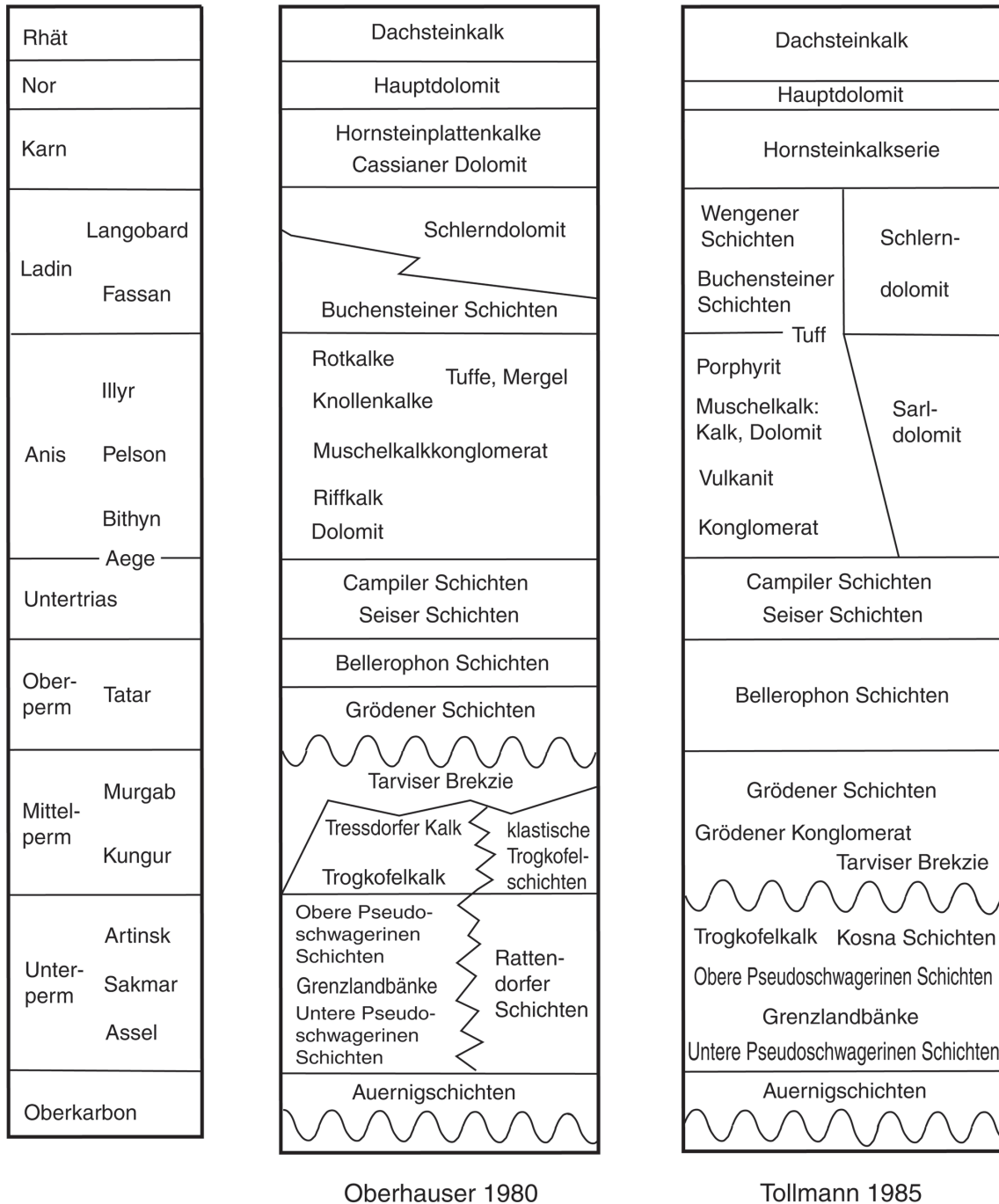
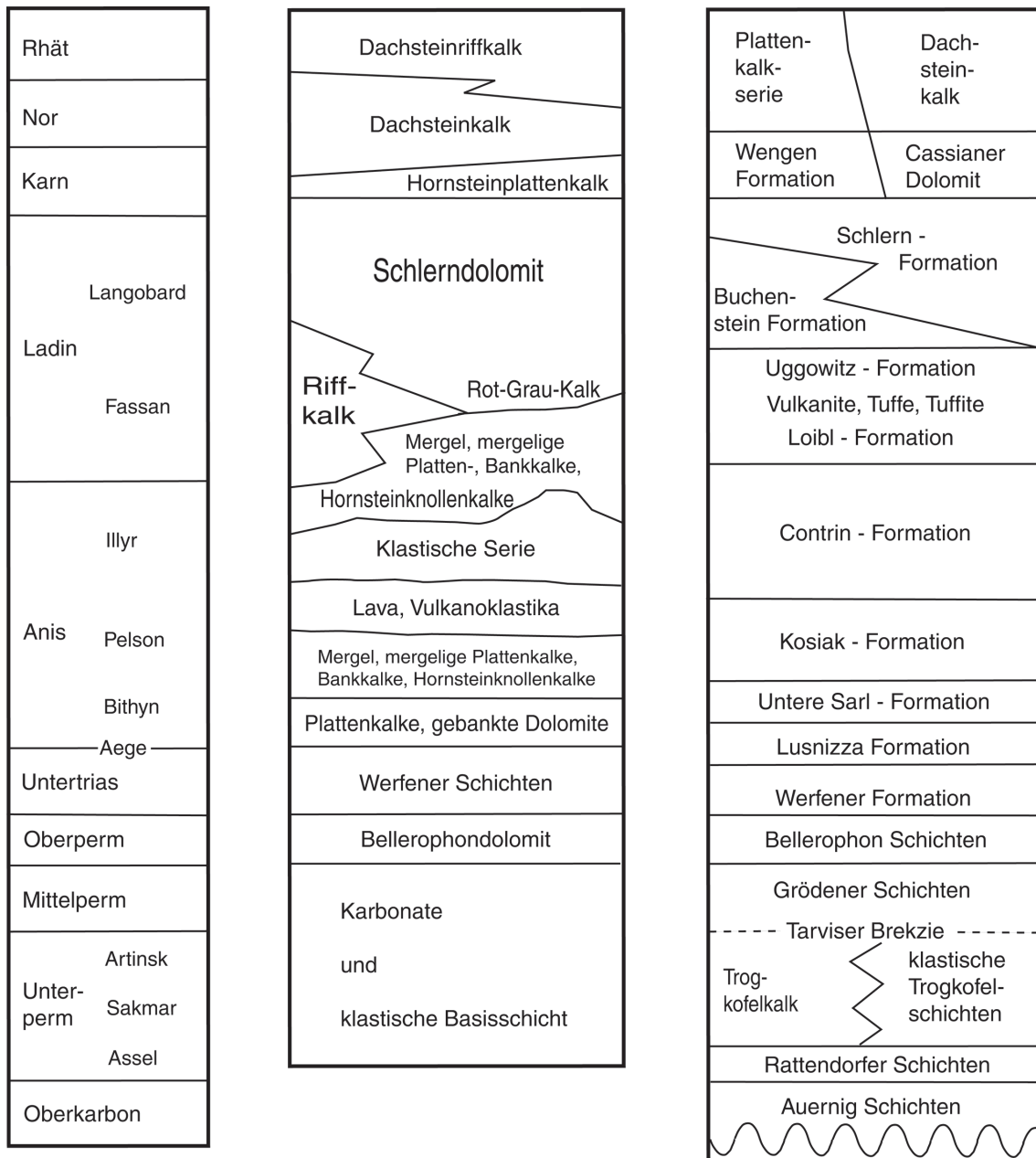


Abb. 5: Überblick über die aufgestellten Schichtfolgen von OBERHAUSER (1980) und TOLLMANN (1985).



Brenčić et al. 1995

Schafhauser 1997

Abb. 6: Überblick über die aufgestellten Schichtfolgen von BRENČIČ et al. (1995) und SCHAFFHAUSER (1997).

### Altpaläozoikum

Das Altpaläozoikum der Südkarawanken kann mit jenem der Karnischen Alpen verglichen werden (SCHÖNLAUB 1979 und 1985, SCHERER 1983, TOLLMANN 1985, WEBER 1997). Die Schichtfolge reicht bis ins tiefere Oberkarbon und endet mit dem Hochwipfelflysch im Westphal. Nach der variszischen Gebirgsbildung wurden die Sedimente der Auernigmolasse abgelagert.

## Prävariszische Sedimente in der Umgebung des Kartierungsgebietes

Außerhalb des Kartierungsgebietes treten nach BAUER (1984) bei Ravna devonische Kalke und Hochwipfelschichten auf, die devonischen Kalke sind ebenso an der Maiergrabenmündung anstehend. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7 und 9 zu finden.

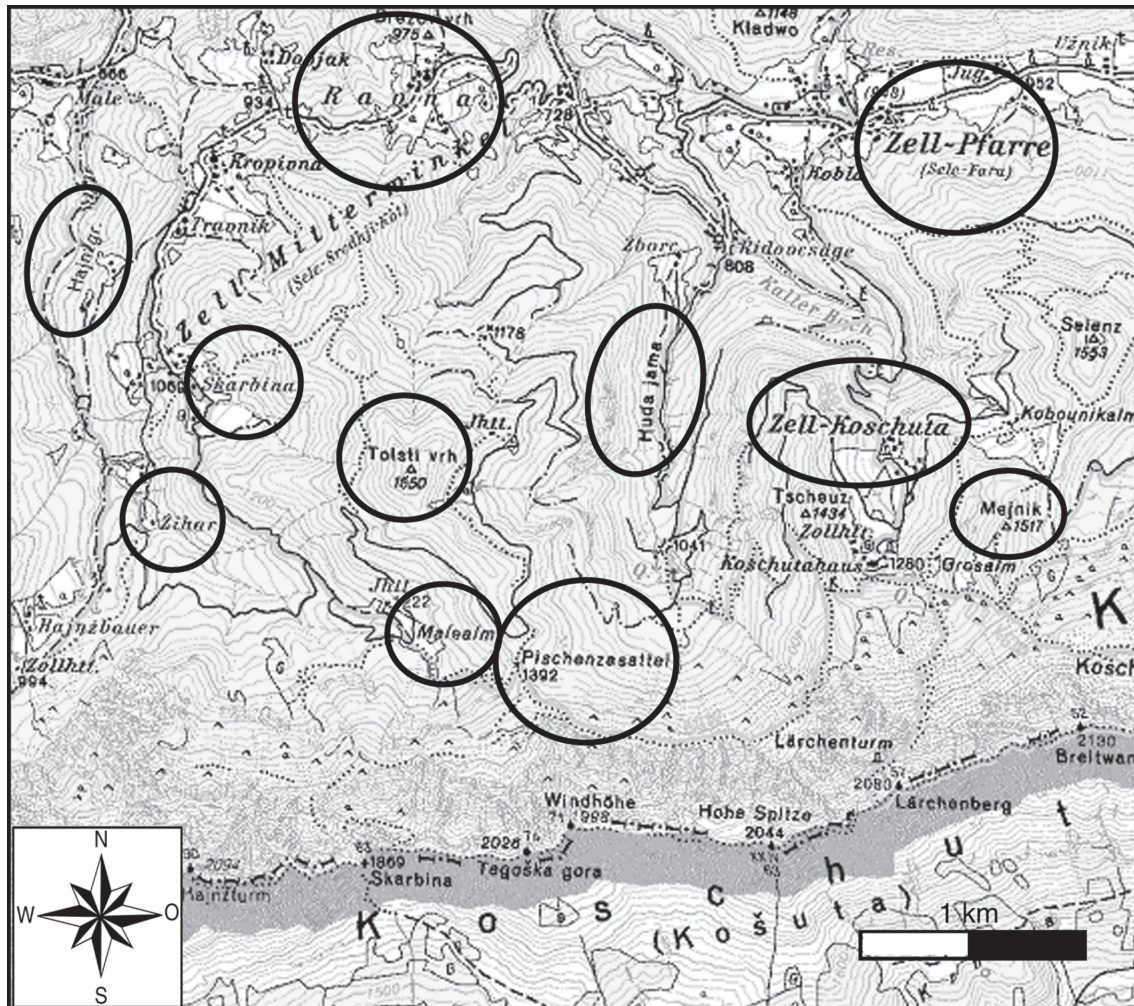


Abb. 7: Geographischer Überblick über die im Text vorkommenden Lokalitäten.

## Oberkarbon

Das Oberkarbon wird von den Auernigschichten geprägt. In der Schichtfolge sind Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer und Karbonate in unterschiedlicher Wechsellagerung abgelagert worden. Weitere Informationen über den Schichtinhalt finden sich bei TELLER (1898), HERITSCH & KÜHN (1951), SCHERER (1983), TOLLMANN (1985), KRAINER (1993) und WEBER (1997).

## **Oberkarbon in der Umgebung des Kartiergebietes**

TELLER (1898) beschreibt Oberkarbon etwas südlich von Zell Pfarre und vom Hudajamagraben. Die Örtlichkeiten sind auf der Abbildung 7 zu finden.

## **Unterperm**

Die Sedimente des Unterperms beginnen nach TOLLMANN (1985) mit den Unteren Pseudoschwagerinen Schichten (gebankte, massige Kalke), den Grenzlandbänken (Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine, Tonschiefer, ähneln den Auernigschichten) und den Oberen Pseudoschwagerinen Schichten (gebankte Kalke, vergleichbar mit den Unteren Pseudoschwagerinen Schichten) (HERITSCH & KÜHN 1951, PREY & KAHLER 1957, TOLLMANN 1985, KRAINER 1993). KRAINER (1993) gibt eine detaillierte Beschreibung und zeigt ein Profil.

Im Hangenden folgen die Trogkofel Schichten. Sie lassen sich in eine karbonatische und eine klastische Entwicklung einteilen (RAMOVŠ 1974, TOLLMANN 1985, BOECKELMANN 1988). Die karbonatische Trogkofelentwicklung (Trogkofelkalk) ist mit massigen weißen, hellgrauen, rosaroten und roten Kalken ausgebildet (HERITSCH & KÜHN 1951, PREY & KAHLER 1957, BUSER 1974/2, TOLLMANN 1985).

Die klastische Trogkofelentwicklung ist lithologisch dem Oberkarbon sehr ähnlich (Tonschiefer, Quarzsandsteine, Quarzkonglomerate, Kalkbrekzien, -konglomerate, Lyditgerölle) (RAMOVŠ 1974) und wird durch Zwischenlagen von schwarzen, flachmarinen Kalken (Goggauer Kalk) unterbrochen (KRAINER 1993). Diese Schichten werden auch als Kosna Schichten (BUGGISCH et al. 1976, TOLLMANN 1985) bezeichnet.

## **Vorkommen von Unterperm im und um das Kartierungsgebiet**

Auf slowenischer Seite ist das permokarbone Vorkommen im Košutnikbach durch SCHELLWIEN (1898, in KAHLER 1983 und 1989) und TOLLMANN (1985) bekannt gemacht geworden.

BUSER (1974) beschreibt das Unterperm nur aus dem Gebiet nördlich des Veliki vrh. Laut BUGGISCH et al. (1976) bilden die Unteren Pseudoschwagerinen Schichten die Basis der Koschuta. KAHLER (1983) konnte durch Bestimmung von Fusuliniden Obere Pseudoschwagerinen Schichten (Hochbereich südwestlich Zell Pfarre) und Grenzlandbänke (Fundort: Ostende des Zell Pfarrer Tales) kartieren.

Die klastische Trogkofelentwicklung kommt vor allem in den westlichen Karawanken und an der Koschutasüdseite vor (RAMOVŠ 1974).

BRENCIC et al. (1995) fassen in ihrer geologischen Karte die unter- und mittelpermischen Schichtglieder als Karbonate und klastische Basisschicht zusammen. Diese bilden Vorkommen um den Tomaschberg und die Skarbina. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7, 8 und 9 zu finden.



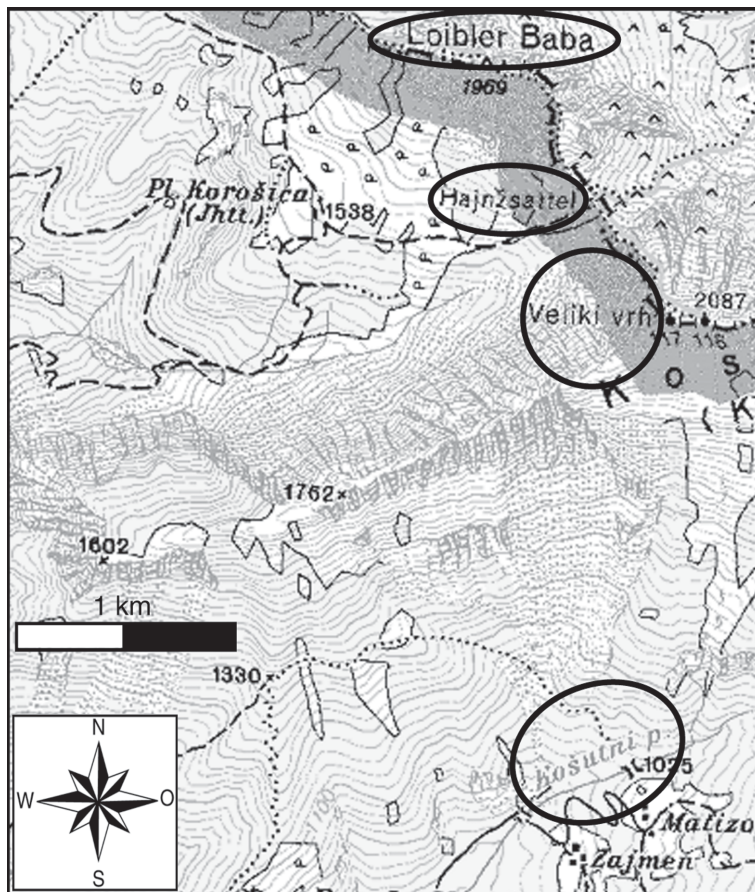


Abb. 8:  
Geographischer  
Überblick über  
die im Text  
vorkommenden  
Lokalitäten.

## Mittelperm

Die Schichtfolge des mittlern Perms wird durch die Tarviser Brekzie und die hangenden Grödener Schichten gebildet. Die Tarviser Brekzie lagert nach einer erosiven Schichtlücke (Saalische Phase, BUGGISCH et al. 1976, TOLLMANN 1985) unterschiedlich alten Schichtfolgen auf (z. B.: Trogkofelkalk (BUSER 1974, OGORELEC et al. 1999), Kosna Schichten (BUGGISCH et al. 1976), Hochwipfelkarbon (HERITSCH & KÜHN 1951)). Die Sedimente setzen sich aus grobklastischen Konglomeraten und Brekzien mit Quarz-, Lydit-, Trogkofelkalk-, Oberkarbonkalkgeröllen, Grauwacken, Quarziten, roten Sandsteinen und sandigen Tonsteinen zusammen (TELLER 1898, HERITSCH & KÜHN 1951, BUSER 1974, RAMOVŠ 1974, OGORELEC et al. 1999). HERITSCH & KÜHN (1951) beschreiben wenige Meter mächtige blutrote Ton-schiefer mit Spilit und Diabasporphyr.

Die Grödener Schichten gehen graduell aus der Tarviser Brekzie hervor und sind durch Quarzkonglomerate mit dunkelvioletten Quarzkeratophyren, dickbankigen, roten-rotbraunen, grauen-lichtgefärbten Sandsteinen, mit teilweise hohem Glimmeranteil und Beimischung von Vulkanitkomponenten, grünen, roten, violetten, tonigen Schiefen und Siltsteinen vertreten (TELLER 1898, BAUER 1973, BUSER 1974, RAMOVŠ 1974, BUGGISCH et al. 1976, BUGGISCH 1978, KRÄINER 1993, REINSDORFF 1995, OGORELEC et al. 1999).

Im slowenischen Anteil der Karawanken konnte RAMOVŠ (1974) die Neoschwageriner Schichten als das kalkige Äquivalent zu den klastischen Grödener Schichten festlegen. Sollte die Tarviser Brekzie nicht abgelagert worden sein, so liegen die Grödener Schichten diskordant über Trogkofel Schichten, Auernig- oder Devonkalken (KRÄINER 1993).

## Mittelperm im und um das Kartierungsgebiet

Nach TELLER (1887), TELLER (1898), PREY (1975), SAUER & ZOJER (1986) und REINSDORFF (1995) begleiten die mittelpermischen Schichten den Koschutanordfuß, vor allem im Bereich Zell Pfarre, Hudajamagraben, Petroutz Nordhang, Tomaschberg, Hainschgraben zwischen Mletschnik (Mlecnik), Schiher (Zihar) und Skarbina.

BRENCIC et al. (1995) weisen in ihrer geologischen Karte Grödener Sandsteine den Karbonaten und der klastischen Basisschicht des unteren-mittleren Perm (Verbreitung siehe Unterperm) zu. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7, 8 und 9 zu finden.

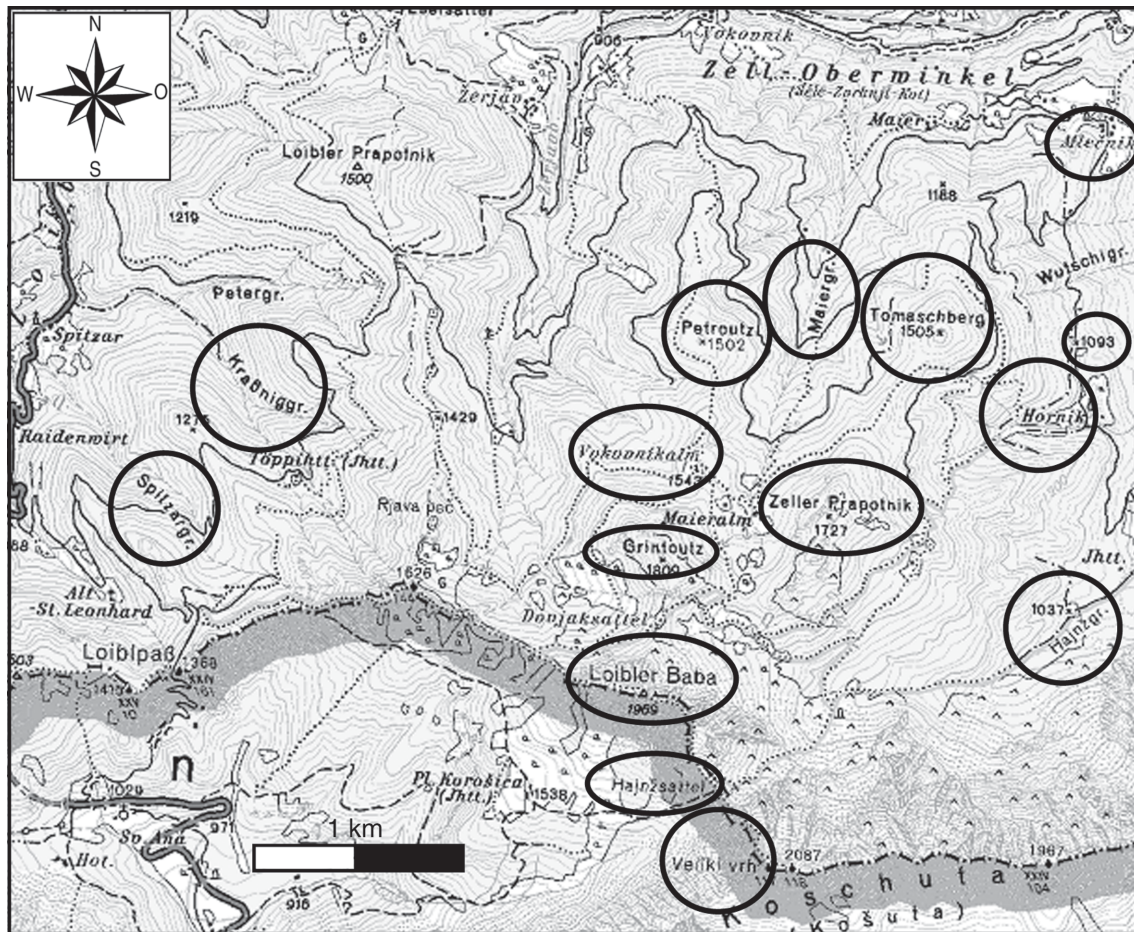


Abb. 9: Geographischer Überblick über die im Text vorkommenden Lokalitäten.

## Oberperm

Die oberpermischen Bellerophon Schichten (TOLLMANN 1985) entwickelten sich graduell aus den Grödener Schichten. BUSER (1974/2) beschreibt eine Wechsellagerung zwischen roten Tonsteinen und dunkelgrauen Dolomiten, Dolomitbrekzien und Rauhwacken. In weiterer Folge treten bituminöse, dünnbankte Dolomite, rauchgraue bis schmutziggraue, sandige Dolomite, graue, geschichtete Dolomite, Gipse, Mergel, dunkle, weißgeäderte, braungraue Stinkkalke, gelbliche Kalksandsteine und Wechsellagerungen von bunten Tonschiefern, Mergeln, grauen, undeutlich gebankten Dolomiten und plattigen bis bankigen Kalken mit braungrauen, kalkigen Mergeln und mergeligen Kalken auf (TELLER 1898, HERITSCH & KÜHN 1951, BUSER 1974/2, SCHERER 1983, NOÉ 1987, KRÄINER 1993, BRENCIĆ et al. 1995,

REINSDORFF 1995, OGORELEC et al. 1999). TELLER (1898) stellte die liegende Rauhewackenbildung und Wechsellagerung mit Tonsteinen auch im Übergang zu den Werfener Schichten fest. NOÉ (1987) konnte eine klastische Gips-Dolomit Wechselfolge, einen lagunären Gips-Dolomit Zyklus und eine landferne Dolomit-Kalk Abfolge beschreiben.

## **Oberperm im Kartierungsgebiet**

REINSDORFF (1995) kartierte die Bellerophonschichten im Bachbett unter dem Gehöft Schiher, daneben weisen sie BRENČIČ et al. (1995) am Beginn der Forststraße zur Malealm nach. Die Örtlichkeiten sind auf der Abbildung 7 zu finden.

## **Untertrias**

Die Werfener Schichten wurden von BROGLIO LORIGA et al. (1983) in 9 lithostratigraphische Member und Horizonte eingeteilt. Diese Einteilung behielt auch BOECKELMANN (1988) nach seinen Untersuchungen in den westlichen Karawanken und Karnischen Alpen bei. Er gibt eine Übersicht über die Biostratigraphie, die Organismen, deren Lebensweise und Vorkommen in den unterschiedlichen Members sowie geochemische Untersuchungen und die Diagenese der Sedimente. Nach KRAINER (1985) sind die südalpinen Werfener Schichten als eine Trans- und Regressionsabfolge zu sehen.

Der Teseroolith Horizont entwickelte sich aus den höchsten Bellerophonschichten und besteht aus dünnbankigen, dunkelgrauen, mergeligen Kalken mit oolithischen Einschaltungen (KRAINER 1996) oder rosa Dolomitmergeln und Schiefen (BUSER 1974/1, KRISCHEY 2006).

Das anschließende, sehr fossilarme Mazzin Member besteht aus dünnbankigen, auch flaserigen-knolligen, dunklen, mergeligen Kalken mit Tempestitlagen, dunkelgrauen, dünnbankigen Mergeln und kann den Teseroolith horizontal vertreten (BOECKELMANN 1988, FARHOUDI 1994, KRAINER 1996).

Der Andraz Horizont ist mit grünen, mergeligen Dolomiten, kavernösen Dolomiten, Kollapsbrekzien, Evaporiten und Rauhewacken (BOECKELMANN 1988, KRISCHEY 2006) entwickelt. Nach KRAINER (1996) soll dieser Horizont in den Südkarawanken nicht auftreten.

Das folgende Seis Member besteht aus hell- bis dunkelgrauen, flaserigen, dünnplattigen oder gebankten Kalken, dunklen, gebankten Dolomiten mit mergeligen (sandigen) und tonigen (roten, violetten) Lagen, Schilltempestiten und Mergeln (HERITSCH & KÜHN 1951, PREY & KAHLER 1957, BAUER 1973, REINSDORFF 1995, BRENČIČ et al. 1995, KRAINER 1996, OGORELEC et al. 1999, KRISCHEY 2006).

Der Gastropodoolith Horizont bildet eine charakteristische Schicht in der Abfolge der Werfener Schichten. Er ist charakterisiert durch gebankte, graue-schwarze, rötlichgraue bis fleischrote, bräunliche Kalke mit Gastropoden, Gastropodoolithen, dolomitisierten Gastropodenschillen, die durch Eisenimprägnation rot gefärbt sein können, teilweise dolomitisiert sind und grauen, plattigen, flaserigen, eventuell mergeligen Kalken mit Lumachellenlagen (TELLER 1898, PREY & KAHLER 1957, BUSER 1974/1, SCHERER 1983, BOECKELMANN 1988, KRAINER 1996, OGORELEC et al. 1999). Es kann auch zu einem Verzahnungen zwischen dem Seis und dem Gastropodoolith Member kommen.

Das hangende Campil Member ist überwiegend durch klastische Sedimente wie rote, rötlichgraue, violette, grünlichgraue und gelbe Tonsteine, glimmerführende Siltsteine, dünnplattige, oft dunkle Kalke, gelblich verwaschene und rötliche, siltige-sandige, quarzreiche Dolomite, glimmerige, sandige Schiefer, Sandsteine, dolomitische Mergel und evaporitischen Linsen mit Rauhewacken, Gips und Anhydrit ausgebildet (TELLER 1898, HERITSCH & KÜHN

1951, PREY & KAHLER 1957, BAUER 1973, BOECKELMANN 1988, KRAINER 1996, OGORELEC et al. 1999, SIEDL 1999, KRISCHEY 2006).

Im Val Badia Member sind mergelige, siltige, fossilreiche Kalke mit normalmariner, diverser Fauna, sogar vereinzelt Cephalopoden, Gastropodenschillen, Oolithen und Tempestiten, mittelgraue, dolomitische Kalke, grüne, flaserige Mergel und karbonatische Siltsteine ausgebildet (BOECKELMANN 1988, KRAINER 1996, SCHAFHAUSER 1997).

Im Cencenighe Member, dem das San Lucano Member lithofaziell auch gleichen kann, sind rote, (rot)braune, violette, gelbe, (grün)graue, siltreiche, teilweise dolomitische Mergel, gelbe-ockerfärbige, mergelige Kalke mit Echinodermentempestiten, oolithische sowie sandige-siltige Dolomite, Schiefer mit Gipslagen und Rauhdecken ausgebildet (BOECKELMANN 1988, KRAINER 1996, SCHAFHAUSER 1997, REITERER 2004).

Das stark evaporitisch ausgebildete San Lucano Member bildet den Abschluss der Werfener Schichtfolge mit Silt- und Sandsteinen, Dolomiten, gelben, mergeligen Kalken mit Tempestitlagen und Kalksandsteinen (BOECKELMANN 1988, SCHAFHAUSER 1997, REITERER 2004).

Die hangende, ebenfalls evaporitische Lusnizza Formation mit grauen, braunen, dolomitischen bis quarzführenden, plattigen-bankigen Kalken und Dolomiten ist dem San Lucano Member sehr ähnlich und zeigt den Übergang vom Oberskyth ins Unteranis (Aege) an (SCHAFHAUSER 1997).

Nach den Erkenntnissen von BRANDNER & MOSTLER (1982) soll das Anis bereits im Val Badia Member beginnen.

## **Untertrias im und um das Kartierungsgebiet**

LIPOLD (1856) konnte rote Werfener Sandsteine in ausgedehnten Zügen nördlich der Koschuta kartieren, TELLER (1887) beschreibt aus dem Hudajamagraben Werfener Mergelschiefer mit Gastropodenoolithhorizonten und PREY (1975) wies im Bereich südlich Zell Pfarre graue, plattige Werfener Kalke nach.

Gute Aufschlüsse gibt es nach SAUER & ZOJER (1986) am Petroutz und am Tomaschberg, von wo die Werfener Schichten bis südwestlich der Hainschbauernquellen reichen, im Talboden nicht aufgeschlossen sind, weiter östlich vom Schiher den Sockel und den Nordostabfall (BAUER 1976) des Tolsti vrh aufbauen und bis zum Pischenzasattel streichen. BRENCIC et al. (1995) konnten in den Werfener Schichten an der Forststraße am Westhang des Tolsti vrh Ammonitenreste auffinden. Ebenso sind die Werfener Schichten (Campil Member) im Kraßniggraben (REINSDORFF 1995) und entlang der Forststraße von Zell Mitterwinkel zur Malealm (KRAINER 1996) zu kartieren. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7 und 8 zu finden.

## **Anis**

Vorangestellt sei zu bemerken, dass durch die Faziesheterotropie des Anis auch fast ebenso viele unterschiedliche Formationen benannt wurden. Im Folgenden wird die Gliederung von SCHAFHAUSER (1997) verwendet.

Die unteranisische Schichtfolge geht graduell aus den obersten Werfener Schichten hervor. SCHAFHAUSER (1997) unterscheidet innerhalb der Unteren Sarl Formation (Aege-Bithyn, u. a. auch KRAINER 1996) gebankte, helle-dunkelgraue, bräunliche Dolomite und Algenlaminiten mit Rauhdecken im Liegenden (gebanktes Kalk-Dolomit Member) und graubraune, sandige, splittrige, mürbe, siltige, mergelige, laminierte Dolomite und Rauhdecken (sandig-grusiges Dolomit Member) im Hangenden. Andere Autoren (TELLER 1898, BAUER 1976, TOLLMANN

1985, PREMSTALLER 1991, REINSDORFF 1995, KRAINER 1996, SIEDL 1999, OGORELEC et al. 1999) sprechen auch von fossiliferen, dickbankigen, grauen Dolomiten, dunklen, dolomitischen Kalken, bituminösen Bankkalken, hellen, graugelben Dolomiten, Mergelschiefern, Zellenkalken und in situ Brekzien (Channelfüllungen) im selben Niveau. Nach WITZMANN (2001) und REITERER (2004) entspricht die Untere Sarl Formation (auch Sarldolomit, Sarl Formation, usw.) von SCHAFHAUSER (1997) der Gutenstein Formation.

Darüber folgt die Kosiak Formation (Pelson-Unterillyr) mit dolomitischen, dunkelgrauen, knolligen Platten- und Bankkalken sowie schwarzen, ockerfarbigen und gelben, mergeligen, knolligen Kalken (SCHAFHAUSER 1997).

Die Contrin Formation des Oberpelson-Oberillyr ist als hellgrauer, massiger Riffkalk ausgebildet (BAUER 1980, SCHERER 1983, SCHAFHAUSER 1997). An ihren Hängen soll sich im Zuge von tektonischen Ereignissen im obersten Illyr-Fassan die Uggowitzer Brekzie abgelagert haben, diese verzahnt mit illyrischen-fassanischen Beckensedimenten (siehe u. a. auch Ladin).

Die schlecht sortierte und mäßig gerundete Uggowitzer Brekzie (Muschelkalkkonglomerat), die ab dem Pelson/Illyr (BAUER 1980) bis ins untere Fassan sedimentiert wird, soll zum Teil diskordant über den Werfener Schichten (SIEDL 1999) oder Anisdolomiten (BAUER 1980, OGORELEC et al. 1999) liegen und besteht aus aufgearbeiteten unterpermischen?, oberpermischen bis unteranisischen Komponenten (HERITSCH & KÜHN 1951, BRENČIČ et al. 1995, REINSDORFF 1995, OGORELEC et al. 1999). Die grobklastischen Brekzienkomponenten verzahnen zum Hangenden hin mit bunten Konglomeraten, feinkörnigen, kalkreichen Sandsteinen, roten Feinsandsteinen, Siltsteinen, roten Kalksiltiten, roten, grauen, feinsandigen, tuffitischen, siltigen, mergeligen, tonigen Zwischenschichten, Tuffen, Tuffiten, Laven, Agglomeraten, eingeglittenen Bankkalken und Rot-Grau Kalken (BAUER 1976, BAUER 1980, FARHOUDI 1994, BRENČIČ et al. 1995, OGORELEC et al. 1999). Diese Rot-Grau Kalke des Oberanis entsprechen nach BAUER (1984) dem Schreyeralmkalk.

Die illyrischen Beckensedimente, im distalen Bereich, bestehen aus dünn geschichteten, dunklen, mergeligen Kalksteinen, Bankkalken, dunklen Plattenkalken, Hornsteinknollenkalken mit tonreichen, schiefrigen, oft bituminösen Zwischenlagen, Mergeln, Laven, Tuffen, Tuffiten (BAUER 1980, SCHERER 1983, PREMSTALLER 1991, BRENČIČ et al. 1995, REINSDORFF 1995, WEBER 1997) und sind mit den ladinischen Beckensedimenten vergleichbar.

## **Vorkommen von Anis im und um das Kartiergebiet**

LIPOLD (1856) konnte schwarze Kalke und Dolomite der Gutenstein Formation in ausgedehnten Zügen nördlich der Koschuta kartieren, TELLER (1887) beschrieb aus dem Tal von Zell Pfarre und dem Hudajamagraben eine einförmige Dolomitentwicklung des Muschelkalkes (Gutensteiner Kalke und Dolomite). In deren Hangenden treten augitführende, porphyrische Eruptivgesteine und dichte, graue bis dunkelschwarze Kalke mit weißer Äderung auf. Die unteranisischen Schichtglieder sind in den Bereichen um die Wakounigalm (Vokounigalm), den E- und NE-Hängen des Zeller Prapotnik und dem Gipfel des Tolsti vrh (SAUER & ZOJER 1986, BRENČIČ et al. 1995) anzutreffen.

Die oberanisischen Riffkalke sind seit BECHSTÄDT (1977) aus Zell Winkel bekannt. Sie bilden auch die Weiße Wand, Kosmatica, Heilige Wand, Rjauca, den Grintoutz, den Rücken westlich des Zeller Prapotniks (S und SW der Maieralm) und den Grenzkamm westlich der Loibler Baba (PREY 1959, 1970 und 1975, BAUER 1984, KRAINER & MOSTLER 1992, KOZUR et al. 1994).

Die Uggowitzer Brekzie wird aus dem Obojnik-, Kraßnig-, Radeschitzagraben und von der Matschacher Alm beschrieben (BAUER 1973, MOSTLER & KRAINER 1994).

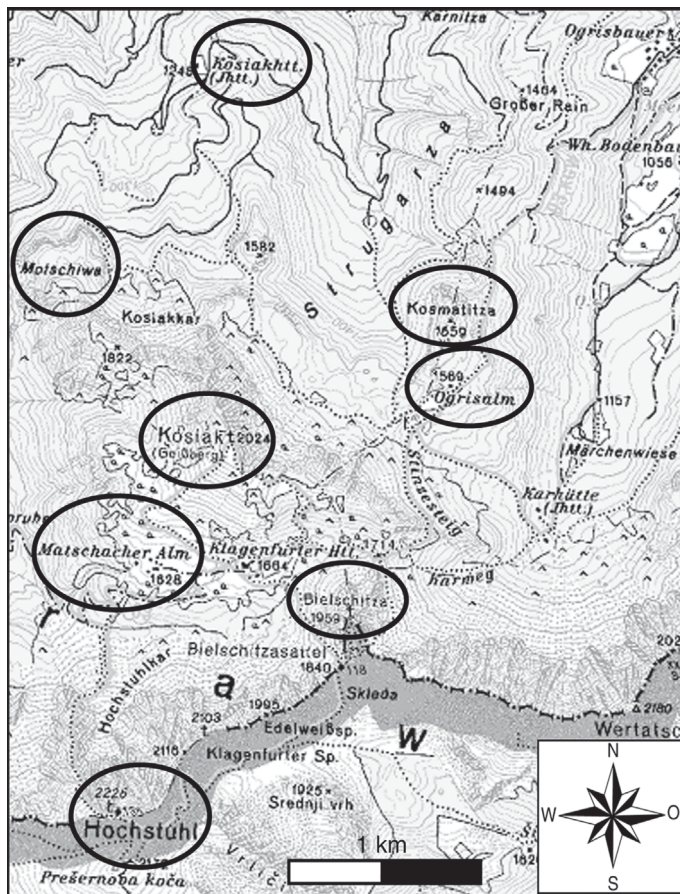


Abb. 10: Geographischer Überblick über die im Text vorkommenden Lokalitäten.

Die oberanisischen Beckensedimente treten nördlich der Kosiakjagdhütte, NW des Grintoutz, am SE-Hang des Zeller Prapotnik und im Kraßniggraben auf (BAUER 1980, 1984 und 1985, BRENCIĆ et al. 1995). Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7, 9, 10, 11 und 12 zu finden.

## Ladin

Das Ladin ist durch die starke Faziesdifferenzierung aus dem Anis geprägt. Nach KRAINER & MOSTLER (1992), MOSTLER & KRAINER (1994), KOZUR et al. (1994), KRAINER & LUTZ (1995), KRAINER (1996) und SCHAFHAUSER (1997) werden im frühen Fassin über der Contrin Formation, und in Spalten derselben, die Rot-Grau Kalke der Loibl Formation abgelagert. Durch die Verschiebung der *Reitziites reitzi* Zone von der Anis/Ladin Grenze nach unten, beginnt die pelagische Loibl Formation heute aber bereits im mittleren Illyr (KRYSSTYN et al. 2004). KRAINER & MOSTLER (1992) beschreiben die Abfolge als rote Spaltenfüllungen, massige bis undeutlich gebankte, geringmächtige, graue Knollenkalke, rote Knollenkalke mit dünnen, roten Mergelzwischenlagen und grauen Knollenkalken.

Darüber folgen andesitische und dazitische Laven, vulkanische Brekzien, Tuffe, Agglomerate und eine klastische Abfolge mit einem polymikten, bunten Konglomerat, Konglomeratbrekzien, rötlich gefärbten Sandsteinen, Siltsteinen, Mergeln und mergeligen Kalken (BUSER 1974/1, KRAINER & MOSTLER 1992, FARHOUDI 1994, MOSTLER & KRAINER 1994, SCHAFHAUSER 1997). Diese nach BAUER (1984) als Muschelkalkkonglomerat bezeichneten Sedimente sind nach KRAINER & MOSTLER (1992), MOSTLER & KRAINER (1994) und KRAINER (1996) als eine Weiterentwicklung der Uggowitzer Brekzie (vgl. Anis) zu sehen.

Als Komponenten sind Vulkanitgerölle, Rot-Grau Kalke, Sandsteine mit vulkanischen Aufarbeitungsprodukten und Komponenten aus der Untertrias und dem Anis zu nennen.

Die Beckensedimente der Buchensteiner Schichten, aus dem späten Illyr/Fassan bis ins späte Langobard, folgen über der Uggowitzer Brekzie. Sie sind den Reiflinger Schichten ähnlich und durch eine stark differierende Abfolge von Beckensedimenten (Flaser-, Knollen-, Kiesel-, Mergelkalke, (bituminöse) plattige Kalke und Dolomite, Mergel, Silt-, und Tonsteine), in die immer wieder grüne Tuffe (Pietra Verde, ital.: „grüner Stein“) eingeschaltet sind, charakterisiert (BAUER 1973, BUSER 1974/1, BRANDNER & MOSTLER 1982, BAUER & SCHERMANN 1984, TOLLMANN 1985, KOZUR et al. 1994, MOSTLER & KRAINER 1994, FARHOUDI 1994, KRAINER & LUTZ 1995, KRAINER 1996, OGORELEC et al. 1999, SIEDL 1999). Nach oben hin gehen die Buchensteiner Schichten über Feinbrekzien, Kalkarenite und turbiditische Flachwasserschüttungen in die Schlern Formation über (BRANDNER & MOSTLER 1982, SCHERER 1983, MOSTLER & KRAINER 1994, KRAINER 1996, SCHAFHAUSER 1997, OGORELEC et al. 1999, SIEDL 1999).

Der Schlerndolomit zeigt überwiegend weißliche-hellgraue Färbung, ist großteils stark dolomitisiert, verkarstet und in unterschiedlicher Fazies ausgebildet (geschichtete, gebankte Lagunen-, massige Riffschutt- und massige Rifffazies). Zeitlich umfasst er das Langobard bis ins Cordevol? bzw. Jul? (TELLER 1898, HERITSCH & KÜHN, 1951, BAUER 1980, PREMSTALLER 1991, FARHOUDI 1994, BRENČIČ et al. 1995, REINSDORFF 1995, KRAINER 1996, SCHAFHAUSER 1997, SIEDL 1999). Nach FARHOUDI (1994) ist der lagunäre Schlerndolomit in einem küstenfernen, flachen, subtidalen Ablagerungsraum mit erhöhter Salinität und Wassertemperatur, bei eingeschränkten Lebensbedingungen, gebildet worden.

OGORELEC et al. (1999) beschreiben grüne pelitische Tuffe als Schicht innerhalb des Schlerndolomites, FARHOUDI (1994) und BRENČIČ et al. (1995) wiesen rötlich gefüllte, eisenreiche Karstspalten, die durch episodisches Auftauchen entstanden sind, nach.

### **Ladin im und um das Kartierungsgebiet**

TELLER (1887) machte „Die versteinерungsführenden Kalke von Heinš“, zwischen der Maieralm und dem oberen Hainschgraben, erstmals bekannt. Die Loibl Formation wird von PREY (1975), BAUER (1980), SCHERER (1983), BAUER (1984), SAUER & ZOJER (1986), KRAINER & MOSTLER (1992), KOZUR et al. (1994), REINSDORFF (1995) und KRAINER (1996) vom Zeller Prapotnik, vom Selenschiak, der Selenitzaforststraße, aus dem Boden-, Selenitzatal, Kraßnig-, Rjauca-, Maiergraben und aus Zell Koschuta beschrieben.

Die vulkanischen Sedimente, Konglomerate und weitere Klastika, sowie die Buchenstein Formation, werden von PREY (1959, 1970), BAUER (1980), OBENHOLZNER (1985), KOZUR et al. (1994) und MOSTLER & KRAINER (1994) von der Selenitza Forststraße, der Weißen Wand, dem Zimpaserkogel, Zeller Prapotnik, Grintoutz, der Bielschitza, Matschacher Alm, Ogrismalm und aus dem Kraßnig- und Obojnikgraben beschrieben.

Schlerndolomit wird von TELLER (1887), TELLER (1898), BAUER (1973), BAUER (1980), SCHERER (1983), SAUER & ZOJER (1986) und REINSDORFF (1995) als ein, vom Loibler Baba und Grintoutz, am Fuß der Koschuta entlangziehender Zug, über die Malealm, den Pischenzasattel und Hudajamagraben, weiter über Vellach und Zimpaserkogel, südlich des Koschutabaches, bis zur Uschowa reichend, beschrieben. PREY (1959, 1970) kartierte Schlerndolomit am Kosiak (Geißberg) und an der Bielschitza. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 7, 8, 9, 10, 11 und 12 zu finden.

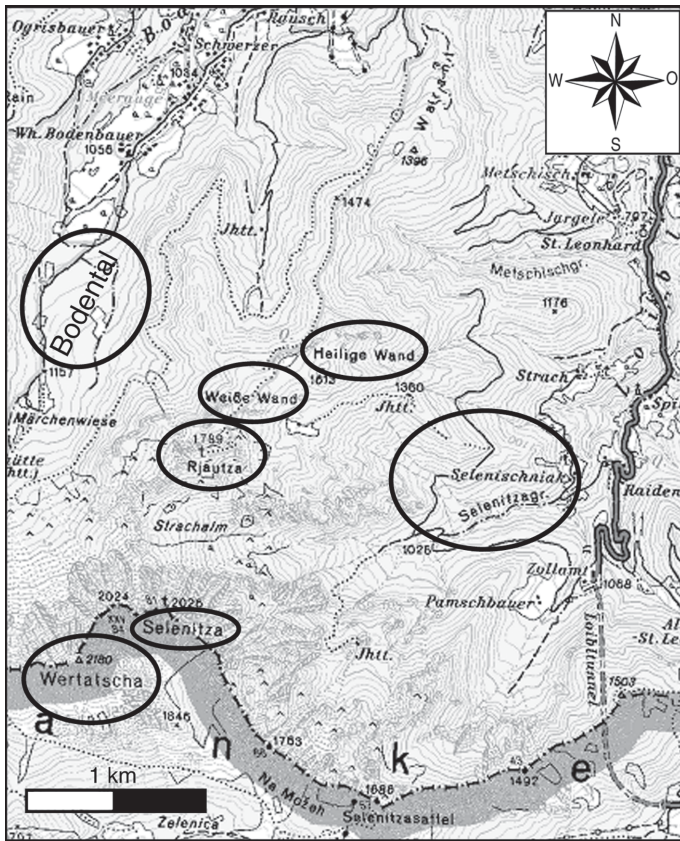


Abb. 11:  
Geographischer  
Überblick über die  
im Text  
vorkommenden  
Lokalitäten.

Straße nach  
Zell Schaida



Straße nach  
Bad Eisenkappel

Abb. 12: Geographischer  
Überblick über die im Text  
vorkommenden Lokalitäten.



## **Karn**

Über die Schichtfolge des Karn in den Südkarawanken herrschen geteilte Meinungen. Die Raibler Schichten (Tor Formation: SUESS (1867), Bleiberger Schichten: TELLER (1898), Carditaschichten: HERITSCH & KÜHN (1951)), sind in das Unterkarn einzuordnen. Es werden drei Schieferhorizonte mit Mergeln, schwarzen Tonschiefern, plattigen Tonsteinen, siltigen Tonsteinen, mergeligen Kalken, laminierten Dolomiten, Rauhwacken und Sandsteinen, die durch Oolithhorizonte getrennt sind, beschrieben (ANDERLE 1950, DULLO & LEIN 1980, KISTEN et al. 1990, FARHOUDI 1994, LEIN et al. 1995, KRAINER 1996, OGORELEC et al. 1999). Daneben gibt es, aus einer anderen tektonischen Einheit, pelagische Hornsteinplattenkalke, Hornsteinknollenkalke, plattige, dunkelgraue Kalke, mergelige, bituminöse, plattige Kalke, bräunliche Mergel und Dolomite mit Hornsteinen, deren Einstufung in das höhere Unterkarn aber nicht genau gesichert ist (KRAUS 1969, BUSER 1974/1, TOLLMANN 1985, PREMSTALLER 1991, FARHOUDI 1994, BRENČIČ et al. 1995, WEBER 1997). BAUER (1980) und KRAINER (1996) beschreiben diese dunklen, gebankten, hornsteinführenden Dolomite als Cassianer Dolomit.

### **Karn im und in der Umgebung des Kartiergebietes**

Das Karn wird von BUSER (1974/1), BRENČIČ et al. (1995) und SCHAFHAUSER (1997) nur an der Südseite der Koschuta vermutet. LIEBERMANN (1978), LEIN et al. (1995), KRAINER (1996), SCHLAF (1996) und OGORELEC et al. (1999) beschreiben terrigene Raibler Schichten mit weißem Conzendolomit aus dem Bereich südlich Rosenbach und aus dem Karawankenstraßentunnel. PREY (1975) konnte im südlichen Selenitzgraben Raibler Schichten kartieren. Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 3 und 11 zu finden.

## **Nor**

Das Nor wird in den Südkarawanken von der Plattformentwicklung des Dachsteinkalkes dominiert. Die hell- bis mittelgrauen, rhythmisch dickgebankten Dachsteinkalke einer Lagunenfazies sind als Loferite ausgebildet (ANDERLE 1950, BUSER 1974/1, BAUER 1976 und 1980, TOLLMANN 1985, FARHOUDI 1994, KRAINER 1996).

Zeitäquivalent zum gebankten Dachsteinkalk beschreiben LIEBERMANN (1978), LEIN et al. (1995), KRAINER (1996), SCHLAF (1996) und OGORELEC et al. (1999) aus dem Lac bis Alaun die Bača Formation aus einem pelagischen Ablagerungsraum mit gebankten Kalken und dunklen, gebankten Dolomiten mit Hornsteinlagen und -knollen. Diese pelagische Entwicklung beginnt bereits im oberen Tuval mit den bituminösen, feinkörnigen, dunklen, gebankten Dolomiten sowie Mergellagen der Carnitza Formation (LIEBERMANN 1978, LEIN et al. 1995, SCHLAF 1996).

### **Vorkommen von Nor im und um das Kartierungsgebiet**

Die gebankten Dachsteinkalke bauen die Gipfel der Uschowa, Vellacher Kotschna, Koschuta, nördlichen Begunjščica sowie den Mittagkogel und den Hochstuhl auf (TELLER 1887, TELLER 1898, PREY 1955, BAUER 1973, BAUER 1980, SAUER & ZOJER 1986, FARHOUDI 1994, BRENČIČ et al. 1995, REINSDORFF 1995). Profile vom Hainsch-, Koschutnikturm und vom Hochstuhl bearbeitete FARHOUDI (1994). Die Örtlichkeiten sind auf den Abbildungen 3 und 13 zu finden.

## Rhät

BUSER et al. (1982) und BREŇČIČ et al. (1995) berichten aus den Südkarawanken auch von rhätischem Dachsteinriffkalk.

LEIN et al. (1995), KRAINER (1996) und SCHLAF (1996) fassen in der sevatisch bis rhätischen Frauenkogelformation pelagische, plattige, gebankte, graue und teilweise laminierte Hornsteinkalke zusammen.

### Rhät in der Umgebung des Kartiergebietes

BUSER (1974/1), BUSER et al. (1982), TOLLMANN (1985) und BREŇČIČ et al. (1995) können Rhät in der westlichen Koschuta und der zentralen Begunjščica bestätigen (siehe Abb. 13).

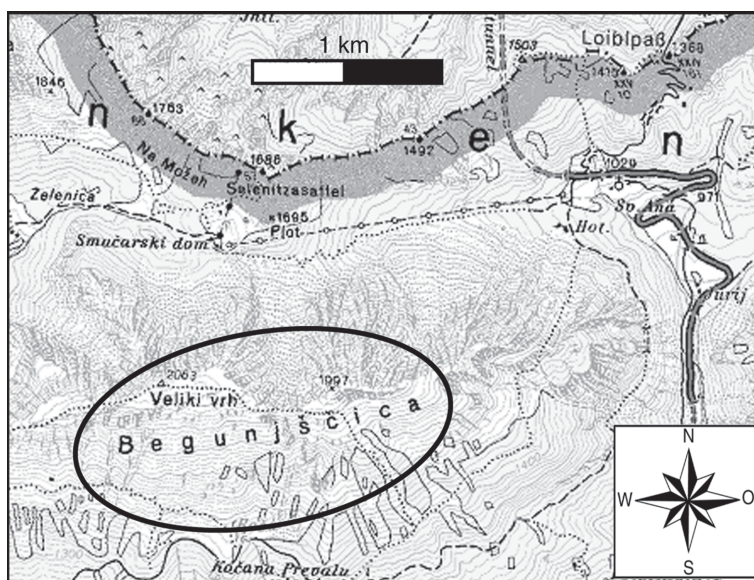


Abb. 13: Geographischer Überblick über die im Text vorkommenden Lokalitäten.

## Lias

BREŇČIČ et al. (1995) beschreiben mergelige Kalke mit Hornsteinlagen und Brekzien aus dem Lias, LEIN et al. (1995), KRAINER (1996) und SCHLAF (1996) fassen braune, strukturlose Mergel und graue, strukturlose, dünn gebankte Kalke zur Hahnkogelformation zusammen. Die Hahnkogelformation entwickelte sich aus der liegenden Frauenkogelformation.

### Lias in der Umgebung des Kartiergebietes

Nach TOLLMANN (1985) und BREŇČIČ et al. (1995) kommt Lias nur in Slowenien in der südlichen Begunjščica vor (siehe Abb. 13).

Am Hochstuhl konnte FARHOUDI (1997) liassische Rotkalkspalten bis weit auf slowenisches Staatsgebiet kartieren.

## Quartär

Ausgezeichnete Beschreibungen über die Entwicklungsgeschichte der pleistozänen und quartären Ablagerungen geben VON SRBIK (1941), VAN HUSEN (1974), SAUER & ZOJER (1986), BRENČIČ et al. (1995) und REINSDORFF (1995). VON SRBIK (1941) sieht das gesamte Gebiet im Einflussbereich des Hainschgrabengletschers, der mit seiner Erosions- und Ablagerungsleistung, den gesamten Hainschgraben und die Vorberge der Koschuta massiv beeinflusst hat.

Zu erwähnen ist, dass nach VON SRBIK (1941) Hangverwitterung und Bergstürze durch ihr Schutt- und Blockwerk den Mischwald südwestlich des Hainschbauern prägen und einen unruhigen, breiten Gürtel bilden, der oft bis an den Gegenhang hinaufreicht.

VAN HUSEN (1974) sieht vom Prapotnikgletscher mächtige Eisströme an dessen SE-Seite herabströmen, die erst beim Hornik zweigeteilt werden und eine Seitenmoräne auf 1080 m ausbilden.

## Quartär im Kartierungsgebiet

Auf eine detaillierte Beschreibung der quartären Ablagerungen wird hier verzichtet. Es sei auf die oben angeführten Autoren, die diese pleisto- und postpleistozänen Ablagerungen sowie die jüngsten Hangschuttbildungen schon ausreichend kartiert und beschrieben haben und auf die Abb. 14 und 15, verwiesen.

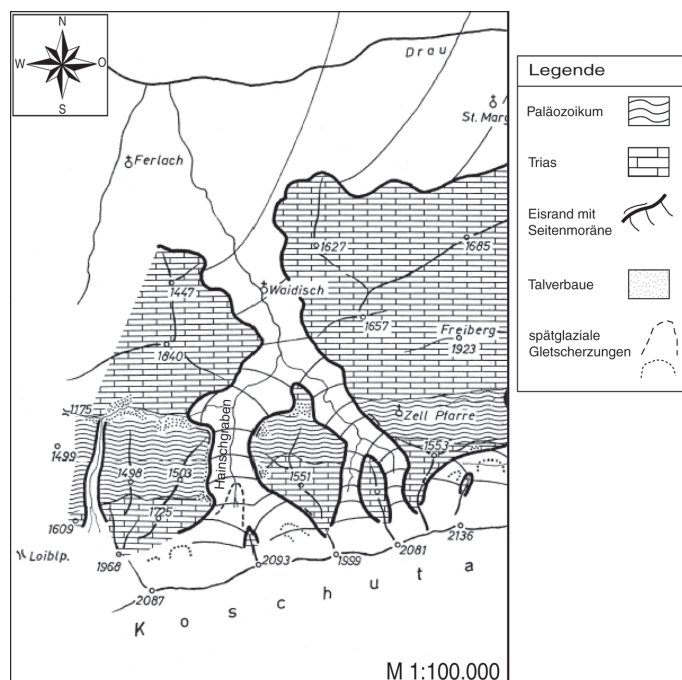


Abb. 14: Vereisung während der Würmeiszeit in der Koschuta, verändert nach VAN HUSEN (1974).

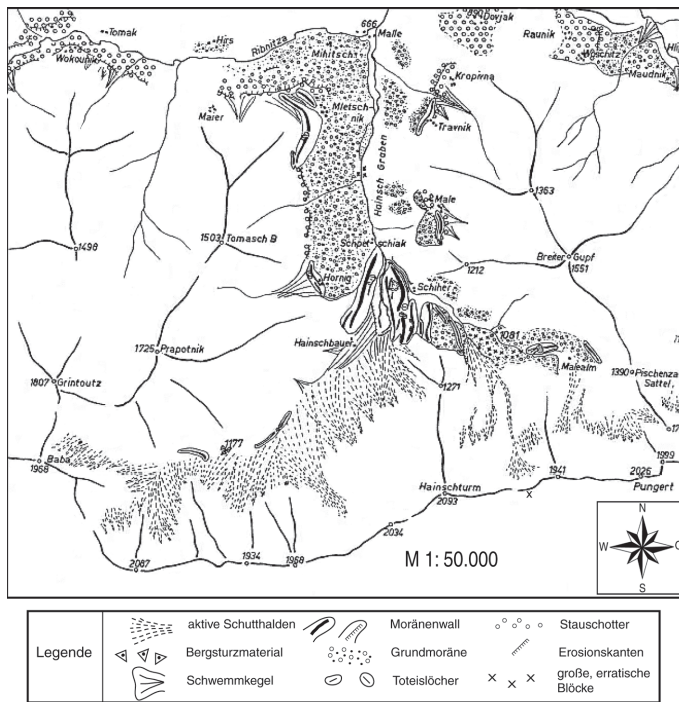


Abb. 15: Ausschnitt aus der quartärgeologischen Karte der Koschuta, verändert nach VAN HUSEN (1974).

### 3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Ereignisse

Erste postsedimentäre, tektonische Bewegungen erkannte BRANDNER (1984) bereits im Rhät der Südalpen durch N-S verlaufende Grabenbruchzonen und deutete diese, ebenso wie NEUBAUER et al. (2000), als Vorläufer der jurassischen Rifttektonik des Penninischen Ozeans. Im Unterjura waren die Südalpen noch am passiven Kontinentalrand der Neotethys angeschlossen, allerdings durch ein Extensionsregime und steile Störungen in ertrunkene Plattformen, geneigte und abgesenkte Blöcke unterteilt (SCHMIDT et al. 1991).

BECHSTÄDT (1977), FRISCH (1977), SIEWERT (1984), SCHMIDT et al. (1991) und MANCKTELOW et al. (2001) sehen zwischen Oberjura und Unterkreide eine sinistrale Verschiebung innerhalb eines Korridors zwischen Südalpen, Drauzug, Transdanubikum und den westlichen nördlichen Kalkalpen von bis zu 400 km, wodurch es zu einem Zerbrechen und Abspalten kleinerer kontinentaler Schollen und Mikrokontinente kam. Im Gegensatz dazu erkennt BRANDNER (1984) eine jurassische, dextrale Verschiebung der Südalpenscholle von 350 km entlang des PL im Norden und der Emiliastörung im Süden der Südalpenscholle, mit einer eventuellen Fortsetzung in der Balaton-Darno Linie, Zagreb-Zemplin Linie und der Savelinie. Ausschlaggebend war die Öffnung des Zentralatlantiks und des Piedmont-Ligurischen Ozeans, bei gleichzeitiger Schließung des Vardarozeans. RAINER (2003) schreibt, dass mit dem Schließen der Tethys ein Überschieben der Sedimente nach S stattgefunden hat. In der Mittelkreide fanden nach FRISCH (1977), RAINER (2003) und RANTISCH & RAINER (2003) weitere strike-slip Bewegungen statt, die durch das Losreißen der adriatischen Platte von Afrika bzw. dem Abkoppeln des Südalpenblockes vor dem Turon (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985), vor dem Alb-Cenoman (LEIN et al. 1997) oder im späten Turon (BRANDNER 1984) ausgelöst wurden.

VENTURINI (1990) beschreibt aus der frühen Oberkreide eine alpidische NW-SE und NE-SW Kompression mit einer gleichzeitigen dextralen Lateralbewegung von mehr als 100 km (FRISCH 1979, MAURITSCH & FRISCH 1980) entlang des PL. Nach der alpidischen nordvergente Faltung kam es nach TOLLMANN (1985) und LOESCHKE et al. (1996) zu einer Schuppung und Zerschierung an konjugierten Scherflächen (NE-SW, sinistral und NW-SE, dextral) mit einer intensiven Zerschierung an Horizontalverschiebungen. Dies führte zu einem

Zerschneiden der Falten und zu einem Schuppenbau, wobei zusätzlich ältere Aufschiebungen reaktiviert wurden.

In der mittleren Oberkreide kam es nach SIEWERT (1984) und LOESCHKE et al. (1996) zu einem NNE-vergenten Struktur- und Faltenbau, wobei E-W streichende, offene Falten und flach nach WNW abtauchende Faltenachsen entstanden. POLINSKI & EISBACHER (1992) schreiben von NW streichenden Falten, die auch Deckencharakter zeigen können und von sinistralen NE streichenden Querstörungen überprägt wurden.

Weitere N-S Einengung resultierte in isoklinalen bis überkippten Falten, einem markanten Schuppenbau und E-W streichenden, steilen Aufschiebungsflächen (LOESCHKE et al. 1996).

Zum Ende der höheren Oberkreide (Postgosauisch) fand nach FRISCH (1977), BAUER & SCHERMANN (1984), SIEWERT (1984) und VAN GOSEN (1989) die erste Rotation der Südkarawanken um  $\sim 15^\circ$  gegen den Uhrzeigersinn statt.

LAUBSCHER (1971), SCHAFFHAUSER (1997), NEUBAUER et al. (2000) und RANTITSCH & RAINER (2003) postulieren für die späte Kreide bis ins Eozän südvergente Falten, SSW-SW gerichtete Deckenüberschiebungen und Aufschiebungen in den Südkarawanken, die durch eine Bewegung der adriatischen Platte nach NNE hervorgerufen worden waren.

Laut DOGLIONI & BOSELLINI (1987) zeigen diese Strukturen der Südalpen eine eozäne ENE-WSW Kompression an, die in N-S bis NW-SE gerichteten Überschiebungen resultierte.

BAUER & SCHERMANN (1984) berichten von N-S Einengung und ersten dextralen Seitenverschiebungen im Alttertiär. Diese sollen nach RAINER (2003) ab dem mittleren Eozän eine Transtension des Pannonischen-Becken-Systems, mit der Anlage von paläogenen Becken entlang dem Periadriatischen-Balaton Lineament, hervorgerufen haben.

HAAS et al. (1994) konnten durch Faziesrekonstruktionen vom späten Perm bis zur späten Trias die Lage des Nordpannonischen Terranes, vor dem Escape, am passiven Westrand der Tethys rekonstruieren. Sie stellten großräumige, dextrale Verschiebungen ab dem Paläogen (spätes Eozän), mit bis zu 450 km, zwischen den Südalpen und dem Transdanubikum fest. Bereits ab dem frühen Bathon beschreiben HAAS & PÉRO (2004) die Trennung des Tisza Blockes von der Europäischen Platte, wobei es im frühen Tertiär zu einer NE Wanderung desselben gekommen sein soll.

Die zweite Rotation der Südalpen und Karawanken, mit etwa  $\sim 15^\circ$  gegen den Uhrzeigersinn, fand nach SIEWERT (1984) vor 40-30 Millionen Jahren statt.

Die Intrusion der periadriatischen Plutone erfolgte nach POLINSKI & EISBACHER (1992), SCHAFFHAUSER (1997) und MANCKTELOW et al. (2001) vor  $\sim 30$  Millionen Jahren in einem sinistralen, divergenten Milieu. Nach VAN GOSEN (1989) und RAINER (2003) ist dies eine Folge der Krustendehnung durch posteozyäne Hebung. Entstanden sind z. B. die Bachern- und Karawankenplutone, die Andesite in Slowenien und die Tonalitporphyritgänge im Bachern, in den Nordkarawanken und westlich von Klagenfurt. Der Tonalitgneis von Eisenkappel zeigt nach EXNER (1976) ein Alter von  $28 \pm 4$  bis  $29 \pm 6$  Millionen Jahren.

TOLLMANN (1985) und LOESCHKE et al. (1996) schreiben, dass es seit dem Oligozän auch zu Rechtsseitenverschiebungen gegenüber der südalpinen Scholle kam. Daneben sind ab dem Oligozän Spröddeformationen vorherrschend. Nach POLINSKI (1990), LOESCHKE et al. (1996) und SPRENGER (1996) kam es in einem transpressiven Regime zu postoligozyäner Spröddeformation mit einem NW-SE synthetisch (dextral) und einem NE-SW antithetisch (sinistral) konjugierten Scherflächensystem, das mit  $75^\circ$  bis  $80^\circ$  einfällt, meist horizontalen Versatz aufweist und eine Reaktivierung der älteren konjugierten Scherflächen darstellt.

SCHAFFHAUSER (1997), WEBER (1997) und RANTITSCH & RAINER (2003) schreiben von einer weiteren Hebung der Kruste aus dem Bereich Oligozän/Miozän und der Ausbildung eines geschlossenen Hochgebietes, mit einer oligozänen Landoberfläche auf den Südhängen der Südkarawanken (KAHLER 1932 und 1955).

SCHMIDT et al. (1991) und RANTITSCH & RAINER (2003) zeigen, dass im späten Oligozän bis ins Miozän die Südalpen entlang des PL dextral nach W zurückbewegt wurden.

Aus diesem Grund dürften auch die untermiozänen, kalkalkalinen Postkollisionsmagmatite (Smrekovec Vulkanite) entlang des östlichsten Segmentes des periadriatischen Störungssystems (Slowenien und Kroatien) entstanden sein (ALTHERR et al. 1995).

Für POLINSKI & EISBACHER (1992) sind die untermiozänen Strukturen in den Südkarawanken leicht NE-vergente Falten und NE-streichende, steile Querstörungen, sowie im Kern der NW-streichenden Falten entstandene, dextrale NW-streichende Störungen, die vormiozänes bis miozänes Alter besitzen sollen. Nach SIEWERT (1984) soll es zwischen 30-20 Millionen Jahren zur Anlage der zweiten Faltenachse gekommen sein.

Durch postkollisionäre, laterale tektonische Extrusion im unteren und mittleren Miozän kam es nach FRISCH et al. (2000) zu strike-slip Bewegungen nördlich und südlich des Tauernfensters und zu flachen Abschiebungen in Scherzonen am E- und W-Rand. Der prämiozäne 'offset' von mehr als 100 km ist in der heutigen Konfiguration nicht mehr möglich, da das PL durch jüngere Störungen abgeschnitten wird. Somit war vor dem Miozän eine gerade Linie für großräumige Bewegungen vorhanden, während für dextrale Bewegungen im frühen bis mittleren Miozän nur mehr 10er km zur Verfügung standen (u. a.: RANTITSCH & RAINER 2003).

Der Karawankengranit und der Tonalitgneis wurden im unteren und mittleren Miozän an einer E-W bis WNW streichenden, steil S fallenden, duktilen bis spröden Störungszone dextral geschert, verschiefert, ausgelängt und es wurden E-W streichende Harnische und Mylonite sowie N-S gerichtete Harnischstriemungen angelegt (EXNER 1976, POLINSKI & EISBACHER 1992). Erste Apatitspaltspuren aus dem Granit ergaben ein Alter von 16 Millionen Jahren (EXNER 1976).

Laut SIEWERT (1984) kam es zwischen mittlerem und oberem Miozän zu antithetischen sinistralen Schrägabschiebungen mit N-S und NE-SW streichenden Störungen und einer Drehung von 20°-25° gegen den Uhrzeigersinn, mit einem Abschluss vor dem oberen Miozän (VAN GOSEN 1989). WEBER (1997) sieht bereits ab dem mittleren Miozän eine NW-SE Kompression und SE-vergente 'en echelon' Falten, Aufschiebungen und Vertikalbewegungen, die Flowerstructures ausbilden. VAN GOSEN (1989) beschreibt eine erneute Karawankenhebung ab dem Obersarmat.

In das Obermiozän (ab dem Sarmat) fällt auch die Bildung des Klagenfurter Beckens als ein E-W streichendes 'pull-apart'-Becken (SCHAFHAUSER 1997). Nach NEMES & NEUBAUER (1997) ist es als ein Flexurbecken zu bezeichnen, das durch Krustenaufplast, der nach Norden auf das Austroalpin geschobenen Karawanken, mit einer spannungsinduzierten Aufweichung und steilen Biegung desselben in die Tiefe, entstanden sein soll.

Die jüngsten Bewegungen (jüngstes Miozän bis rezent?) in den Karawanken stellten eine N-S Einengung des Gebietes dar (SIEWERT 1984, VAN GOSEN 1989). Es kam zu einer NW-vergenten Verschuppung und Aufschiebungen (2,5 km nach NEMES & NEUBAUER 1997, 4-5 km nach SCHAFHAUSER 1997) im Pannon und Pont auf das nördliche Vorland (LEIN et al. 1995, NEMES & NEUBAUER 1997) mit südvergenten Rücküberschiebungen in den Steiner Alpen (WEBER 1997). In den östlichen Südkarawanken sollen dadurch nordvergente Antiklinalstrukturen entstanden sein. Der Schub soll nach SIEWERT (1984) und POLINSKI & EISBACHER (1992) aus SE gekommen sein und einer mittel- bis spätmiozänen Kontraktion entsprechen.

Durch diese nördlich gerichteten Aufschiebungen und Überschiebungen sind Hebungen, Kippungen, Verwerfungen, Flexuren (SIEWERT 1984) und die NW-SE bis NNW-SSE gerichtete Drautalstörung, die dextrale Hochstuhlblattverschiebung, die N-S streichende Waidischbachtalstörung, die Gegendtalstörung, die Möll-, Lavant-, Donati- und die Savelinie entstanden (VAN BEMMELEN 1966). Diese NW-WNW streichenden Störungen versetzen alle 2-4 km die anderen Strukturen und Markerhorizonte um mehrere 100 m bis hin zu mehreren Kilometern.

Die WNW-ESE streichenden, dextralen, spröden, transpressiven, engständigen Blattverschiebungen (LEIN et al. 1995, NEMES & NEUBAUER 1997) sieht VAN GOSEN (1989), bezogen auf die Hauptstörung des PL, als übergeordnete Riedelscherbahnen, mit einer dextralen konvergenten Bewegung (POLINSKI & EISBACHER 1992, SCHAFHAUSER 1997) der Blöcke zwischen den NW-SE Störungen. Die Hochstuhlblattverschiebung (POLINSKI & EISBACHER 1992) und die Waidischbachtalstörung (BAUER 1984, BAUER & SCHERMANN 1984) zerschneiden das PL und versetzen es bis zu 2,5 km.

Nach ANDERLE (1950) und BAUER (1973) kam es vom Jungmiozän bis ins Pliozän durch Nordschub zu Hebungen der Karawanken und der Bildung von Gleitschollen auf das Vorland. KAHLER stellte 1955 fest, dass es seit der Mindel-Riß Zwischeneiszeit junge Verstellungen (durch Nordschub) in den Karawanken gegeben haben muss, da das Gebirge seit dem Interglazial nochmals wesentlich höher geworden ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass diese polyphase Falten- und Störungsstrukturen in flachen Krustenbereichen (POLINSKI & EISBACHER 1992) und mehrfache Reaktivierung von Störungsbahnen und- bündeln zu einem sehr komplizierten Muster im strukturellen Aufbau der Karawanken führten.

## **4. Untersuchungsmethoden**

### **4.1. Geländeaufnahme**

Die Hauptaufgabe im Zuge der Diplomarbeit war die geologische Feldaufnahme. Die verwendeten Arbeitsmittel waren Höhenmesser, Digitalkamera, Geologenkompass, -hammer und Feldbuch. Als Kartengrundlage für das Einzeichnen der aufgenommenen geologischen, morphologischen und tektonischen Gegebenheiten wurde die Austrian Map 3D Viewer verwendet.

Schon im Gelände erfolgte eine weitgehende lithofazielle Ansprache der Gesteine. Geeignete Aufschlüsse boten sich vorwiegend in Gräben, Rücken, in den Hochlagen über der Waldgrenze und entlang von Störungen. Es war daher erforderlich, einen Großteil der Kartierung in den ausgedehnten Waldgebieten mit Hilfe von Lesesteinen durchzuführen. Vor allem in den Bereichen der Hainschbauernwiesen, des westlichen Hainschgrabens, der Malealm und der östlichen Umgebung des Hornik waren anstehende Gesteine nur untergeordnet anzutreffen, und so musste für die Erstellung der abgedeckten geologischen Karte eine entsprechende, plausible Interpretation gefunden werden (siehe auch Kapitel 5.4.).

Die tektonischen Elemente wie Schichtungen, Schieferungen, Klüfte, Störungen, Harnische und Lineare wurden als CLAR-Werte eingemessen. Die Auswertung erfolgte mit der Software Tectonics FP und ist im Kapitel 5.3. dargestellt.

Neben der Kartierung wurden aus geeigneten Lithologien Proben für Dünnschliffe (Handstücke), Conodonten- (5 kg Gestein) und Radiolarienlösproben (Handstücke) ausgewählt.

## 4.2. Dünnschliffe

Für die Herstellung der Dünnschliffe werden die aus dem Gelände mitgebrachten Proben mit der Gesteinssäge in Klötzchen von 5x5 cm geschnitten. Von jeder Probe sind zwei anzufertigen, um einen Ersatz zu haben, sollte bei nachfolgenden Arbeitsschritten etwas danebengehen.

Die Klötzchen werden dann an einer Seite am Drehteller (75 µm Diamantscheibe) und auf der Glasplatte mit 800 µm SiC-Pulver fein poliert. Ebenso werden die Objektträger an einer Seite mit 800er SiC-Pulver aufgeraut, um eine bessere Haftung zwischen den Komponenten beim anschließenden Kleben zu gewährleisten. Nach einer Woche im Trockenschrank können, die auf der Heizplatte vorgewärmten Klötzchen, mit Hilfe des Zweikomponentenklebers Araldit D und dem Härter Araldit, auf die ebenfalls erwärmten Objektträger geklebt werden. Danach müssen sie wieder eine Woche in den Trockenschrank.

Der nächste Arbeitsschritt besteht darin, dass die Klötzchen mit Hilfe der WOKO-Säge abgesägt werden, sodass nur mehr eine dünne Gesteinsschicht (1000 µm) am Objektträger zurückbleibt. Diese wird dann mit der WOKO-Fräse soweit heruntergefräst, bis im Binokular die Biogene und Sedimentstrukturen gut erkennbar sind (ca. 100-200 µm). Dies erfordert nach jedem Frässchritt eine Kontrolle unter dem Binokular, um nicht zu dünn zu werden. Die abschließende Behandlung erfolgt wieder auf der Glasplatte mit 800er SiC-Pulver, um die groben Frässpuren wegzubekommen und noch kleine Dickenkorrekturen durchführen zu können.

Die fertigen Dünnschliffe werden dann unter dem Binokular auf Biogehalt, Sedimentstrukturen, usw. untersucht und es wird versucht, sie zu klassifizieren (FOLK 1959, DUNHAM 1962) und in weiterer Folge Ablagerungsräumen, Fazieszonen (WILSON 1975), Standardmikrofaziestypen (FLÜGEL 1978 und 2004), tektonischen Milieus und, wenn möglich, sogar Formationen zuzuordnen.

Der weitere Arbeitsvorgang besteht nun darin, die Schliffe zu fotografieren. Neben Übersichtsaufnahmen werden von besonders interessanten Stellen auch noch Detailaufnahmen gemacht. Die Photos sind im Kapitel 5.1. dargestellt.

## 4.3. Conodonten

Die im Gelände gewonnenen 5 kg Lösproben werden zuerst im Backenbrecher gebrochen, die Staubreste von der Probe gewaschen und diese anschließend auf zwei Kunststoffsiebe aufgeteilt. Dann wird das Sieb in einem Eimer mit 10 l warmem Wasser und 1,2 l 80 %iger Essigsäure ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) angesetzt. Für stark verkieselte Dolomite oder tonreiche Proben ist es besser, mit 0,6 l 85 %iger Ameisensäure ( $\text{H-COOH}$ ) zu arbeiten. Nach 7-10 Tagen bei Essigsäure bzw. bei 36-48 h bei Ameisensäure kann die Probe geschlämmt werden. Zu diesem Zweck nimmt man die Siebe mit der Maschenweite 250 µm und 100 µm und wäscht die Proben darüber aus. Die feinere Fraktion geht in den Abfluss und die gröbere wird wieder in den Eimer zurückgegeben. Die Fraktion zwischen 250 µm und 100 µm wird vorsichtig in ein Gläschen geschwemmt und im Trockenschrank bei 40°C getrocknet. Der oben beschriebene Vorgang wird so lange wiederholt, bis die gesamte Probe aufgelöst ist.

Nach einer Trocknungszeit von 14 Tagen wird dann das Feinmaterial schweregetrennt. Mit Hilfe der Schwerelösung Bromoform ( $\text{CHBr}_3$ ) mit einer Dichte von 2,81-2,83  $\text{g/cm}^3$  wird versucht, die dichten Bestandteile wie Conodonten (3,2  $\text{g/cm}^3$ ) von den leichten abzutrennen. Neben Conodonten werden sich auch Pyrit, andere Schwerminerale, aber zum Teil auch Karbonate wie Dolomit, anreichern. Mit dieser nasschemischen Aufbereitung gelingt eine beträchtliche Reduzierung des Volumens und bei der anschließenden Untersuchung unter dem Binokular erreicht man eine wesentliche Arbeitserleichterung und Zeitersparnis.



Zusätzlich zu den Conodonten und deren Resten werden auch Radiolarien, Fischzähne, Gastropoden, Foraminiferen, Holothurien und andere Mikrofossilien ausgelesen. Die Leichtfraktion, die bei der Schwerentrennung angefallen ist, wird stichprobenartig auf Mikrofossilien wie Radiolarien, Holothurien, usw. überprüft.

Die Conodonten werden dann bestimmt und können über ihre Gattungs- und Artnamen mit Hilfe von Conodontenzonierungen (z. B.: KOZUR & MOSTLER 1972, BUDUROV & STEFANOV 1973, KOZUR 2003, KRYSZYN et al. 2004) ihren biostratigraphischen Altern zugeordnet werden (siehe Kapitel 5.1).

Daneben können noch Diagenese- und Metamorphoseerscheinungen über den CAI (Conodont Colour Alteration Index) bestimmt werden. Eine Zusammenstellung über Methode, Literatur und Übersichtstabellen geben unter anderem REJEBIAN et al. (1987), JONES (1992), GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993), GAWLICK et al. (1994), MISSONI (1999), SIEDL (1999), WITZMANN (2001), GANSTER (2004) und REITERER (2004). Diese Ergebnisse sind in den Kapiteln 5.1. und 6.2. dargestellt.

#### **4.4. Röntgendiffraktometrie**

Für die Röntgendiffraktometrie und die damit verbundene tonmineralogische Untersuchung kamen Sandsteine und Tonsteine, möglicherweise vulkanischen Ursprungs, in Frage.

Die Probemenge von ca. 10 g wird mit einem Achatmörser auf eine Korngröße von 2 µm aufgemahlen. Die erste Serie wird dann mit texturfreien Präparaten geröntgt, um einen ersten Überblick über den Mineralbestand der Probe zu erhalten. Das verwendete Gerät (Philips XPERT PW 3710) ist mit einem Philips Generator PW 1830/40, einem Goniometer PW 3020/00 und einer Cu<sub>Kα</sub> Röntgenröhre 2213/20 ausgestattet. Die Probe wird mit einer Goniometergeschwindigkeit von 1°/min bewegt.

Es kommt zu einer Beugung und Reflexion von Röntgenstrahlen am Kristallgitter. Wichtig ist dabei, dass bei Kristallgemischen jede Phase unabhängig von den anderen mit charakteristischen Peaks im Diagramm auftritt (siehe u. a. KRISCHEY 2006). Grundlage für die Auswertung ist das Bragg'sche Gesetz, mit dessen Hilfe es möglich ist, über die Gitterebenenabstände die einzelnen Mineralphasen zu identifizieren.

Die Auswertung erfolgt mit Hilfe von Vergleichstabellen für bekannte Peaks wie Quarz, Calcit, Feldspat und Tonminerale. Zusätzlich können die 2θ-Werte der Peaks über die „Tables for Conversion of X-ray Diffraction Angles to Interplanar Spacing“ in d-Werte umgerechnet werden und dann mit Angaben für die entsprechenden Minerale, z. B. aus BRINDLEY & BROWN (1980), verglichen werden.

## 5. Ergebnisse

### 5.1. Lithologie, Stratigraphie, Mikrofaziesanalyse

Generell konnte mit Hilfe der Faziesbeschreibung der Schliffe ein gutes Bild über die einzelnen Ablagerungsräume gewonnen und diese auch zeitlich zugeordnet werden. Zusätzlich sind eine nicht zu geringe Anzahl von bestimmbareren Mikrofossilien in den Schliffen vorhanden, die ebenfalls eine zeitliche Einordnung ermöglichen. Im Folgenden sollen nun die wichtigsten Eckdaten der Dünnschliffanalyse in Kombination mit lithologischen Merkmalen, XRD-Messung und Literaturvergleichen, zeitlich geordnet, vorgestellt werden. Eine detaillierte Beschreibung der Schliffe findet sich im Belegmaterial am Ende der Arbeit. Um einen Überblick über die Verbreitung der einzelnen Schichtglieder zu gewinnen, sei auf die Geologische Karte verwiesen. Grundsätzlich ist zu sagen, dass im österreichischen Anteil der westlichen Koschuta drei tektonisch getrennte Schichtfolgen unterschiedlicher paläogeographischer Herkunft existieren. Daher erfolgt die anschließende Beschreibung der einzelnen Formationen getrennt nach tektonischen Einheiten. Die Schichtfolgen an der Südseite der Koschuta können nicht zu tektonischen Einheiten gestellt werden, da die Begehungen im slowenischen Anteil der Koschuta als Übersichtsaufnahme für die Hydrogeologie erfolgt sind und zuwenig Daten für eine Zuteilung zu tektonischen Einheiten zur Verfügung stehen. Auch das kleinräumige Vorkommen von norischen Gesteinen, nördlich vom Hainschbauer, kann keiner tektonischen Einheit eingegliedert werden.

#### Einheit 1

##### Unterperm, klastische Trogkofel Formation: Goggauer Kalk

Diese schwarzen-dunkelbraungrauen, massigen, harten, scharfkantigen Flachwasserkalke enthalten teilweise makroskopisch sichtbare Fusuliniden. Junge, zementierte Klüfte streichen in alle drei Raumrichtungen.

Sie sind als Pack- bis Wackestones ausgebildet und zeigen eine reiche Fauna mit Gastropoden, Algen, Kalkalgen, Schalenresten, Riffbildnern, Tubiphyten (*Tubiphytes obscurus* MASLOV), Fusuliniden und Crinoiden.

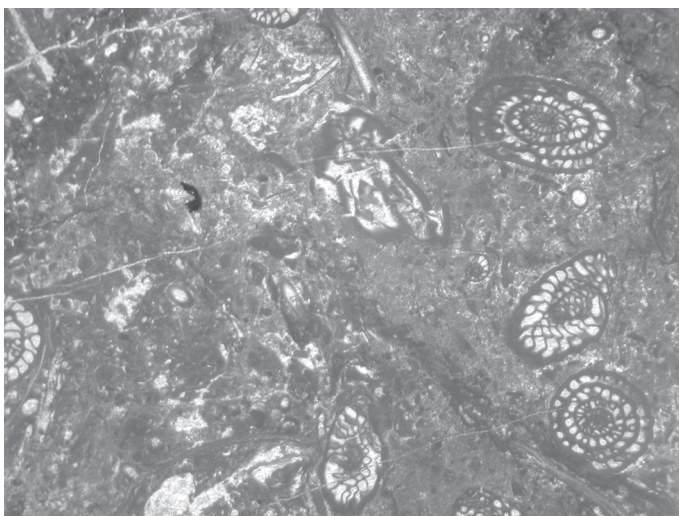


Abb. 16: Packstone mit Fusuliniden, teilweise zerschert, OK 198, Bildbreite 1,4 cm.

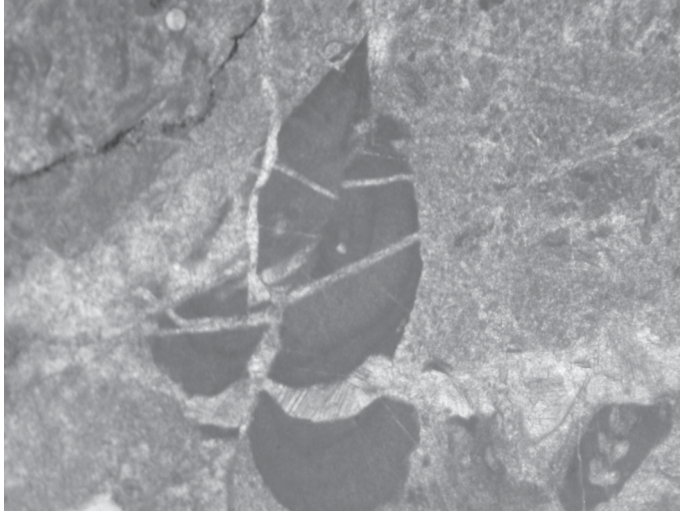


Abb. 17: *Tubiphytes obscurus*  
MASLOV, Pack- bis Wacke-  
stone mit Riffbildnern, OK 12,  
Bildbreite 0,5 cm.

Einzelne Bereiche sind durch Fusulinidenkalke, mit in situ gebildeten Fusulinidenriffen, charakterisiert. Daneben treten noch Grainstones mit Fusuliniden, Pellets, Hydrozoen, Algen, Foraminiferen und Riffbildnern auf. Alle Kalke sind bituminös, mit einem hohen Gehalt an organischer Substanz.

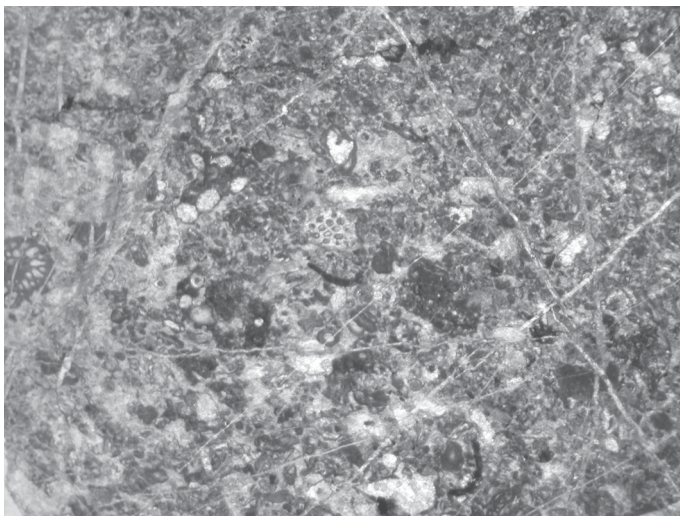


Abb. 18: Grainstone mit  
Dasycladaceenresten, Fusuliniden,  
Riffbildnern, Pellets. OK 18,  
Bildbreite 1,4 cm

RIEHL-HERWISCH konnte bereits 1983 am Nordfuß der Koschuta und im westlichen Hainschgraben Fusuliniden aufsammeln. Durch Literaturvergleiche ergab sich, dass OK 18 (siehe Abb. 18) RIEHL-HERWISCHS Probe „Hainschgraben“ entspricht. Durch die von ihm und KAHLER (1983) bestimmte Fusulinidenleitart mit *Robustoschwagerina tumida* LICHAREV konnte die Probe altersmäßig dem Goggauer Kalk der klastischen Trogkofel Formation zugeordnet werden. Eine dementsprechende Karte der Fundpunkte von RIEHL-HERWISCH ist in KAHLER (1983) abgebildet. KAHLER (1983 und 1989) gibt Hinweise auf weiterführende Literatur für Fusuliniden. Für eine Auflistung der Arten und einem weiteren Fundpunktverzeichnis von Fusuliniden in den Südkarawanken siehe KAHLER (1989).

## Mittelperm: Gröden Formation

Die siliziklastischen Sedimente sind durch gut gebankte, grünliche-graue Sandsteine, sehr sandige, scharfkantig brechende Quarzite, Arkosen (OK 57) und dm-gebankte, rote Sandsteine (OK 28), mit viel Glimmer auf den Schichtflächen, bräunliche-rote, vulkanische Mergel (OK 197) und rote-rötlichbraune, feingeschichtete Tonsteine vertreten. Daneben sind noch Vulkanite, deren Gerölle und vulkanisch beeinflusste, grünliche Mergel (OK 39) anzutreffen.

Die siliziklastischen Grödener Gesteine können von den basalen Werfener Siliziklastika im Gelände lithologisch nur schwer unterschieden werden, einzig der höhere Anteil an Sandsteinen ist ein Hinweis für die Zuteilung zur Gröden Formation. Die Campiler Siliziklastika können mit Hilfe, der in der Schichtabfolge auftretenden Karbonate, abgegrenzt werden.

Die roten, korngestützten, karbonatisch zementierten Sandsteine zeigen im Schliff (Abb. 19) Lagen von etwas ausgelängten Quarzen, Glimmern und organischen Schlieren.

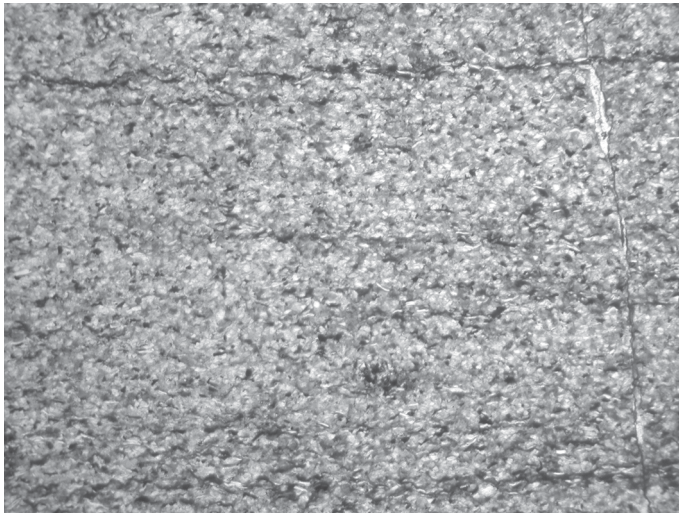


Abb. 19: korngestützter, Sandstein mit Quarz, Glimmer und organischen Lagen. OK 28, Bildbreite 1,4 cm.

In den siliziklastischen Gesteinen wurden XRD-Messungen durchgeführt, die Diffraktogramme sind nachfolgend dargestellt. Die Grundlagen der Messungen sind im Kapitel 4.4. beschrieben.

<b>Legende</b>	
Q	Quarz
Plg	Plagioklas
Kfsp	Kalifeldspat
Fsp	Feldspat
Il	Illit
Cl	Chlorit
Ca	Calcit
Do	Dolomit
QTM	Quellfähige Tonminerale
Il - Sm	Illitreicher Illit-Smektit
hkl	Nichtbasisreflex Tonminerale

Tab. 1: Legende für die folgenden Röntgendiffraktogramme.

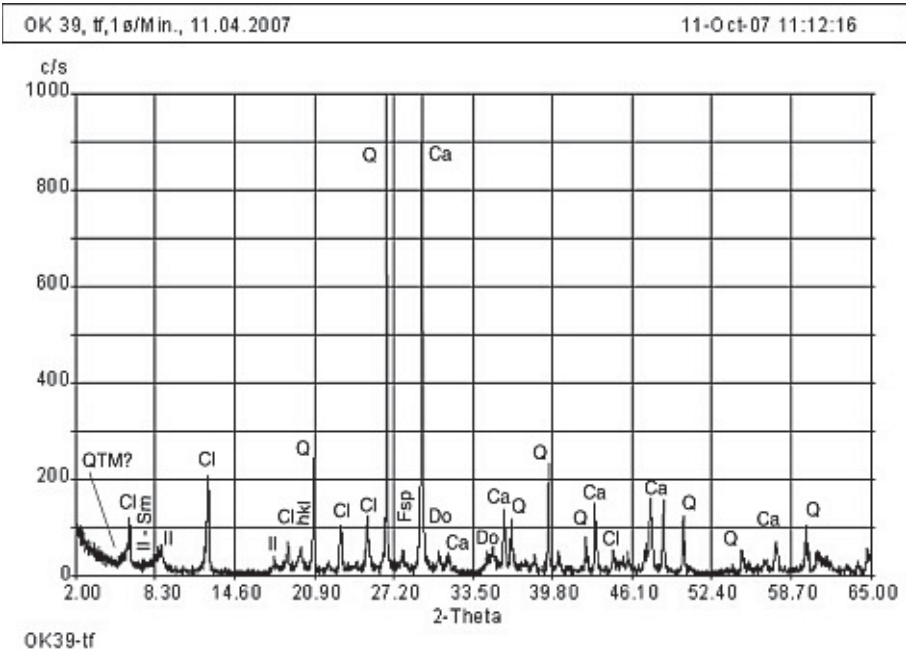


Abb. 20: vulkanisch beeinflusster, grüner Mergel. OK 39.

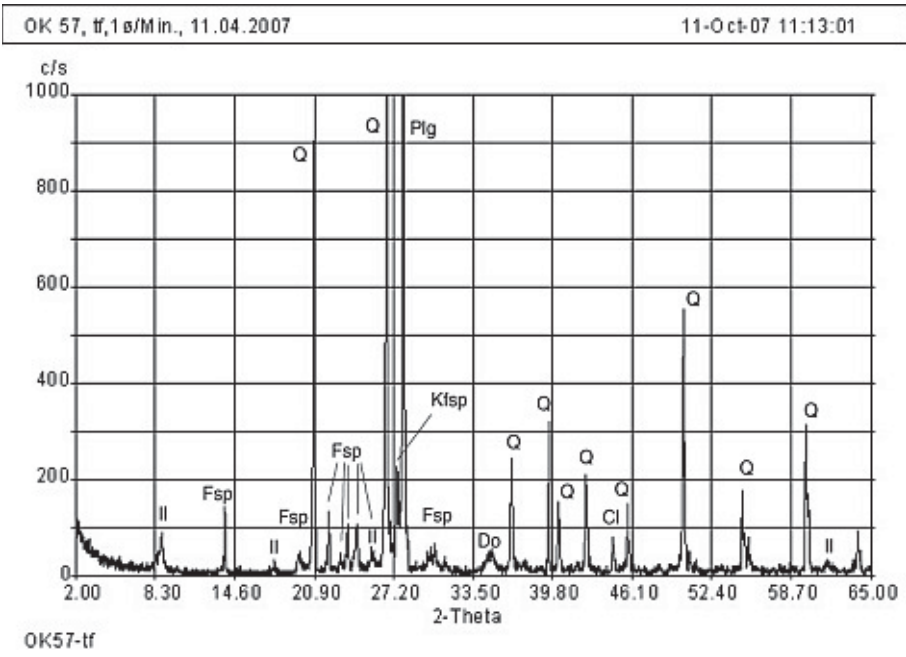


Abb. 21: Grödener Arkose. OK 57.

Im Schliff von OK 57 können in diesem vulkanisch beeinflussten, korngestützten Quarz-Feldspat Gestein (Arkose) mit heller Matrix, schlecht gerundete Quarze, braungrüngrau gefärbte Bruchstücke, eckige, helle Feldspatbruchstücke und schwärzliche Bruchstücke von vulkanischem Glas unterschieden werden. Durch das quantitative Verhältnis von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat kann auf ein saures, möglicherweise rhyolithisches-dazitiches Ausgangsgestein geschlossen werden.

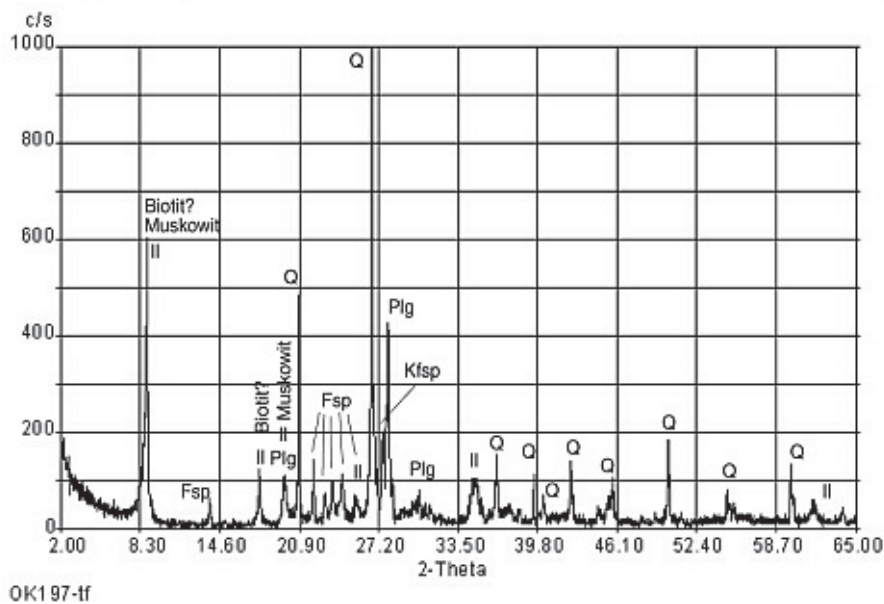


Abb. 22: grünlicher-rötlicher, vulkanisch beeinflusste Ton- bis Siltstein. OK 197.

Bemerkenswert ist in OK 197 das Auftreten des doch sehr verwitterungsanfälligen Biotites. Durch das Mengenverhältnis von Quarz, Plagioklas und Kalkfeldspat kann auf eine rhyolitische-dazitische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials geschlossen werden. Weitere Beschreibungen zur Fazies der Gröden Formation geben BUSER (1974/2), BUGGISC (1978) und WOPFNER (1984).

### Oberperm: Bellerophon Formation

Ein isoliertes Vorkommen von grauen bis hellbräunlich verwitternden Kalken liegt etwas südlich der Skarbina, am Beginn der Malealmforststraße. Diese Gesteine verwittern mit grauer, toniger Kruste, sind am frischen Bruch dunkelschwärzlich bis -grau gefärbt, zeigen eine gute Bankung und leichte Spaltbarkeit in faustgroße Quader.

Im Schriff sind in den Packstones Kalkalgen (*Gyroporella* sp., *Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ), Schalen, Gastropoden, weitere Algen und rekristallisierte Organismen in einer schwärzlichen, bituminösen, feinkörnigen Matrix angeordnet.

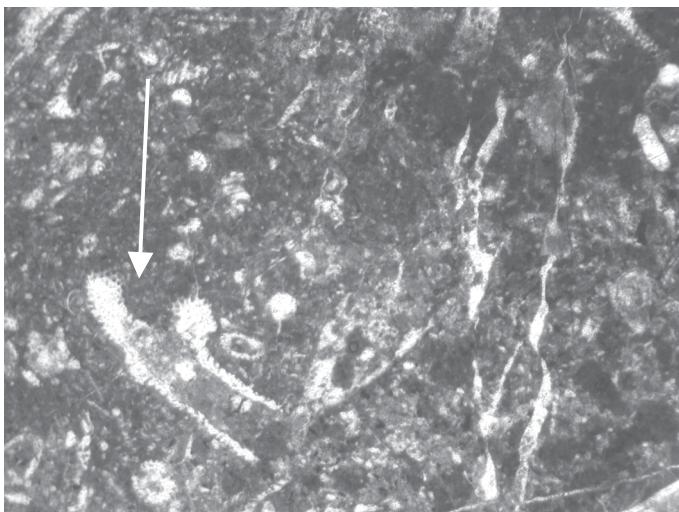


Abb. 23: bituminöser Algenpackstone mit *Gyroporella* sp. OK 5, Bildbreite 1,4 cm.

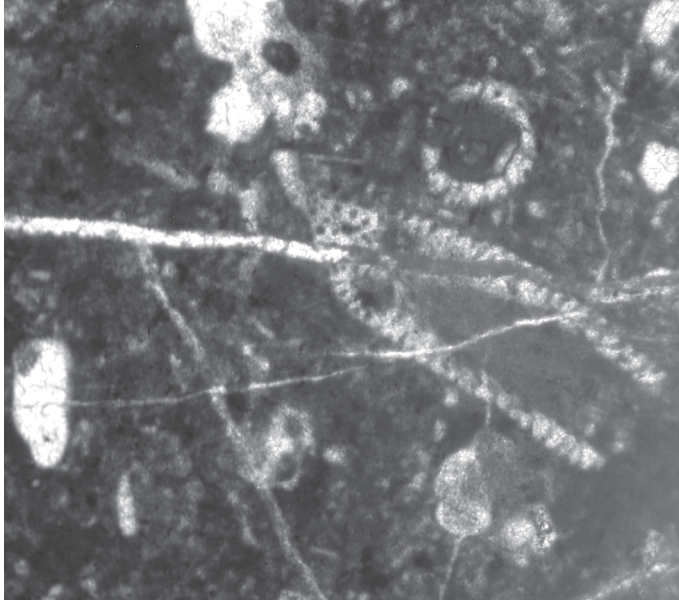


Abb. 24: *Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ, bituminöser Algen-Packstone. OK 5, Bildbreite 0,5 cm.

Nach NOÉ (1987) sind diese fossilreichen Gymnocodienpackstones der obersten Bellerophon Formation zuzuordnen (vgl. dazu: MF X in NOÉ 1987).

Weitere fragliche Gesteine der Bellerophon Formation sind unter dem Gehöft Schiher aufgeschlossen. Sie liegen im Hangenden von roten Grödener Tonsteinen. Im Handstück kann man gelblich verwitternde, splittrige, bröckelige, graue Dolomite (Mikrofazies: Dolomikrospart mit Schalen- und Foraminiferenresten) und plattige, schwarz verwitternde, dunkelgraue Dolomite (Mikrofazies: laminierte, sterile, organisch angereicherte Dolomikrite) unterscheiden. Mikrofaziell können sie mit der Werfener Wattfazies verglichen werden.

### **Untertrias: Werfen Formation**

Die liegenden Anteile der Werfen Formation sind durch Siliziklastika gekennzeichnet. Sie sind von der ebenfalls siliziklastischen Gröden Formation nur sehr schwer zu unterscheiden (siehe oben). Aufgrund von ähnlicher Lithologie und mangelnden Aufschlussverhältnissen kann die im Kapitel 3.1. vorgestellte Membergliederung für die liegenden Anteile der Werfen Formation nicht angewendet, sondern erst ab dem Seis Member verwendet werden.

Im Handstück zeigen die Werfener Karbonate (Seis Member?) schwarze, mittel-, hellbraune, ocker, hellgelbbraun anwitternde, laminierte-feingeschichtete Kalke und Dolomite mit scharfkantigem Bruch, plattige, bräunliche, braungrau verwitternde Dolomite mit großen Kalzitadern, schwarze, braun-braungelblich anwitternde, massige, scharfkantige Kalke, schwärzliche, splittrige, braun verwitternde Dolomite, ockerfärbige-hellbraun verwitternde, rötliche Tonsteine und Siltsteine, kalkige Mergel und violette, vulkanische Tonsteine.

Das Seis Member ist mikrofaziell durch bioturbate, organisch reiche Mudstones mit Wurm-gängen, Mikroben und Foraminiferen vertreten. Daneben kommen siltige Dolomikrite mit Algen, mm-Lamination, Pyrit, Glimmer, rekristallisierten Organismen, Ostracoden, Schalen- und Foraminiferenresten, die reich an feinkörniger, organischer Substanz sind, vor.



Abb. 25: feinkörniger Dolomikrospartit mit kleinen Quarzen, Glimmern, Schalen und organischem Material in Lagen. OK 7, Bildbreite 1,4 cm.

Rekristallisierte Dolomite zeigen noch Reste von Foraminiferen und Mikritklasten, dolomitisierte, laminierte Mudstones mit Gipsleisten und Pyrit sowie monomikte Brekzien eines Aufarbeitungshorizontes. Siliziklastische Einschaltungen sind durch glimmerreiche Silt- und Feinsandsteine vertreten.

Die Gesteine des Gastropodenoolith Members sind durch dunkle, braune, gelblich verwitternde Kalke geprägt. Sie zeigen am frischen Bruch eine dunkelbraune Färbung, zuweilen mit rötlichen Punkten durch Eisenimprägnation, Kalzitgänge in zwei Raumrichtungen und viele Fossilien (Ooide, Muschelschalen). Das verleiht dem Handstück ein körniges Aussehen. Die Mikrofazies ist durch Grainstones mit Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden, großen Schalenresten, Ooiden, zonierten Ooiden, Pellets mit Internstruktur und Ankerit gekennzeichnet. Die Kalke können auch als reine Ooidkalke ausgebildet sein.

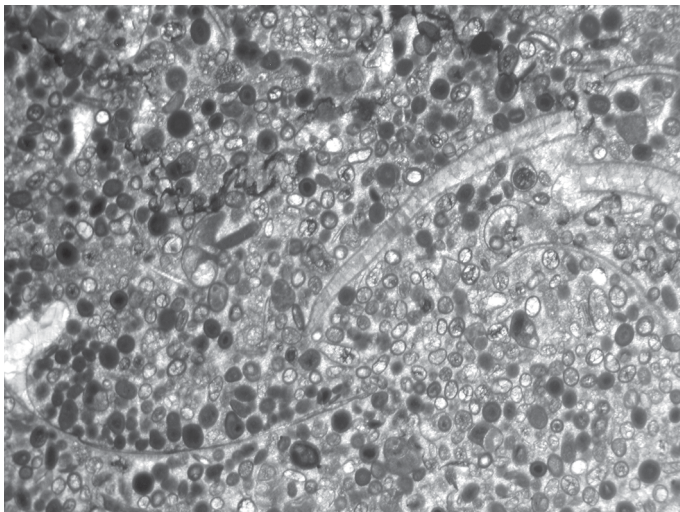


Abb. 26: Grainstone, Ooide Schalenreste, Gastropodenoolith. OK 4, Bildbreite 1,4 cm.



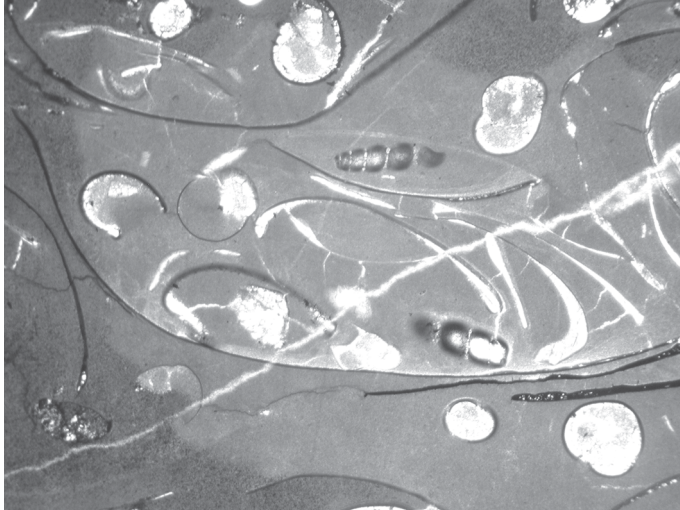


Abb. 27: Muschel- und Gastropodenlumachelle in feinkörniger Matrix, Gastropoden mit Zement ausgefüllt. OK 235, Bildbreite 1,4 cm.

Die oberen Werfener Schichten sind durch das Campil Member vertreten. Im Handstück sind sie als plattige, dunkelbraune, hellbraun verwitternde Kalke und Dolomite mit einem oberflächlichen, leichten seidigen Glanz, geschichtete, mittelgraue-dunkelgraue Dolomite mit schwärzlichen Lagen, dunkelbraune, siliziklastische, gelb-ocker-hellbraun verwitternde Dolomite mit Kalzitgängen im rechten Winkel zueinander, dunkelgraue, gebankte bis feingeschichtete, laminierte, siliziklastisch reiche Mergel und Dolomite, rötliche, gelbliche Ton- und Siltsteine, schwärzliche-dunkelgraue, gelb-ocker verwitternde, eckig-rhombisch brechende Dolomite und mittelgraue, weißlich verwitternde, scharfkantig, rhombisch brechende Dolomite mit feinen Klüften und Stylolithen, ausgebildet. Generell ist der siliziklastische Anteil in den Karbonaten hoch, es treten aber quantitativ auch viele feinkörnige Siliziklastika auf (Hornikbach, Malealm-, Tolstiforststraße).

Mikrofaziell sind die Karbonate feinkörnige Pack- bis Wackestones, häufig bioturbat und beinhalten Tempestitlagen mit Lumachellen. Des weiteren kommen langgestreckte Algenreste, Pellets, Schalen, Brachiopoden, Algen, Pyrit, Wurmgänge, diffuse, rekristallisierte Biogene und feinverteilte Organik vor. Einzelne Bereiche enthalten Ooide mit Gastropoden, Pyrit, Crinoiden-, Algenresten, umkrusteten Gesteinsbruchstücken, Foraminiferen und Riffbildnern.

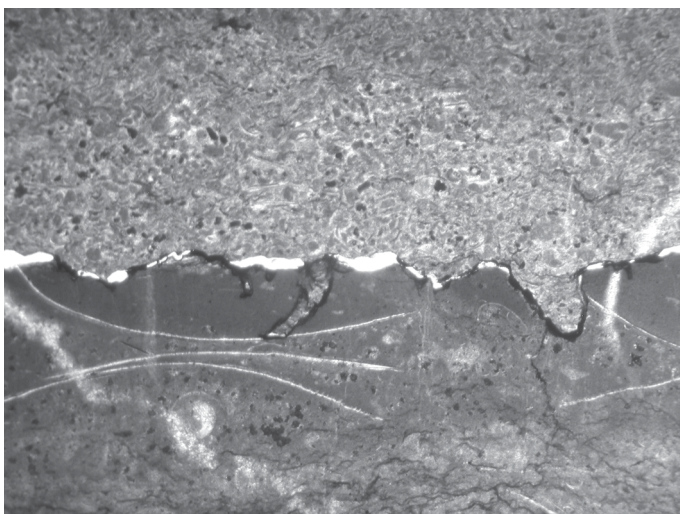


Abb. 28: Im unteren Bereich Wackestone mit großen Schalen, feinkörniger Matrix und organisch reich, über der Erosionsfläche tempestitische Pelletsgrainstones und kleine Schalen. OK 67, Bildbreite 1,4 cm.

Ebenfalls kommen in diesen oberen Werfener Karbonaten Packstones mit Crinoiden, Schalenresten, Gastropoden, Algen, organischem Material, Geopetalgefügen und Ostracoden vor. Dolosparite und Dolomikrosparite mit rekrystallisierten Biogenen und Hartgründen sowie Fenstergefüge sind selten.

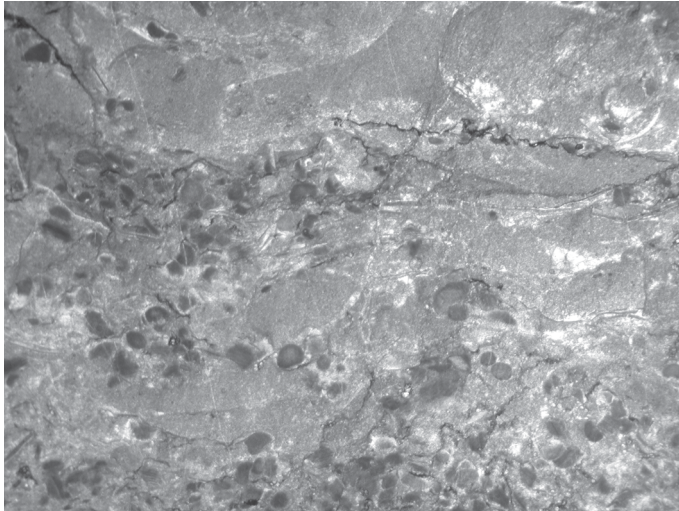


Abb. 29: feinkörnige, dunkle Hintergrundsedimentation mit Crinoidentempestit, Packstone. OK 215, Bildbreite 1,4 cm.

In den obersten Werfener Schichten kommt es zu einem graduellen Übergang in die Gutenstein Formation. Durch die Dolomitisierung, die ähnliche Fazies und das Fehlen von biostratigraphischen Fixpunkten können die oberen Werfener Schichten und die unteren Gutensteiner Schichten nur bedingt auseinandergehalten werden. Daher wird in diesem Bereich auf die im Kapitel 3.1. verwendete Membergliederung verzichtet.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 23	Dolomikrosparit-Grainstone mit Ooiden, Algen, Klasten	<i>Meandrospira dinarica</i> KOCHANSKY-DEVIDÉ	oberste Werfener-Gutensteiner	
OK 24	Grainstone mit Ooiden, Gastropodenoolith	<i>Hadrotontina</i> sp. Elemente <i>Elisonia</i> sp.	Oberskyth, Werfener	2,0-2,5

Tab. 2: Übersicht über die Fauna, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnte.

### Unteranis: Gutenstein Formation

Im Gelände lassen sich diese Gesteine als dunkel-, mittelgrau, bläulich oder gelbgrau verwitternde, dunkel-, ockerbraune, schwärzliche, feinkörnige, weich brechende, oft stückige Dolomite mit Kalzitgängen, die nur in eine Richtung streichen, ansprechen. Die Sedimente der Gutenstein Formation (Untere Sarlschichten, Untere Sarl Formation) sind generell durch ihre Faunenarmut gekennzeichnet.

Typisch sind sterile, laminierte Mudstones, rekristallisierte Dolomikrosparite, organisch reiche Dolomikrite mit kleinen, braunen Pellets und rekristallisierten Biogenen, Dolomikrite mit feiner Lamination und Hartgründen und sterile Mudstones, die teilweise zu Dolomikriten rekristallisiert sind.

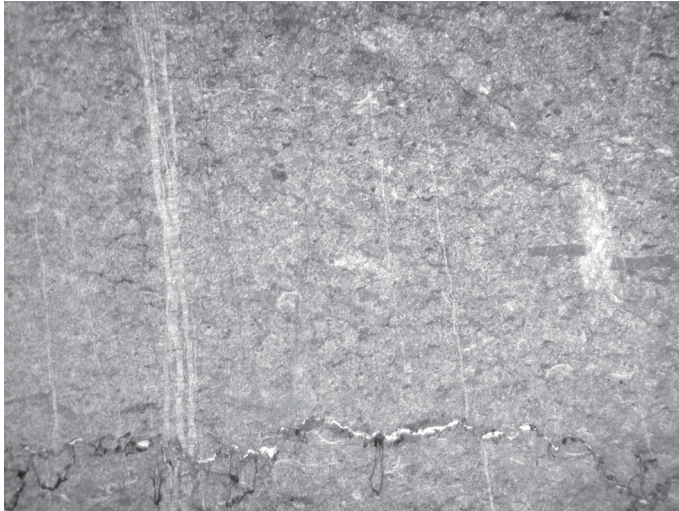


Abb. 30: Dolomikrit mit kleinen Ostracodenschalen, Algenresten, Hartgründen und normal darauf stehenden, zementierten Klüften. OK 159, Bildbreite 1,4 cm.

In Wackestones sind braune Mikrite mit Algenresten, rekristallisierten Biogenen, Geopetalgefügen, Pyrit, Ostracoden, organischen Schlieren, Wurmgingen, 'micritic envelopes', evaporitischen Lösungsgefügen, Schalenresten, Hartgründen und Gipstafelchen typisch. Verwaschene Dolomite mit deformierten Pellets und dolomitische, bioturbate Grainstones mit Pellets, Pyrit und Gastropoden runden die Fazies ab. Als einziges bestimmbares Mikrofossil konnte *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ identifiziert werden. Diese Foraminifere konnte auch aus einer Lösprobe (OK 160) isoliert werden.

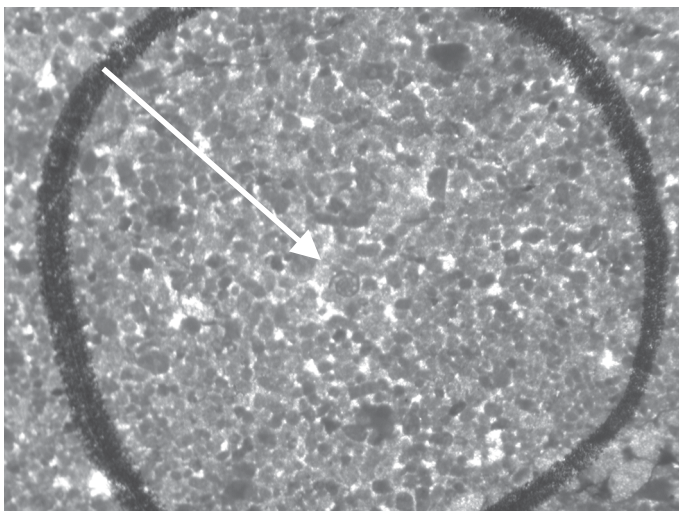


Abb. 31: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ, Pelletsgrainstone. OK 128, Bildbreite 1,4 cm.

Über diesen flachmarinen Sedimenten zeigen Grainstones mit Foraminiferen, Schalen, Lithoklasten, Pellets, Peloiden und mit *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ, eine mikritische Fazies mit Schalen, Foraminiferen, Algen, Wurmgingen und feinkörnigen Klasten sowie laminierte Dolosparite mit zerquetschten Pellets das 1. Zerbrechen der Rampe (1. Öffnungsniveau), und das Absinken von Teilbereichen des Schelfes in tiefere Bereiche an.

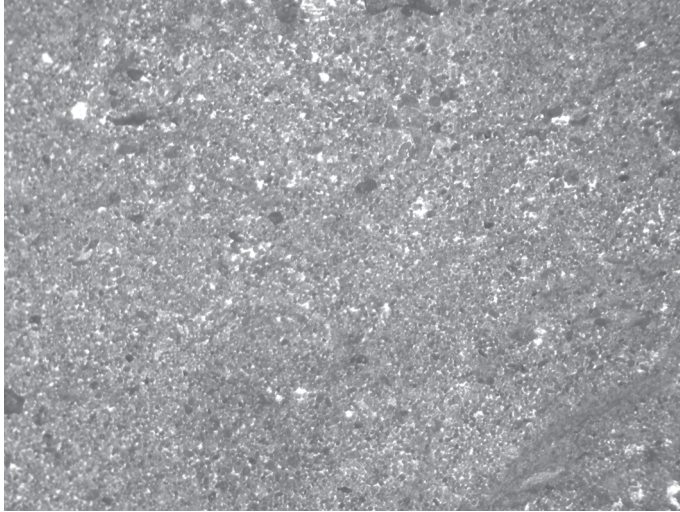


Abb. 32: Pelletsgrainstone mit kleinen Lithoklasten. OK 128, Bildbreite 1,4 cm.

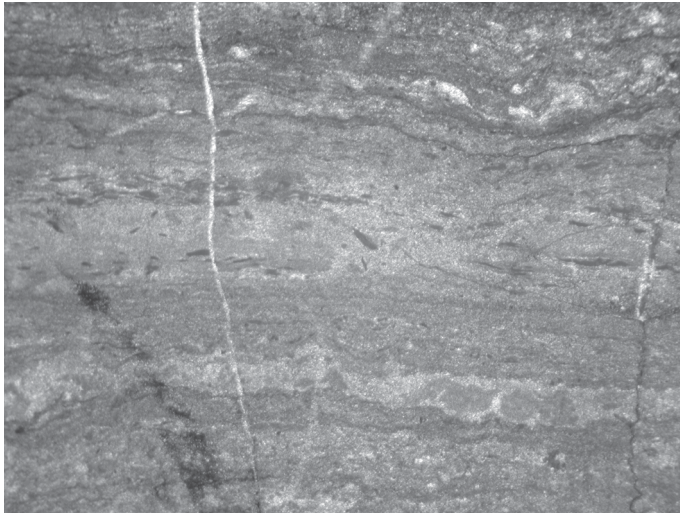


Abb. 33: Laminiertes Dolomikrospärit mit organischem Material in Lagen und zerquetschten Pellets. OK 249, Bildbreite 1,4 cm.

Die obersten Gutensteiner Schichtglieder gehen mikrofaziell und faunistisch in die darüber folgende Steinalm Formation über.

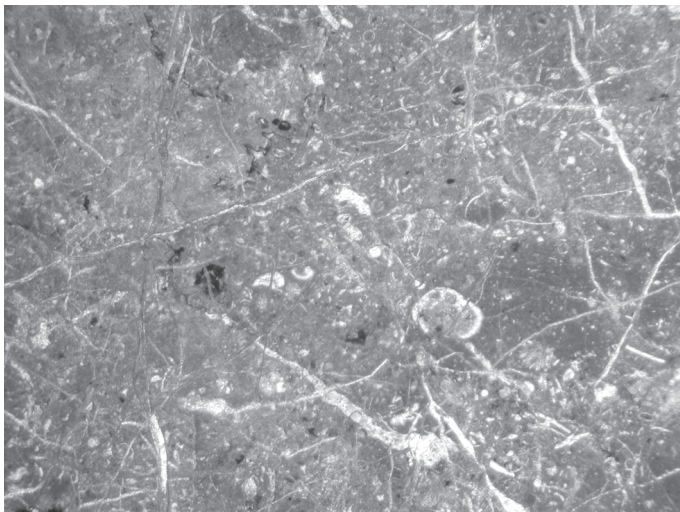


Abb. 34: Packstone mit Schalen, Gastropoden, Dasycladaceen- und Biogenbruchstücken, feines, zementiertes, kreuzendes Kluftnetzwerk. OK 97, Bildbreite 1,4 cm.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie
OK 160	Pelletsgrainstone mit Ostracoden	<i>Meandrospira dinarica</i> KOCHANSKY-DEVIDÉ	Gutenstein Formation

Tab. 3: Übersicht über die Fauna, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnte.

### Oberanis, Pelson: Steinalm Formation

Die liegenden Anteile sind durch feinkörnige, hellgrau-weißlich verwitternde, mittelgraue Dolomite, bräunlich, lehmig verwitternde, scharfkantig brechende Kalke mit vielen Kalzitgängen und mittelgraue, auch laminierte, rhombisch-stückig brechende, weißlich-grau verwitternde Dolomite gekennzeichnet. Die Kalke der hangenden Steinalm Formation (weißlich-grau verwitternd, mittelbraungrau, hart, scharfkantig) zeigen schon im Handstück Mikrofossilien, die Dolomite verwittern hellgrau-weißlichgrau, mit dunkelbraungrauer-mittelbraungrauer Farbe und brechen kantig-eckig. Das höchste Steinalmniveau ist daneben durch bräunlich verwitternde, dunkelbraune, feinkörnige, scharfkantige Dolomite geprägt. Aus den liegenden Gutensteiner Dolomiten entwickeln sich Grainstones mit Ostracoden, Muscheln, Pellets, Algen und Lithoklasten, aber auch brekziöse Wackestones mit viel Mikritschlamm, Algenlamine, Inkrustierern, Fenstergefügen, Pellets, Peloiden und Ostracoden, die eine hohe Sedimentation von feinkörnigem Material anzeigen.

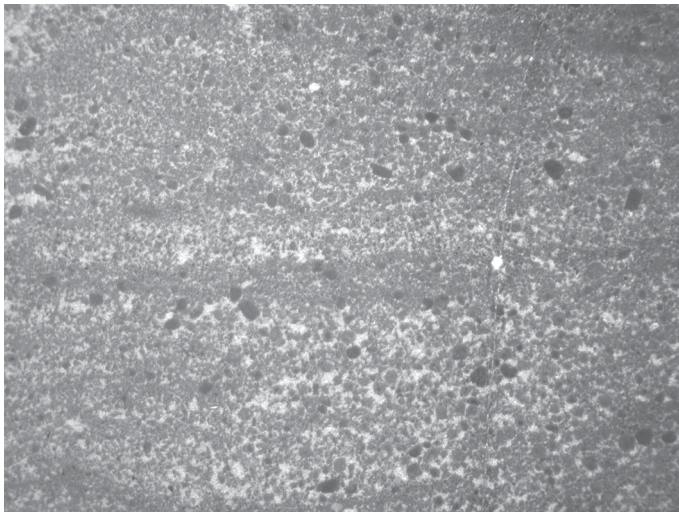


Abb. 35: feiner, bioklastischer Grainstone mit Pellets und kleinen Lithoklasten. OK 176, Bildbreite 1,4 cm.

Darüber entwickeln sich eingeschränkte, auch intertidale Lagunenbereiche mit Algenbindstones und Loferite mit Pellets, Blau-Grün-Algenrasen, Foraminiferen, offenen Hohlräumen und Fenstergefügen.



Abb. 36: Algenbindstone mit feinen Pelletslagen, kleinen Schalen, Pyrit und zementierten Hohlräumen. OK 208, Bildbreite 1,4 cm.

Die Mikrofazies der oberen Steinalm Formation ist durch lagunäre Grainstones (Karbonatsande) mit Pellets, Schalen, Gastropoden, Crinoiden in Tempestitlagen, *Rivulariaceen*, *Physioporella* sp., Wackestones mit Kalkalgen, Foraminiferen, Algen, Tubiphytenresten, 'micritic envelopes' und Frame- bis Bafflestones mit Schwämmen, Foraminiferen, Algen, Pellets, 'micritic envelopes', porostromaten Cyanobakterien (*Cayeuxia* sp.? oder *Orthonella* sp.?), *Rivulariaceen* und *Endothyranella wirzi* KOEHN-ZANINETTI eines Riffbereiches gekennzeichnet.

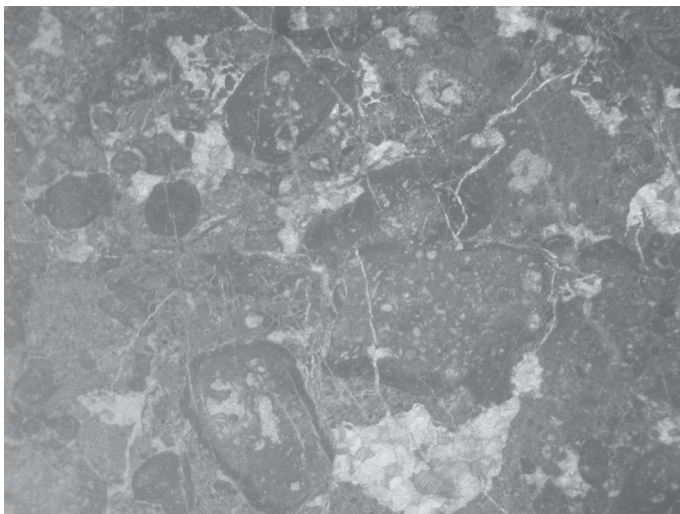


Abb. 37: Packstone mit rotalgenumkrusteten Klasten, Pellets, Tubiphyten, Schalen. OK 2, Bildbreite 1,4 cm.

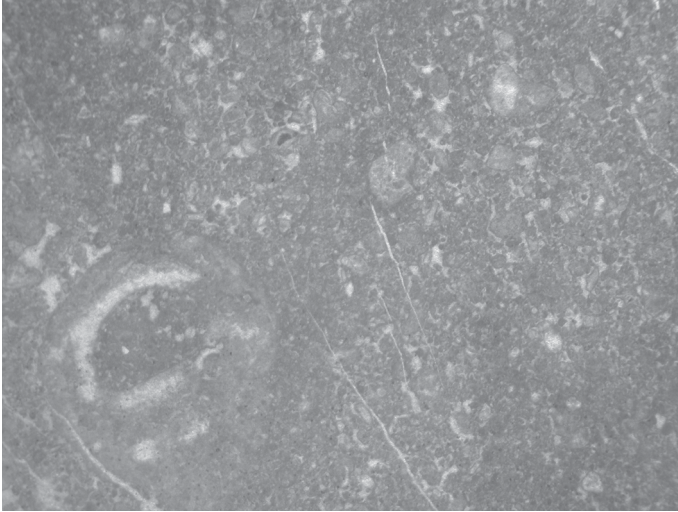


Abb. 38: Packstone mit Pellets, Crinoiden, Schalen, vielen rekristallisierten Biogenen. OK 3, Bildbreite 1,4 cm

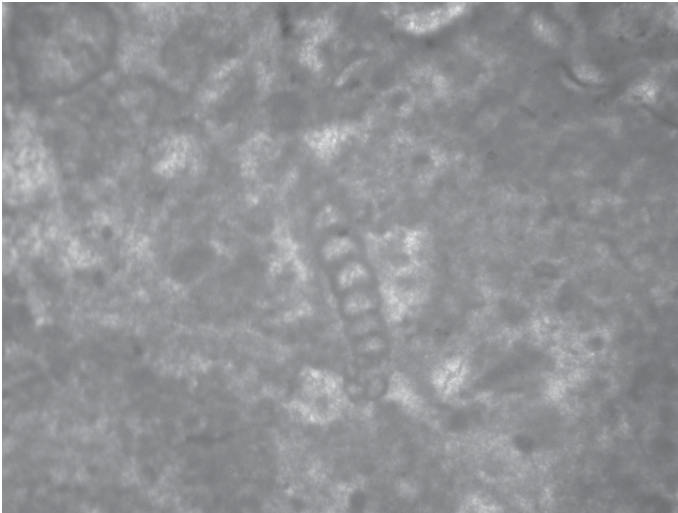


Abb. 39: *Endothyranella wirzi* KOEHN-ZANINETTI, Algen-Schwamm Framestone. OK 31, Bildbreite 0,5 cm.

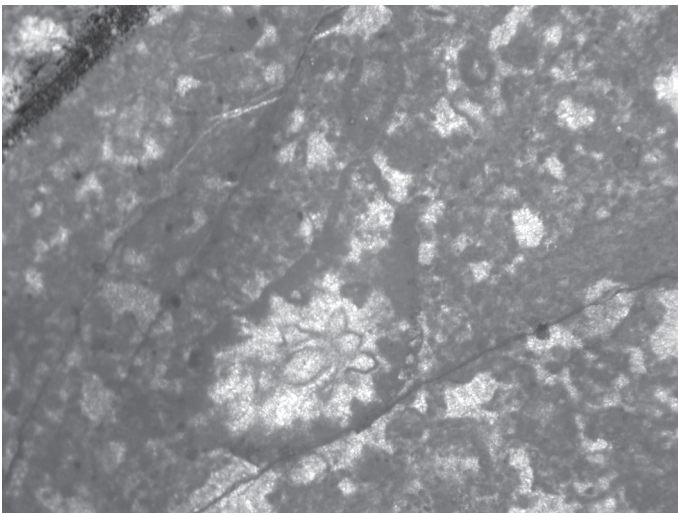


Abb. 40: *Physioporella* sp., Kalkalgen-Pellets-Grainstone. OK 30, Bildbreite 0,5 cm.

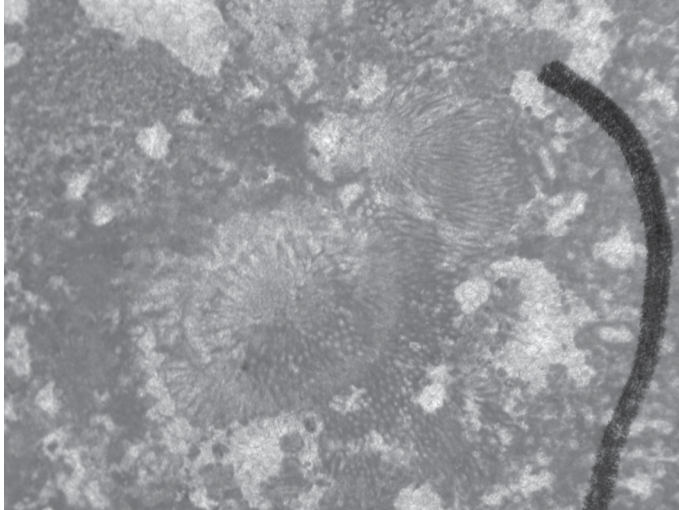


Abb. 41: *Rivalariaceae* sp.,  
Kalkalgen-Pellets Grainstone.  
OK 30, Bildbreite 1,4 cm.

Diese Riffbereiche zeigen auch durch Wackestones mit Inkrustierern, Tubiphyten, Seeigelstacheln, Gastropoden, Kalkalgen, Foraminiferen, 'micritic envelopes' und Schalenresten das obere Anis an.

Zusätzlich ist das Oberanis in der Steinalmfazies durch Schuttlagen desselben mit Schalen-, Algen- und Schwammresten, Gastropoden, Lithoklasten, Riffbildnern, langgestreckten Foraminiferen und weiteren Flachwasserorganismen gekennzeichnet.

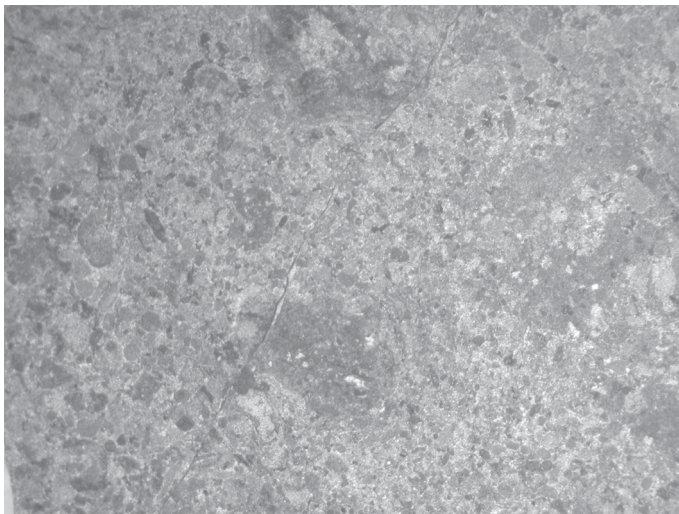


Abb. 42: dolomitischer  
Packstone mit Schalen-,  
Algenresten, Pellets, Bio- und  
Lithoklasten. OK 104,  
Bildbreite 1,4 cm.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 2	Lagunärer Pelletsgrainstone	juvener Conodont <i>Nicoraella germanica</i> oder <i>kockeli</i> ? <i>Neocavitella tatrca</i>	Anis	

Tab. 4: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.



## Oberpelson, Langobard?-Unterkarn?: Zementkrustenfazies

In diesem Ablagerungsbereich muss zwischen in situ Riff (Vorriff) bzw. in situ (Vor) Riffhang und in die Beckenbereiche umgelagerte Schuttströme schon im Gelände unterschieden werden, da nur wenige Schiffe das Verzahnen mit Beckensedimenten, Vulkaniten oder allodapischen Lagen anzeigen.

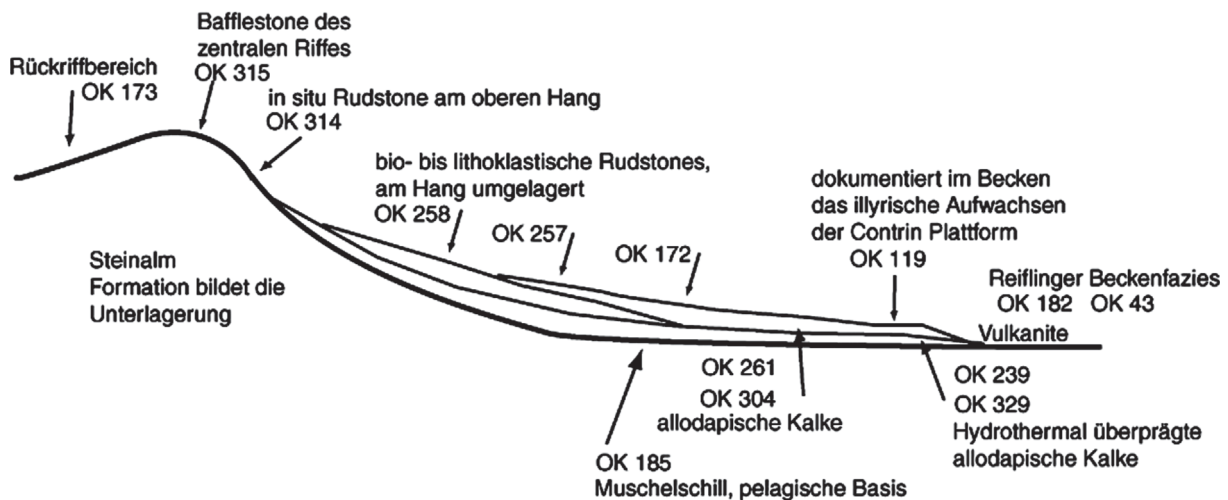


Abb. 43: Überblick über die Lage der Probenpunkte, dargestellt am ehemaligen, illyrischen Paläohang.

Den Beginn der Entwicklung (Oberpelson-Illyr), mit einem Zerbrechen der Steinalmrampe und das 2. Drowning, zeigen Muschelschillgrainstones, stark bioturbate Lumachellen mit Pyrit, rekristallisierten Biogenen, ehemaligen Pellets, Mikrobenmatten und Gastropoden, an.

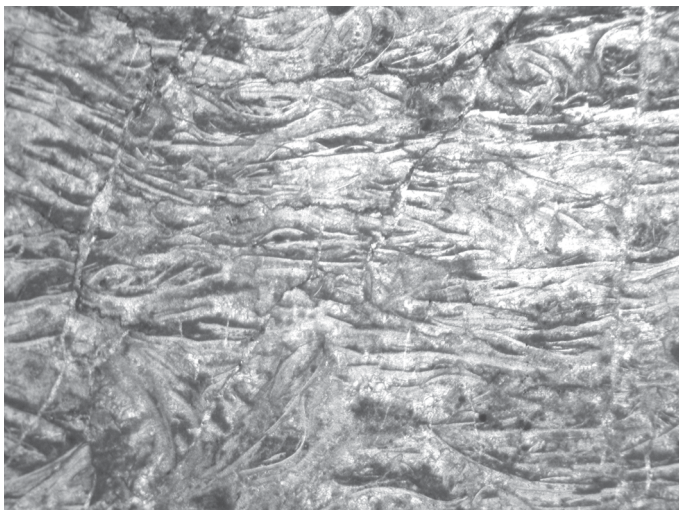


Abb. 44: Muschelschill, Grainstone, pelagische Basis des anischen Zerbrechens. OK 185, Bildbreite 1,4 cm.

Im Oberpelson überlagert und vermischt sich der flachmarine Schutt (im Handstück mittelgraubraun, verwaschen, dolomitisch brechend, splittrig) mit einer stark diversen, biogenreichen Fazies der obersten Steinalm Entwicklung. Hier treten auch Grainstones mit Riffbildnern, Mikrobenmatten, langgestreckten Foraminiferen, Tubiphyten, Pellets, Peloiden,

umkrusteten Biogenen, Crinoiden, 'micritic envelopes', *Earlandinita* sp., *Glomospirella* sp., faunenarme Frame- bis Bafflestones und allodapische Grainstones mit kleinen Bio-, Lithoklasten (schwarze-rote Mikrite), Crinoiden, Schalen und Pyrit auf.

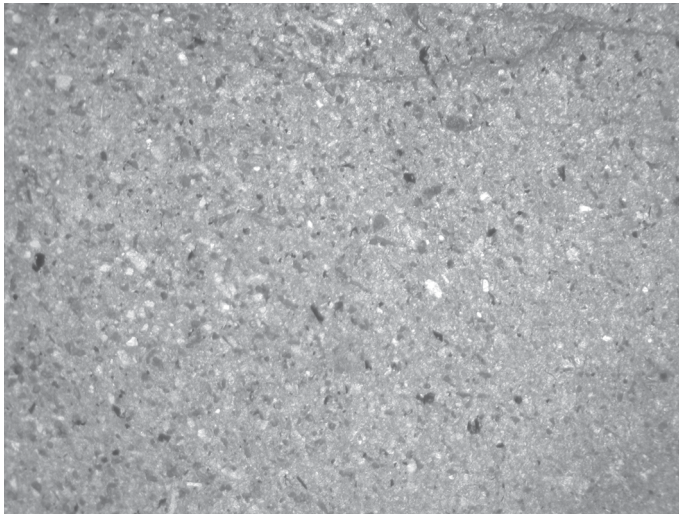


Abb. 45: Allodapischer Grainstone mit kleinen Bio- und Lithoklasten sowie Pyrit. OK 304, Bildbreite 1,4 cm.

Im Handstück einer typischen Zementkrustenfazies kann man dunkelgraue, harte, splittrige, kieselige, hellgraue, scharfkantig brechende und mittel- bis dunkelgraue, hellgrau-weißlich verwitternde Dolomite mit feinen Kalzitgängen und makroskopisch sichtbaren Fossilien unterscheiden. An ausgewählten Stücken können die Zementkrusten auch schon im Handstück beobachtet werden (siehe Abb. 46).



Abb. 46: Typische Zementkrusten. Bildbreite in etwa 1 m.

In situ sind die Zementkrustenriffrudstones durch Mikrobenmatten und synsedimentäre Zemente stabilisiert und mit Tubiphyten, Riffbildnern, Inkrustieren, Pellets, Peloiden, Crinoiden, Foraminiferen, Schalenresten, Seeigelstacheln, Klasten, Mikrobenmatten, rekristallisierten, umkrusteten Biogenen, *Brandneria* sp.?, *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER und *Lamellitubus cauticus* OTT, stellenweise viel Mikrit, oder als Baffle- bis Framestones (nach BRANDNER et al. 1991: am oberen Slope vorherrschend) ausgebildet. Es kommen aber auch richtige Tubiphytenriffe (Tubiphyten-Bindstones nach SCHAFHAUSER 1997) vor. Der überwiegende Teil der in situ vorhandenen Zementkrustenriffe bzw. -hänge ist

stark dolomitisiert und es sind auch rötliche Karstspalten und gelbliche Bodenbildungen zu beobachten.

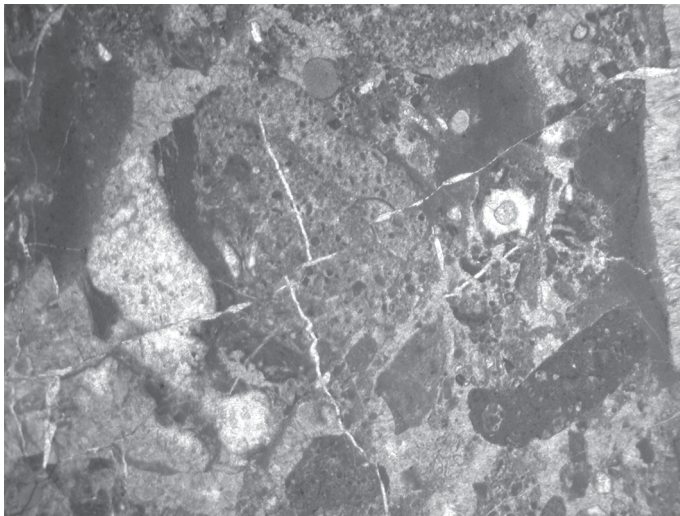


Abb. 47: in situ Rudstone des oberen Hanges mit großen Bio- und Lithoklasten sowie radialstrahligem-fibrösem Zement. OK 314, Bildbreite 1,4 cm.

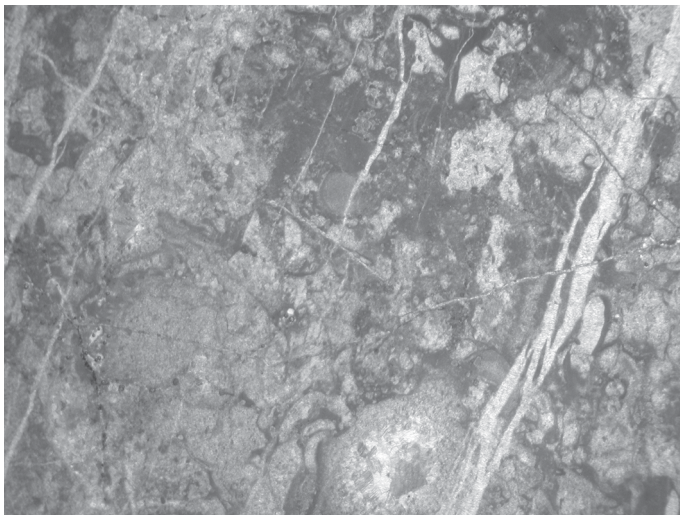


Abb. 48: Bafflestone mit rekristallisierten Riffbildnern. OK 315, Bildbreite 1,4 cm.

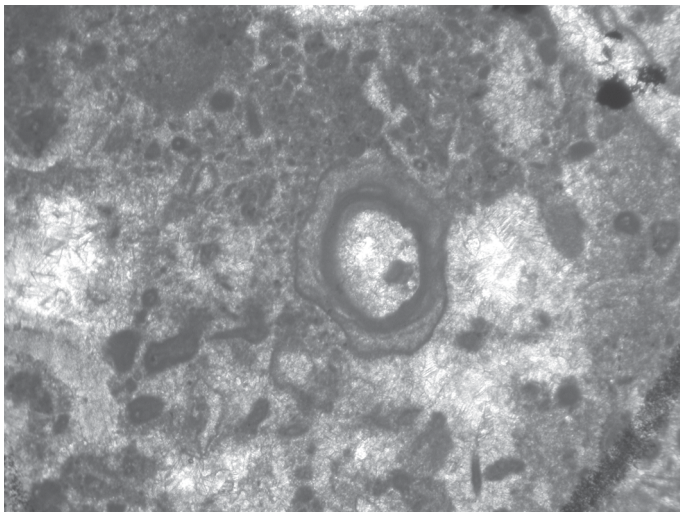


Abb. 49: *Lamellitubus caoticus* OTT, litho- bis bioklastischer Rudstone mit radialstrahligem-fibrösem Zement. OK 17, Bildbreite 0,5 cm.

Im Schliff zeigen beprobte Karstspalten dolomitische, evaporitische, diffuse Gesteinsbruchstücke, Quarze, feinkörnige, auch rote, Bodenbildung und vadose Silte. Verkarstete Rudstones und Brekzien kommen auch in den Schuttströmen vor (mit Crinoiden). Daneben sind Rotkalkspalten mit Filamenten, Radiolarien und Lithoklasten des umgebenden Gesteins, auch im Schliffmaßstab, gut abzugrenzen.

Die Fazies des Riffhanges und deren umgelagerte Resedimente ist durch Rudstones, die mit radialstrahligen, frühen, syndementären Zementen verbunden und mit laminierten Mikrobenmatten umwachsen sind, gekennzeichnet. Nach BRANDNER et al. (1991) wachsen diese Krusten am mittleren Slope und oberen Foreslope gemeinsam mit langsamwachsenden, sedimentbindenden und inkrustierenden Organismen auf und stabilisieren dadurch den Plattformrand (KRISCHE et al. 2006).

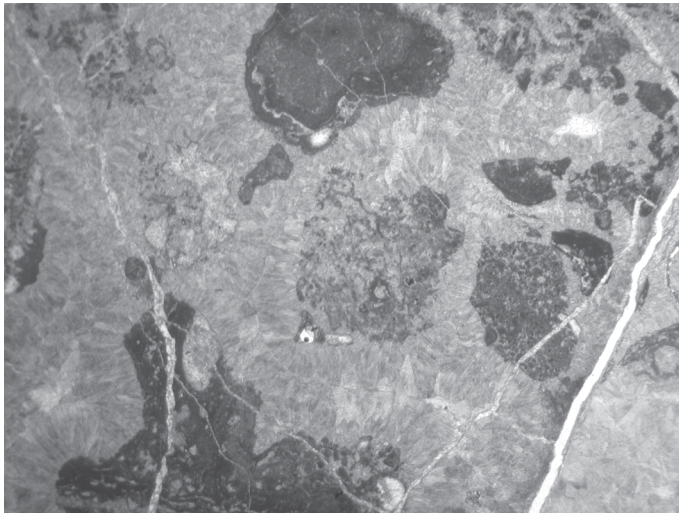


Abb. 50: Lithoklastischer Rudstone mit strahligem, fibrösem Zement in mehreren Generationen umkrustet. OK 172, Bildbreite 1,4 cm.

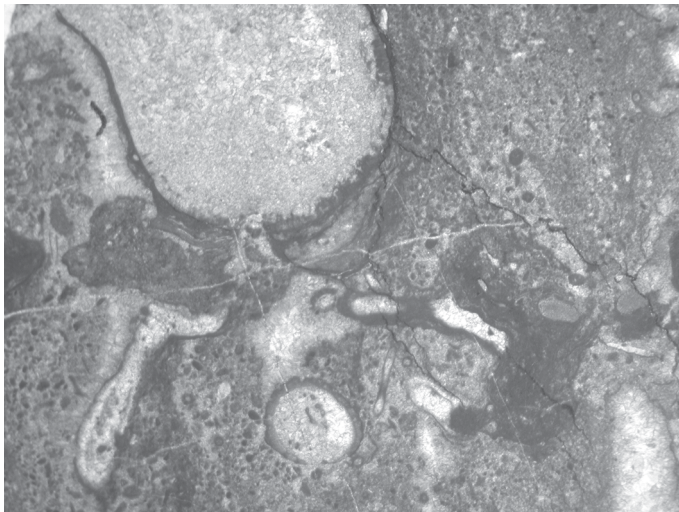


Abb. 51: Bio- bis lithoklastischer Rudstone mit Pelletsgrainstones, Tubiphyten, Riffbildnern, von dunklen Mikrobenmatten umwachsen. OK 257, Bildbreite 1,4 cm.

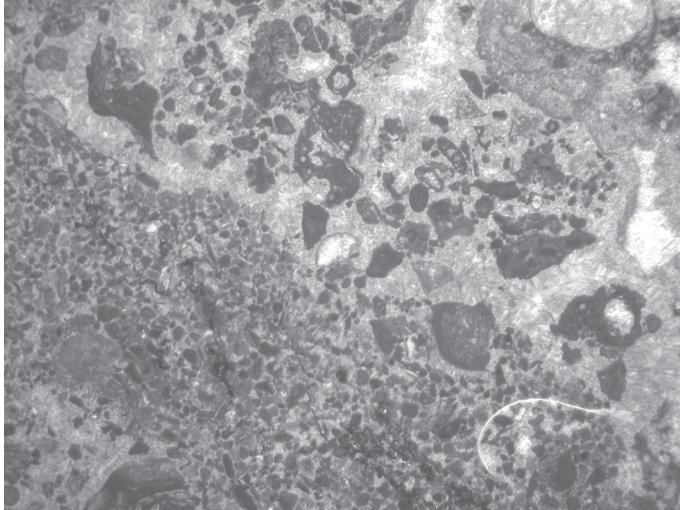


Abb. 52: Bioklastischer Rudstone mit Pellets, Tubiphyten, Biogenbruchstücken, Schalen, von strahligem, fibrösem Zement umgeben. OK 258, Bildbreite 1,4 cm.

Folgende Biogene und Komponenten sind in den (bio- bis lithoklastischen) Rudstones anzutreffen: Algen, Blau-Grün-Algenlamine, umkrustete Biogene, umkrustete Pellets, Peloide, Megapellets, umkrustete Crinoiden, Mikrobenmatten, Geisterstrukturen, Crinoidenreste, Foraminiferen, langgestreckte Anisforaminiferen, Schalen, Ostracoden, Gastropoden, Kalkalgen, Schwämme, Mikroproblematika, Tubiphyten, Riffbildner, Fenstergefüge, abgerollte, unterschiedlichste Lithoklasten (oft dolomitisierte Pelletsgrainstones), *Solenoporaceen*, *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER, *Anisocellula fecunda* SENOWBARI-DARYAN, *Brandneria* sp.?, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, *Macroporella alpina* PIA, *Duostominidae* sp., *Trochammina* sp., *Earlandinita* sp. und *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

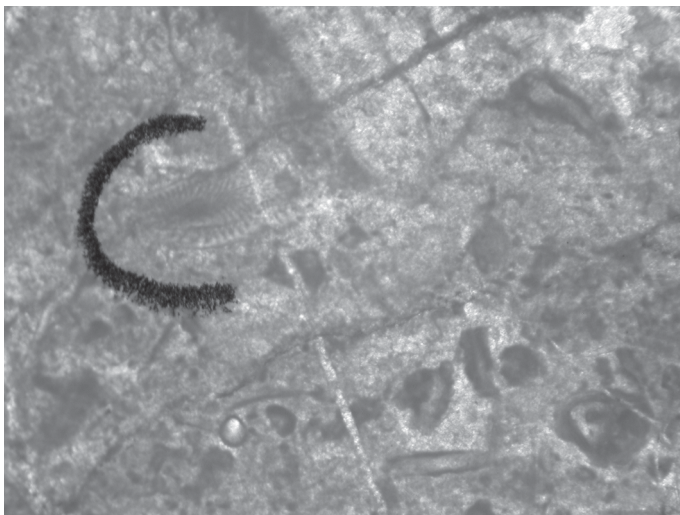


Abb. 53: *Macroporella alpina* PIA, litho- bis bioklastischer Rudstone mit radialstrahligem-fibrösem Zement. OK 36, Bildbreite 0,5 cm.

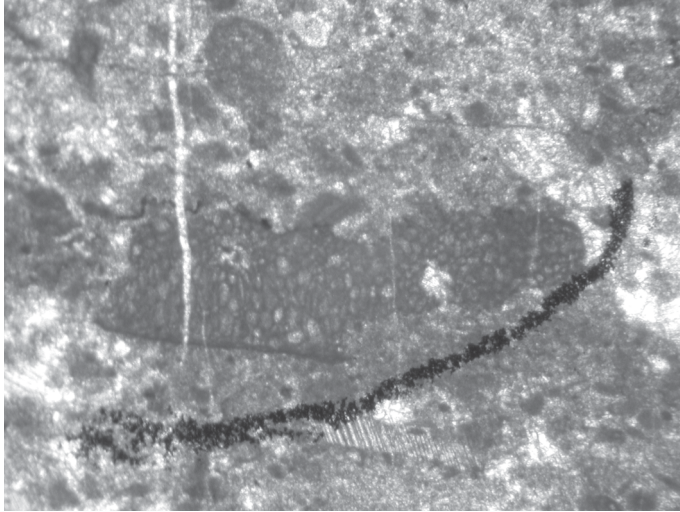


Abb. 54: *Anisocellula fecunda*  
SENOWBARI-DARYAN, litho- bis  
bioklastischer Pack- bis  
Grainstone mit radialstrahligem-  
fibrösem Zement. OK 177,  
Bildbreite 0,5 cm.

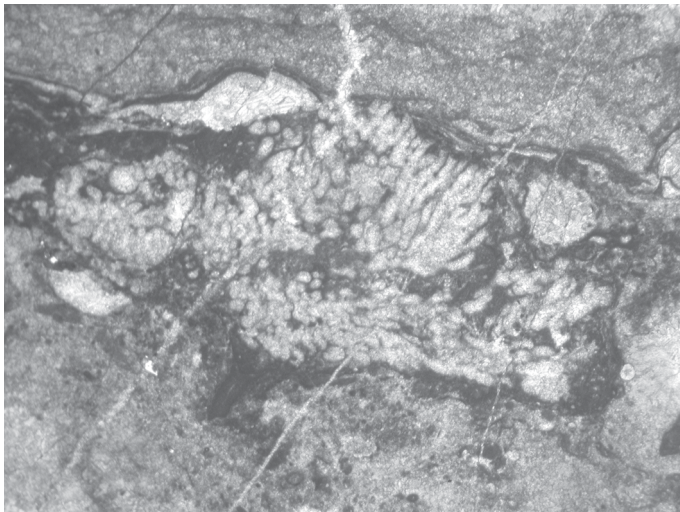


Abb. 55: *Brandneria* sp.?, litho-  
bis bioklastischer Rudstone mit  
radialstrahligem-fibrösem  
Zement. OK 195, Bildbreite 0,5  
cm.

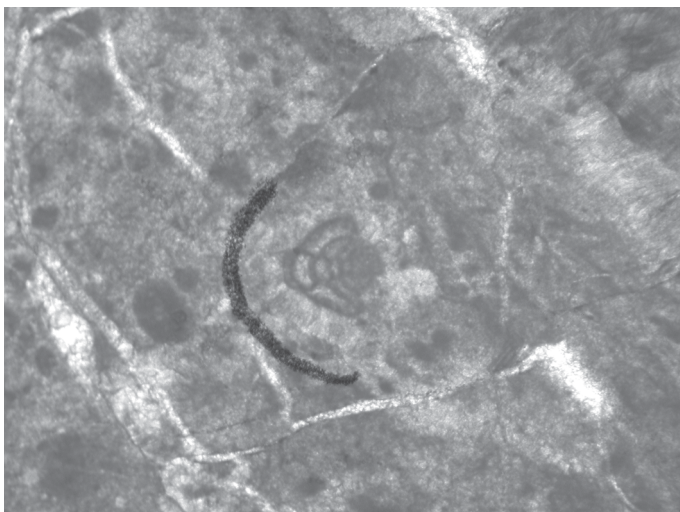


Abb. 56: *Trochammina* sp.,  
litho- bis bioklastischer  
Rudstone mit Tubiphyten und  
radialstrahligem-fibrösem  
Zement. OK 41, Bildbreite 0,5  
cm.

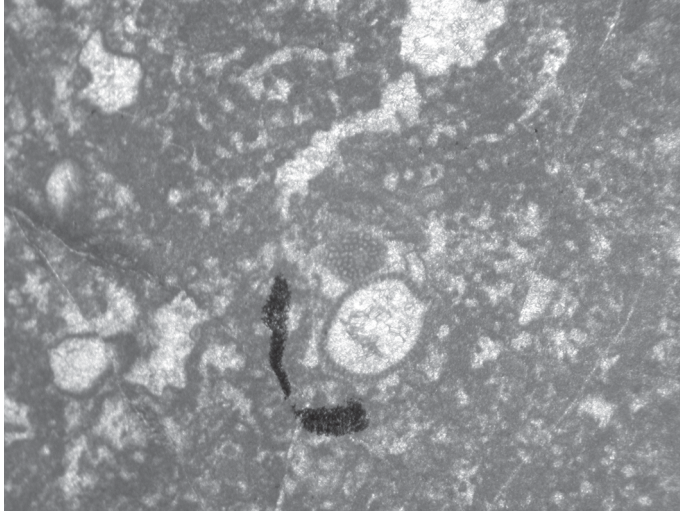


Abb. 57: *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, bioklastischer Grainstone mit Riffbildnern, Pellets. OK 348, Bildbreite 0,5 cm.

Daneben treten noch Brekzien mit Lagunenkomponenten und Material aus dem Rückriffbereich, Grainstones mit Pellets, Algen, Dasycladaceen, Echinodermen, Riffbildnern, *Hedstroemia* sp., *Physioporella* sp., *Diplopora* sp., *Duostominidae* sp., *Earlandinita* sp. und Wackestones mit Tubiphyten, Foraminiferen, Gastropoden und Mikrobenmatten auf.

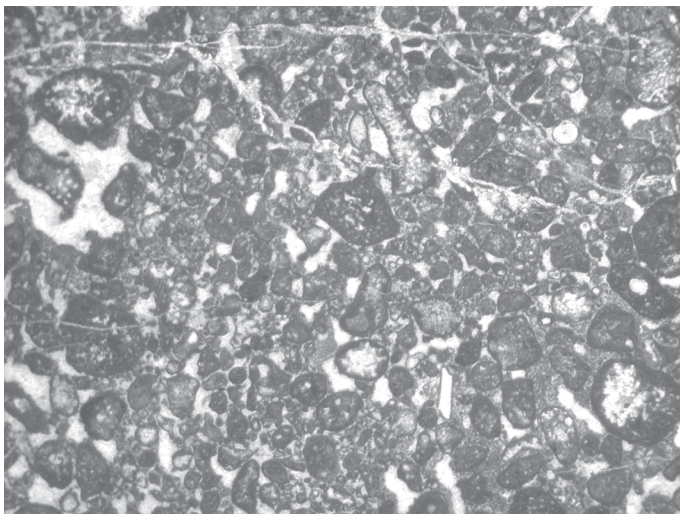


Abb. 58: Grainstone mit umkrusteten Biogenen, Dasycladaceenbruchstücken, Riffbildnern und Pellets. OK 173, Bildbreite 1,4 cm.

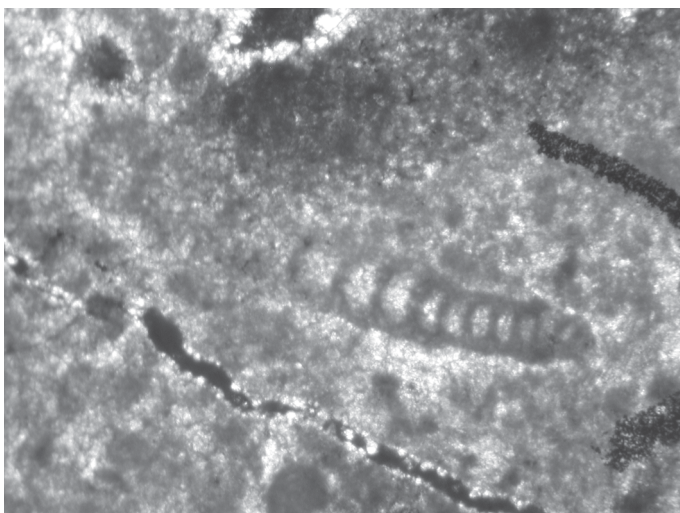


Abb. 59: *Earlandinita* sp., bioklastischer Grainstone mit Pellets, vulkanische Matrix in den Klüften. OK 239, Bildbreite 0,5 cm.

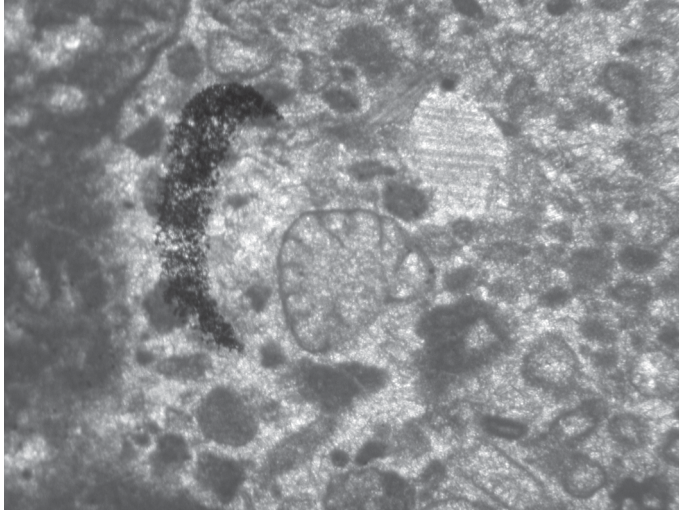


Abb. 60: *Duostominidae* sp., bioklastischer, allodapischer Grain- bis Rudstone. OK 261, Bildbreite 0,5 cm.

Im Nahbereich mit Beckensedimenten kommt es zur Verzahnung der Zementkrustenschuttströme mit bioturbaten Stillwasserablagerungen. Auch allodapische Kalke mit runden Klasten, Gastropoden und großen Schalenresten treten auf. Ebenso sind Dolosparite (Steinalm Formation) im Übergang zum Schreyeralmkalk (Oberanis) anzutreffen. Sind die Schuttströme im Nahbereich von Vulkaniten abgelagert, so sind diese hydrothermal überprägt und es kommt neben einer mehrphasigen Zementbildung zu einer Kornvergrößerung (blockiger Calcit). Zusätzlich füllt das feinkörnige, braunrote oder gelbliche, vulkanische Material (feine Tuffe) die Klüfte (BRANDNER et al. (1991): Auffüllen von kleinen Höhlen, BRACHERT & DULLO (1994): Auffüllen der Restporosität) im Karbonat auf und es kommt zu einer feinen Äderung des Gesteins.

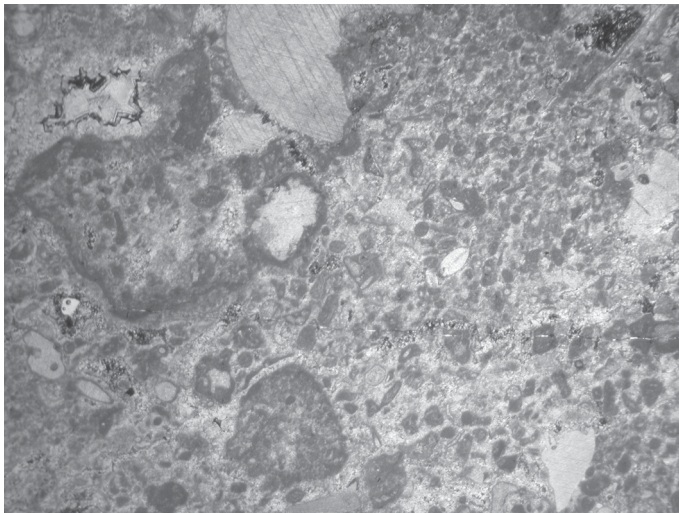


Abb. 61: Grainstone, crinoidenreich, Pellets, Lithoklasten, blockige Zemente in Hohlräumen. OK 329, Bildbreite 1,4 cm.

Eine neue Progradation des Zementkrustenriffes (Illyr) mit weißlichgrau verwitternden, dunkel(braun)grauen, biogenreichen Kalken kann nur in den umgelagerten Bereichen festgestellt werden. Hier sind Floatstones mit grauer-mikritischer Matrix, Schalenresten, Pellets, Peloiden, Gastropoden, 'micritic envelopes', Foraminiferen, Seeigelstacheln, Klasten, rekristallisierten Riffbildnern, Algen, Crinoiden, Kalkalgen, Tubiphyten, umkrusteten Biogenen und Dasycladaceenbruchstücken ausgebildet.



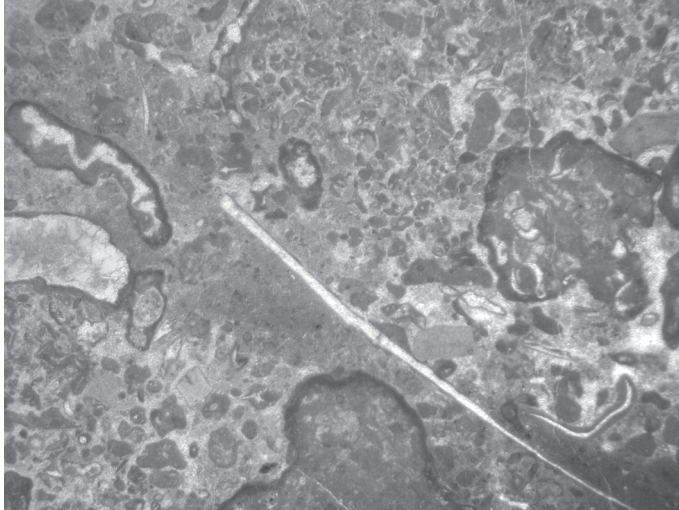


Abb. 62: Floatstone mit umkrusteten Bio- und Lithoklasten, Schalen, Pellets, Tubiphyten, Crinoiden und Riffbildnern. OK 119, Bildbreite 1,4 cm.

Zusätzlich können mittelgraue, scharfkantige, biogenreiche Kalke und Dolomite einem weiteren, jüngeren (Langobard?-Unterkarn?) Aufwachsen der Zementkrustenriffe zugeordnet werden. Dieses erneute Entstehen von Riffkomplexen kann ebenfalls nur in den umgelagerten, Bereichen (in den Becken) festgestellt werden.

Hier treten Riffboundstones aus Stromatoporen und Schwämmen und feinem Schutt (Floatstones), Grain- und Rudstones bis Riffbrekzien mit dolomitischen, verwaschenen Pelletsgrainstones, Peloiden, 'micritic envelopes', Schwämmen, rekristallisierten Biogenen, umkrusteten Biogenen, Crinoiden, dolomitischen, mikritischen-sparitischen Lithoklasten, Schalenresten, Tubiphyten, feinlagigen Algen, laminierten Krusten, Hartgründen mit inkrustierenden Algen und Foraminiferen, gerundeten Klasten (Koprolithe), Dasycladaceenbruchstücken, Bryozoen, Rotalgenkrusten, Stromatoporen, *Cyanophyceen*, *Solenoporaceen*, *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER, *Kaeveria fluegeli* OTT und *Plexoramea cerebriformis* MELLO auf.

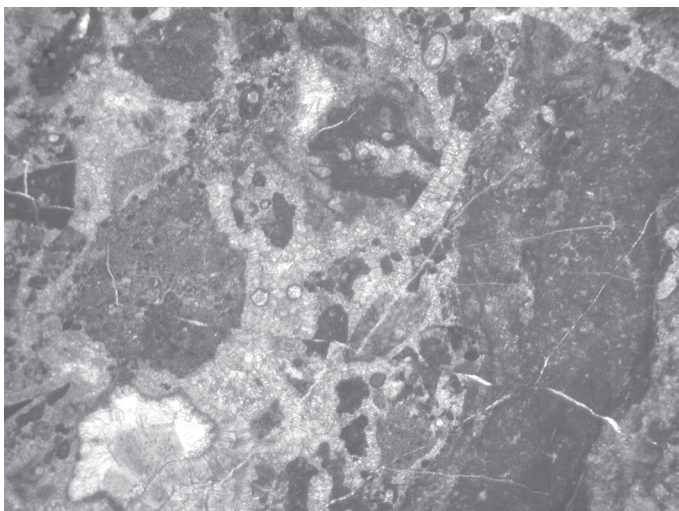


Abb. 63: Lithoklastischer Rudstone bis Riffbrekzie mit radialstrahligem-fibrösem Zement. OK 225, Bildbreite 1,4 cm.

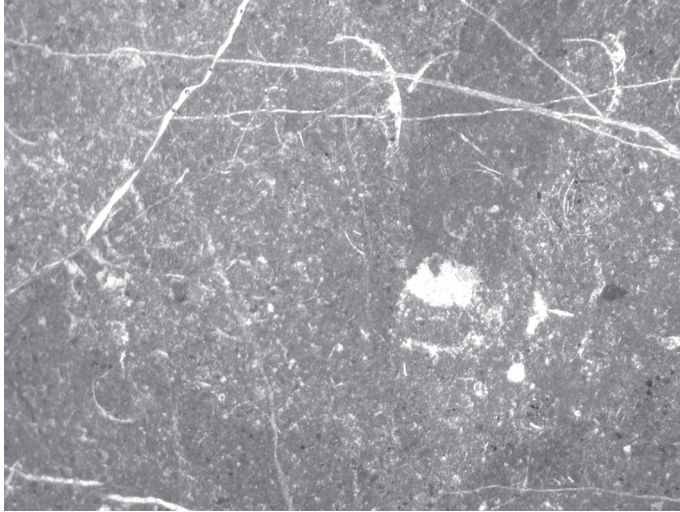


Abb. 64: Wacke- bis Floatstone  
mit Pellets und Schalen.OK  
255, Bildbreite 1,4 cm.

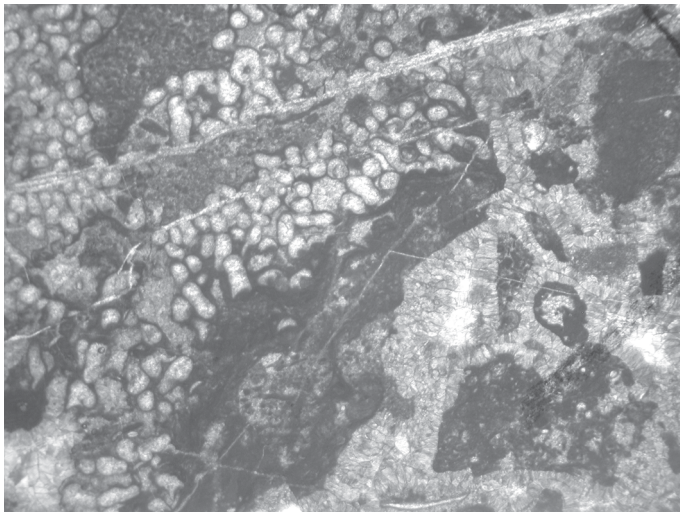


Abb. 65: *Olangoelia otti*  
BECHSTÄDT & BRANDNER,  
litho- bis bioklastischer  
Rudstone bis Riffbrekzie mit  
radialstrahligem-fibrösem  
Zement. OK 225, Bildbreite 1,4  
cm.

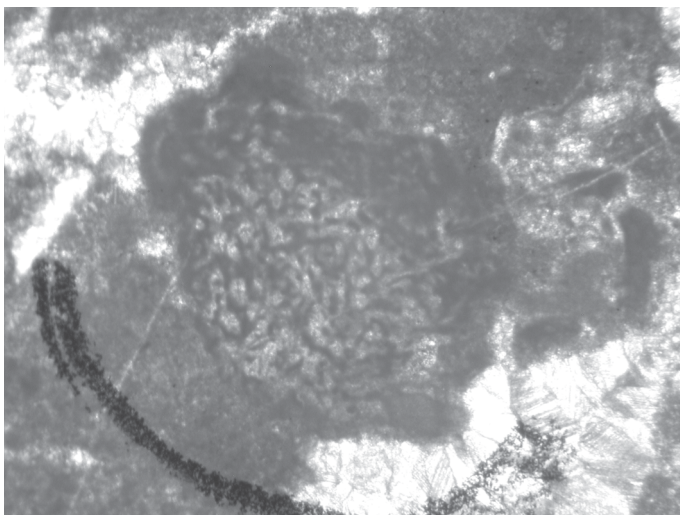


Abb. 66: *Plexoramea*  
*cerebriformis* MELLO, litho- bis  
bioklastischer Packstone. OK  
241, Bildbreite 0,5 cm.

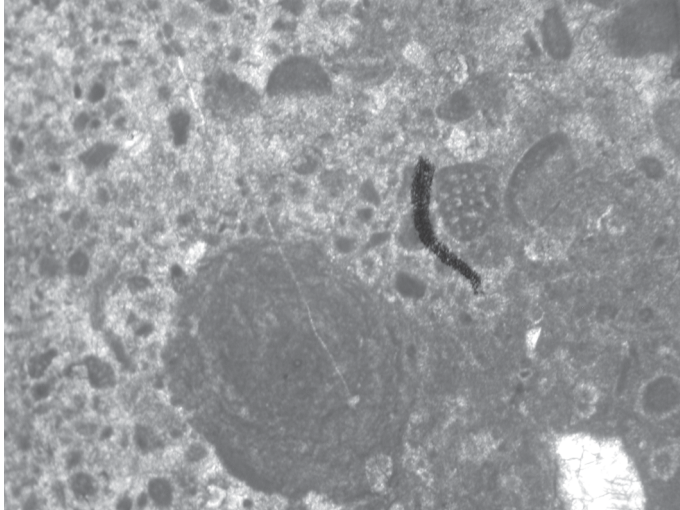


Abb. 67: *Kaeveria fluegeli* OTT, litho- bis bioklastischer Rudstone mit umkrusteten Klasten, Pellets und Tubiphyten. OK 222, Bildbreite 1,4 cm.

### Algen/Zement Krusten

Die laminierten Mikrobenmatten und sogenannten Zementkrusten, durch bakteriell induzierte Karbonatfällung entstanden (FLÜGEL 2004), langsamwachsenden, inkrustierenden Organismen und Algenumkrustungen sind neben den synsedimentären, radialstrahligen, fibrösen Zementen der wesentliche Faktor zur Stabilisierung der Plattformränder und des oberen Plattformhanges (FLÜGEL 1989, BRANDNER et al. 1991). Sie umkrusten alle oben genannten Mikrofaziestypen, die Zemente sind oft in mehreren Generationen um die Biogene und Lithoklasten aufgewachsen und machen bis zu 50 Volumsprozent (u. a. auch bei KEIM & SCHLAGER 1999) des Gesamtgesteins aus.

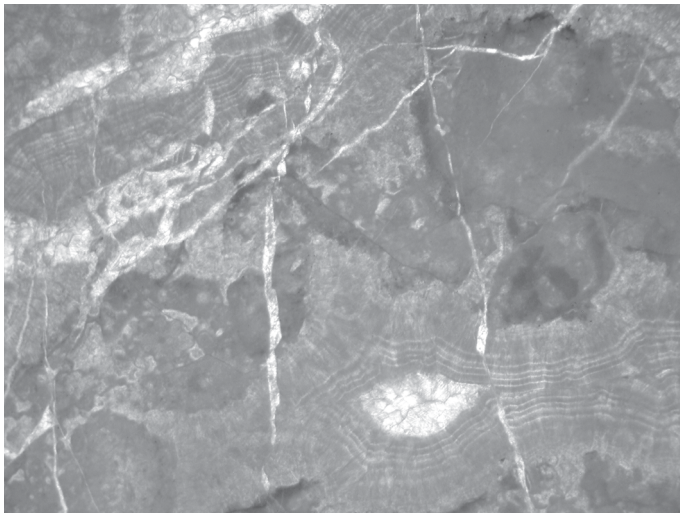


Abb. 68: lithoklastischer Rudstone mit zonierten Zementen, die in mehreren Generationen aufgewachsen sind. OK 32, Bildbreite 1,4 cm.

HARRIS (1993) unterscheidet feinkristalline, hellgraue Krusten mit kleinen Calcitkörnern, dunkelgraue und dicke, krümelige, irreguläre Lamine. Alle drei Typen können auch in den Proben beobachtet werden, wobei die dunklen, fein laminierten Krusten überwiegen.

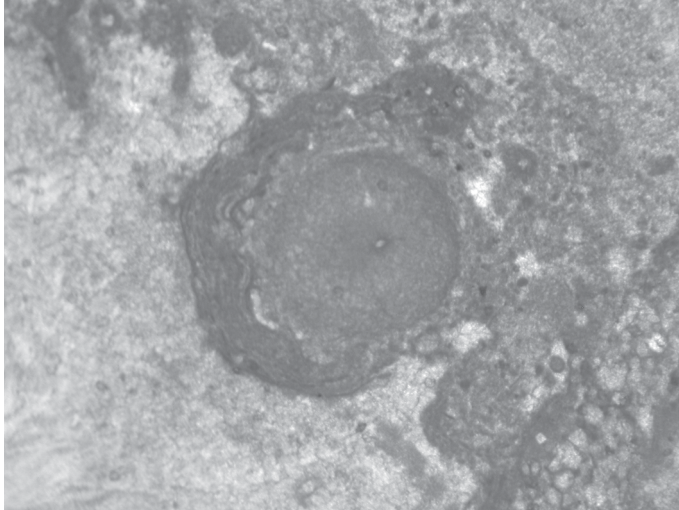


Abb. 69: Dunkle, laminierte  
Mikrobenmatten umkrusten  
einen Tubiphyten. OK 282,  
Bildbreite 0,5 cm.

Wichtig für das Aufwachsen der Krusten sind Hartgründe, Biogenskelette, Blöcke und freie Oberflächen. Es kommt zu einer schnellen Lithifizierung und einem Stabilisieren des oberen Slopes (KENTNER 1990, BRANDNER et al. 1991, FLÜGEL 1989, 1994 und 2004). Kontrolliert wird das Aufwachsen durch Substratverfügbarkeit, Wasserenergie, Sedimenteintrag, Meeresspiegelschwankungen, Paläowassertiefe und dem biologischen Potential der Inkrustierer (FLÜGEL 2004).

BRACHERT & DULLO (1994) geben nach  $^{18}\text{O}$  und  $^{14}\text{C}$  Untersuchungen ein mögliches Aufwachsen der Cyanobakterien-Algen Krusten bei (rasch) steigendem Meeresspiegel an, BRANDNER et al. (1991) vermuten transportfreie Phasen am Vorriffhang und KEIM & SCHLAGER (1999) geben ein Aufwachsen unter der Schönwetterwellenbasis an.

Rezente treten diese Krusten nach BRACHERT & DULLO (1994) am tieferen Foreslope in 120-200 m Wassertiefe, an steilen-übersteilten Vorriffhängen von Atollen und Barrier-Riffen im Roten Meer, in Jamaika und Belize auf.

### **Vergleiche mit altersgleichen Sedimenten**

Erstmals wies BAUER (1984) westlich des Zeller Prapotnik, auf der Maier Alm, einen eigenen Riffkörper mit *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER nach, KRISCHE et al. konnten 2006 erstmalig ein Algen/Zement Riff (Oberanis oder Unterladin) vom Loibler Baba und vom Grintoutz (südlich Feistritz im Rosental) beschreiben, wobei aber durch die unterschiedliche Lagerung und Mikrofazies dieses Riff nicht direkt mit der Contrin, Schlern oder Wetterstein Formation zu vergleichen ist.

Generell sind anisische Riffbauten nach FLÜGEL (1989) selten, kommen z. B. in den Südalpen (Lienzer, Olaner und Prager Dolomiten nach BRANDNER 1972 und BAUER 1984, unterer Diploporenkalk von BUSER et al. 1982, Contrin Formation von BOSELLINI 1991), Polen, den Karpaten und Südchina vor.

Algen/Zement Riffe sind aus dem Unterperm der Südalpen (Troglkofelkalk) und dem Ural, dem Mittel- und Oberperm Sloweniens, Russlands, Chinas (Cheunmuping Riff im östlichen Sichuan Becken nach GUO & RIDING 1992) und aus der Trias (Dolomiten, Wettersteingebirge, Drauzug, Karawanken (Bielschitz: FARHOUDI 1994), Grenada) bekannt.

Vergleichbare Sedimente beschreiben BRANDNER et al. (1991) auch vom mittleren Slope des ladinischen Civettariffes, HARRIS (1993) vom Plattformrand der oberanisischen-unterladinischen Latemarplattform und KEIM & SCHLAGER (1999) von der Sella.

Dieselben Ablagerungsmechanismen mit Brekzien, 'mass flows', 'debris flows' und Turbiditen an steilen Vorriffhängen und in Beckenbereichen, wie in der westlichen Koschuta, in Verbindung mit syndepositionärer Zementation und Mikrobenmattenbildung beschreiben BRANDNER et al. (1991), BRACHERT & DULLO (1994) und MAURER (2000) von den ladinokarnischen Cipitkalkblöcken (Tschapittal), der Mahlknechtklippe, den Rosszähnen, dem mittellangobardischen Marmoladakonglomerat, der Castobella, der spätladinischen-karnischen Sella und Civetta, dem nördlichen Rosengarten, der Agnello-, Geisler-, Sas Rigais- und Latemarplattform sowie von der Sass di Putia.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 17	Lithoklastischer Rudstone	<i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER		1,5
OK 185	Muschelschill	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Gondolella bifurcata</i> <i>Gondolella bulgarica?</i> <i>Neogondolella pseudolonga</i>	Oberpelson, Oberanis	2,0
OK 229	Dolomitischer, bioklastischer Rudstone	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Neogondolella</i> sp.	Oberanis-Unterkarn	2,0
OK 255	Wackestone mit viel flachmarinem Schutt	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Neogondolella trammeri</i> KOZUR <i>Gondolella inclinata</i> <i>Neocavitella tatraica?</i>	tiefes Langobard	1,5-2,0
OK 256	Bioklastischer Grainstone	Conodontenreste	~Anis-Ladin	
OK 261	Bioklastischer, allodapischer Kalk	<i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER	Mitteltrias	1,5-2,0
OK 262	Bioklastischer Wackestone	<i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER		2,0

Tab. 5: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.

## Oberpelson, Illyr-Fassan: Brekzien

Durch den Komponentenbestand und die Matrix können die vorkommenden, oligomikten Brekzien in drei Typen eingeteilt werden.

Die Brekzien des ersten Typs bestehen zum Großteil aus Lithoklasten der Werfen und Gutenstein Formation. Nur sehr untergeordnet treten Lithoklasten der Steinalm Formation sowie Vulkanite auf. Die komponentengestützten Sedimente enthalten laminierte, feinkörnige, sparitische, bräunliche Dolomite, laminierte, feinkörnige, sparitische-mikritische Dolomite, feinkörnige, mikritische-sparitische, graue Dolomite, eckige, größere bis kleinere, gerundete Bruchstücke und mikritische-sparitische, verwaschene Dolomite mit umkrusteten Biogenen, rekristallisierten Biogenen, Pellets, Stylolithen bzw. Hartgründen um Biogene. Die Matrix wird aus den aufgearbeiteten Werfen und Gutenstein Komponenten gebildet, es tritt teilweise aber auch feinkörnige, tonige, evtl. vulkanische Matrix auf.

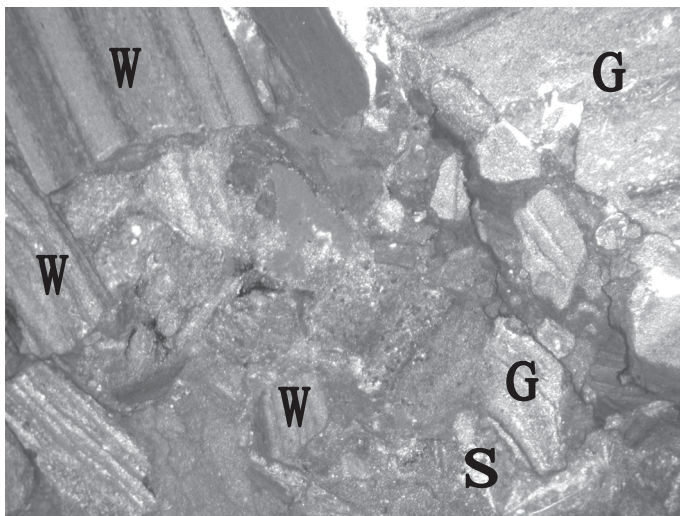


Abb. 70: Komponentengestützte, oligomikte Brekzie mit Werfen (W) und Gutenstein (G) Lithoklasten, untergeordnet Steinalmbruchstücke (S). OK 237, Bildbreite 1,4 cm

Der zweite Typ weist einen größeren Anteil an Steinalm- und Vulkanitlithoklasten auf. Sonst gleicht er dem ersten.

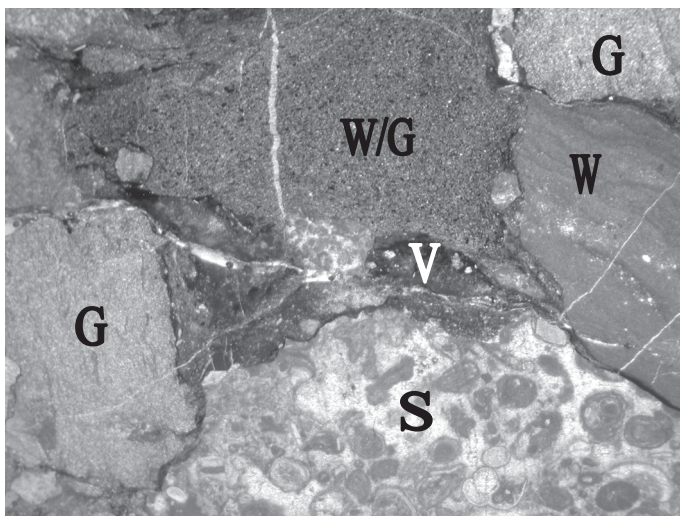


Abb. 71: Komponentengestützte, oligomikte Brekzie mit Werfen (W), Gutenstein (G), Vulkanit (V) und Steinalm (S, Grainstone mit umkrusteten Biogenen, Schalen) Lithoklasten. OK 296, Bildbreite 1,4 cm.

Die Brekzie vom dritten Typ beinhaltet als Komponenten Radiolarienmikrite (R), Filamentkalke (F), Vulkanite (V), weiße-graue, sparitische, dolomitisierte Lithoklasten (D), in unterschiedlichsten Korngrößen und Filamente. Die Wackestonematrix (M) ist feinkörnig, rot, mikritisch-sparitisch und beinhaltet Filamente, Radiolarien, Pyrit und rekristallisierte Biogene.

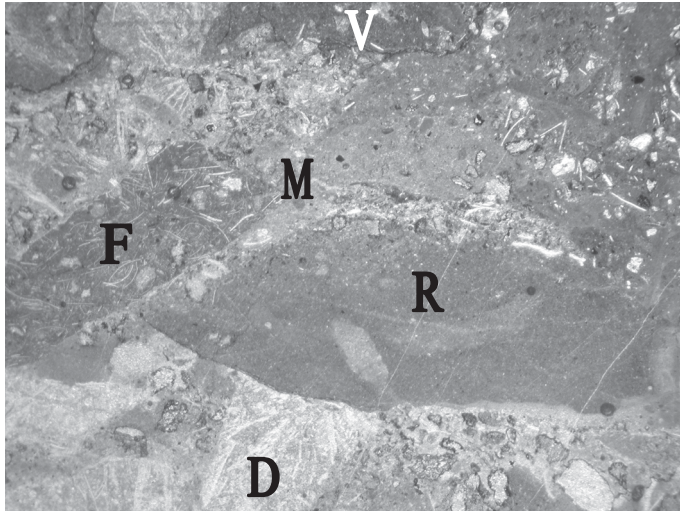


Abb. 72: polymikte Brekzie mit den oben im Text angeführten Lithoklasten in einer feinkörnigen, roten Matrix. OK 270, Bildbreite 1,4 cm.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 270	Polymikte Brekzie	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Gondolella excentrica</i>	Illyr-Fassan	2,0-2,5

Tab. 6: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.

### Illyr: Reifling Formation

Im Handstück sind diese Sedimente als gut gebankt, mit welliger Oberfläche, knollig, braungelb verwitternd, feinkörnig, kieselig mit mittel- bis dunkelbrauer, eventuell schwärzlicher Farbe, calcitgeädert und bröckelig sowie rhombisch-stückig brechend, anzusprechen.

Mikrofazial beginnt diese Beckenfazies mit laminierten Sedimenten mit Pellets und lagigen Tubiphyten. Die Kieselkalke der Reiflinger Fazies (Pack- bis Wackestones) sind durch bräunliche, laminierte und organisch reiche Lagen sowie stark verkieselte, hellweißliche Bereiche mit rekristallisierten Radiolarien und Filamenten in Wechselfolge gekennzeichnet. Daneben treten noch echte Radiolarienwackestones auf.

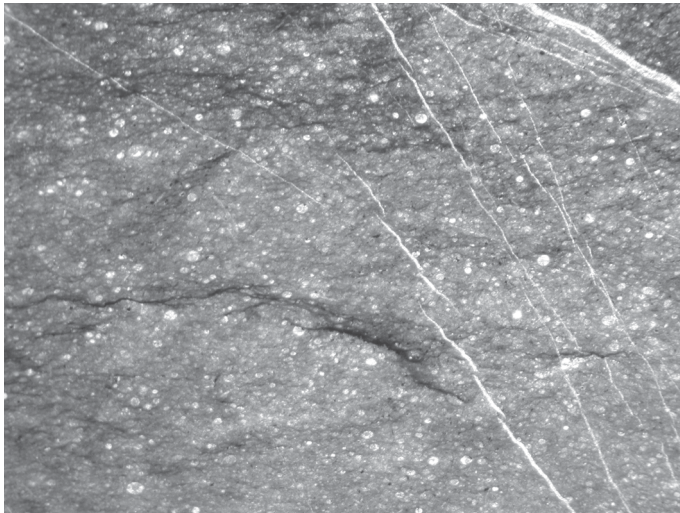


Abb. 73: Radiolarienpackstone mit organischen Schlieren und Silifizierung in den hellen, wolkigen Bereichen. OK 182, Bildbreite 1,4 cm.

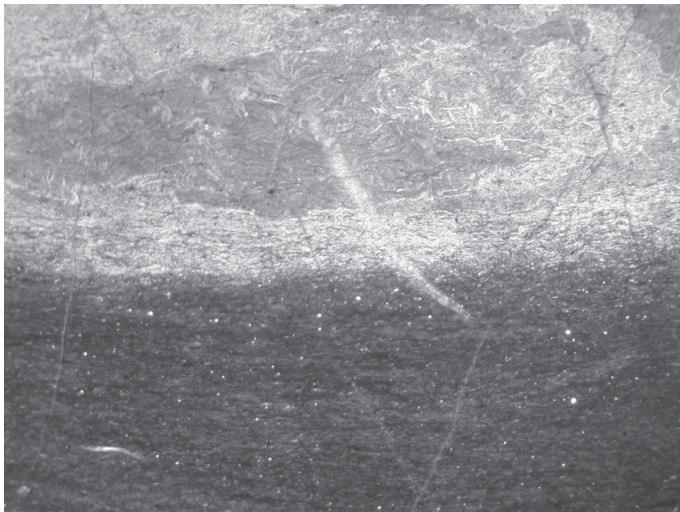


Abb. 74: Im unteren Bereich dunkler, organisch reicher, geschichteter Radiolarienwackestone, oben silifizierter Filamentpackstone mit Radiolarien. OK 43, Bildbreite 1,4 cm.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 182	Radiolarienpackstone	<i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Neogondolella carnuta</i>	Reiflinger Fazies, Oberanis, Illyr	2,0

Tab. 7: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.

### Oberpelson-Langobard: Rot-Grau Kalk

Makroskopisch sind diese Gesteine leicht durch ihre rotgraue (Verwitterungs) Farbe zu erkennen (siehe Abb. 75). Zusätzliche Eigenschaften sind massig, sehr hart und splittrig. Sie treten eingeschaltet in die Beckenabfolge und als Spalten im Zementkrustenriff auf.





Abb. 75: Typischer Rot-Grau Kalk. Bildbreite 40 cm.

Voranstehend sei zu bemerken, dass die Rot-Grau Kalke des Oberanis (Schreyeralmkalk, BAUER 1984) von den fassanisch-oberladinischen Rot-Grau Kalken der Loibl Formation (KOZUR et al. 1994) weder makroskopisch noch faziell zu unterscheiden sind sondern, wenn überhaupt, nur durch die unterschiedlichen Conodontenarten. Die Mikrofazies ist durch Pack- bis Wackestones mit Radiolarien, Filamenten, rekristallisierten Biogenen, Ammoniten, dunklen Lithoklasten und Crinoiden gekennzeichnet. In einzelnen Bereichen der illyrischen Rot-Grau Kalke sind Bio- und Lithoklasten aus Flachwasserdetritus eingeschaltet, die das erneute Aufwachsen des Zementkrustentriffes anzeigen (siehe oben).

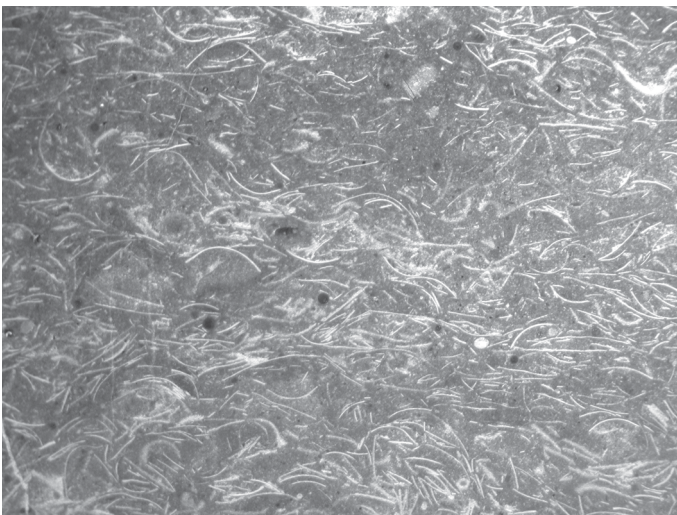


Abb. 76: Filamentpackstone mit rötlich-grauer Matrix und Pyrit. OK 186, Bildbreite 1,4 cm.

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 186	Radiolarien-Filament-Wackestone	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Gladigondolella bifurcata</i> <i>Gondolella trammeri</i> <i>Gondolella G. excelsa</i> sehr frühe <i>Gondolella</i> <i>inclinata</i> KOVACS	Grenze Fassan-Langobard	1,5-2,0
OK 251	Packstone mit Schalen, Radiolarien, Pyrit	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Neogondolella trammeri</i>	Illyr-tiefes Langobard	2,5
OK 306	Packstone mit Schalen, Radiolarien, Pyrit, Flachwasserschutt	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER	Oberanis-Unterkarn	2,5-3,0
OK 319	Radiolarien-Filament-Packstone	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER elongate <i>Gondolella cornuta</i> oder <i>G. trammeri</i> KOZUR	Illyr-Fassan	~2,0
OK 320	Packstone mit dunkelroter Matrix und Flachwasserbruchstücken	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>Budurovignatus mungoensis</i>	Oberladin	1,5-2,0
OK 326	Radiolarien-Filament-Wackestone	<i>Budurovignatus hungarica</i> oder <i>mungoensis</i>	Oberladin	1,5-2,0
OK 358	Pack- bis Grainstone mit Radiolarien, Filamenten, Flachwasserdetritus	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER <i>Gondolella excentrica</i>	Illyr-Fassan	~3,0
OK 380	Filamentpackstone	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER	Oberanis-Unterkarn	2,5

Tab. 8: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.

**Ladin: Graukalke, Buchenstein Formation**

Aus dem Mittellangobard können graue, massige Kalke beschrieben werden. Diese sind mikrofazial durch Pack- bis Wackestones mit Tubiphyten, Schalen, Crinoiden, Riffbildnern, Seeigelstacheln und kleinen Lithoklasten in einer dunkelgrauen, mikritischen Matrix charakterisiert.

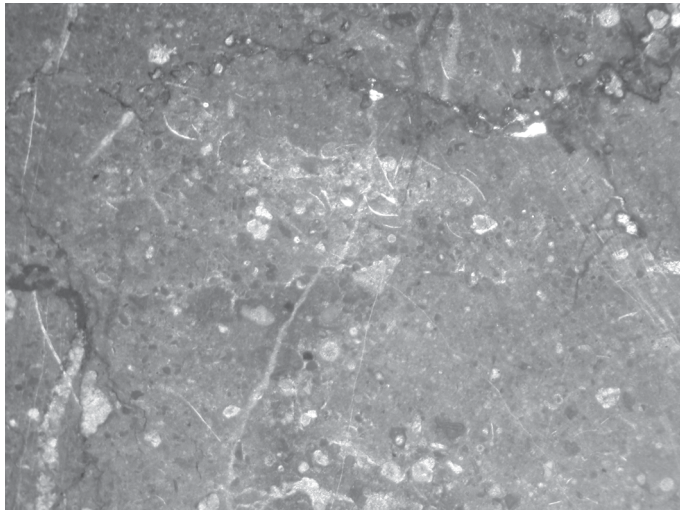


Abb. 77: Pack- bis Wackestone mit Tubiphyten, Schalen, Crinoiden, kleinen Riffbildnern. OK 279, Bildbreite 1,4 cm

Probennummer	Mikrofazies	Fauna	Stratigraphie	CAI
OK 279	Pack- bis Wackestone mit Tubiphyten, Schalen, Crinoiden, kleinen Riffbildnern	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKERIEDE <i>G. tethydis</i> Multielement sensu KOZUR & MOSTLER	Oberanis- Unterkarn	~2,5

Tab. 9: Übersicht über die Conodonten, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten.

Fauna
<i>Archaeocenosphaera</i> spp.
<i>Muelleritortis cochleata</i> NAKASEKO & NISHIMURA
<i>Muelleritortis koeveskalensis</i> KOZUR
<i>Muelleritortis longispinosa</i> KOZUR
<i>Muelleritortis tumidospinosa</i> KOZUR
<i>Muelleritortis</i> sp.
<i>Pseudostylosphaera nazarovi</i> KOZUR & MOSTLER
<i>Pseudostylosphaera?</i> sp.
<i>Solisaturnalis lata</i> MOSTLER & KRAINER
<i>Sarla?</i> sp.
<i>Tetraporobrachia?</i> sp.

Tab. 10: Übersicht über die Radiolarien, die aus der Schlämmanalyse gewonnen werden konnten. Die Radiolarien stammen aus der Feinfraktion der Probe OK 279. Sie zeigen ein mittellangobardisches Alter der Probe. Radiolarienzonierung nach KOZUR & MOSTLER (1993).

## Mitteltrias: Vulkanite

Im Handstück sind die Vulkanite dunkelbraun verwitternde, meist feinkörnige, glasige schwarze oder auch rötliche-bräunliche, ocker verwitternde Gesteine. Sie sind generell massig, sehr hart und zäh. Makroskopisch können grünliche, rötliche, braungrüne Minerale, Quarz und größere Hohlräume (Entgasungsblasen) unterschieden werden. Grüne Tuffite und Glasaschen mit grünlichen, rötlichen und schwärzlichen Mineralen runden die Entwicklung ab. Anlehnend an die Bestimmungen von OBENHOLZNER (1985) können mehrere unterschiedliche Gruppen im Handstück und im Schliff bestimmt werden.

Porphyrische Gruppe: mit Einsprenglingen von Plagioklas und mafischen Mineralen, dichter Grundmasse, Magnetit?, die Plagioklasleisten sind in Zwickeln meist nach Chlorit alteriert;

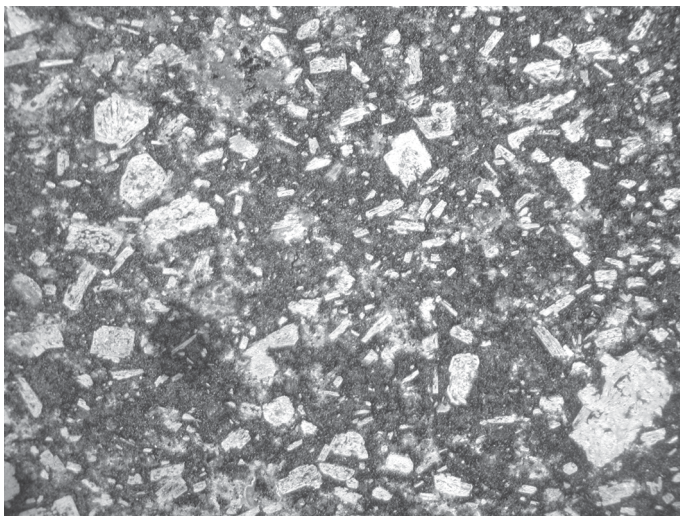


Abb. 78: Feinkörnige, glasige Matrix mit Feldspatphäno-kristallen und Lithoklasten. OK 204, Bildbreite 1,4 cm.

Dichtkörnige Gruppe: einsprenglingslos mit parallelem Fließgefüge (Zebratextur), schmalen Leisten, Chlorit und Erzphasen;

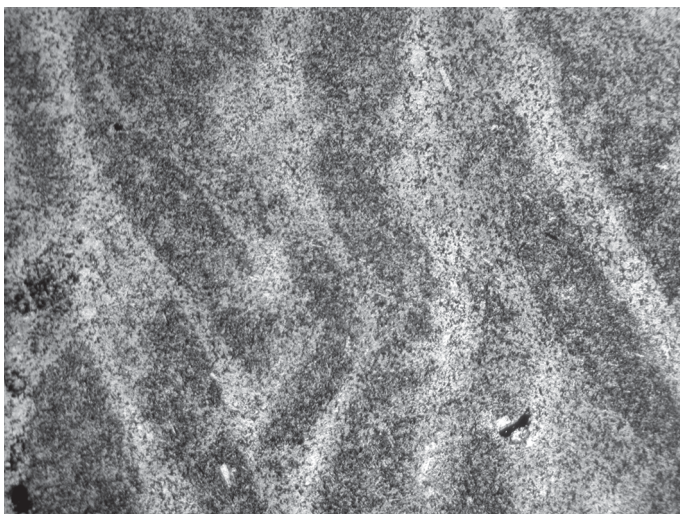


Abb. 79: Feinkörniges, vulkanisches Glas mit typischer Zebratextur, Fließgefüge. OK 118, Bildbreite 1,4 cm.

Pyroklastische Brekzien: scharfkantige Komponenten in feiner Grundmasse

Gut verschweißte Brekzien: mit opaken, glasscherbengestaltigen Körnern, ehemalige Gläser mit Erzphase bestäubt;

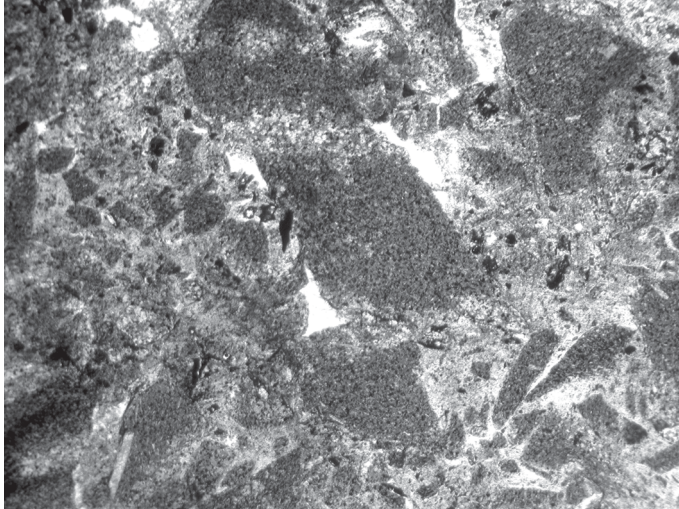


Abb. 80: Unterschiedlichste Lithoklasten vulkanischen Ursprungs, gut verschweiß, viele offene Hohlräume. OK 180, Bildbreite 1,4 cm.

Grüne Tuffite und Glasaschen mit grünlichen, rötlichen und schwärzlichen Mineralen runden die Entwicklung ab. Durch eine XRD-Messung konnten in einer Probe die folgenden Minerale bestimmt werden.

Legende	
Q	Quarz
Plg	Plagioklas
Fsp	Feldspat
Cl	Chlorit
Ca	Calcit
Il - Sm	Illitreicher Illit-Smektit
Spg	Mineral der Serpentinegruppe
QTM	Quellfähige Tonminerale

Tab. 11: Legende für das folgende Röntgendiffraktogramm.

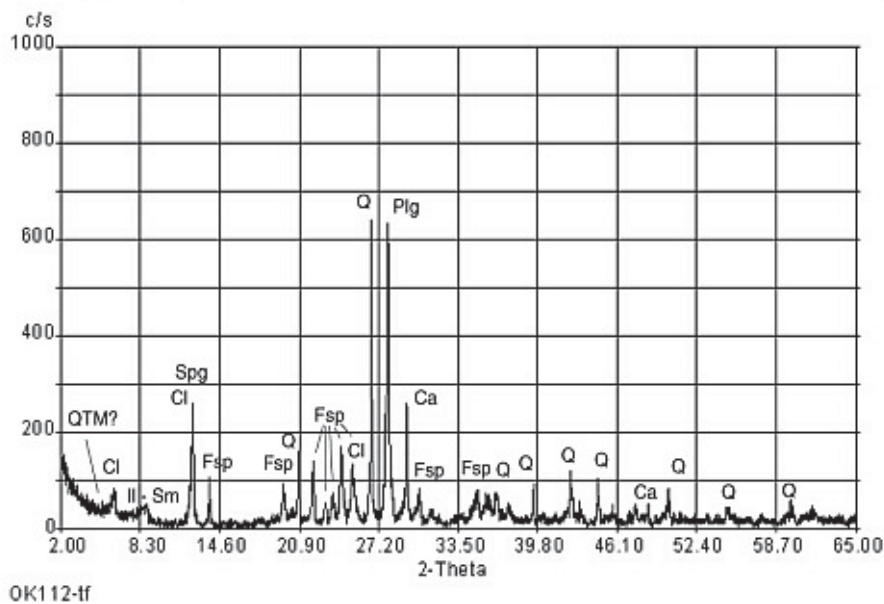


Abb. 81: Grüner Tuffit mit kleinen, dunklen Phäno-kristallen. OK 112.

Das Auftreten von Serpentinmineralen in der Probe kann z. B. durch den Abbau von Olivin, Pyroxen, Amphibol bzw. Serpentinisierung unter Wasseraufnahme, erklärt werden. Allerdings wären für genauere Feststellungen weitere Untersuchungen notwendig.

Obwohl es nach BOSELLINI & ROSSI (1974), BRANDNER (1984), CRISCI et al. (1984), OBENHOLZNER (1985) und CASTELLARIN et al. (1988) einen Widerspruch zwischen dem Magmentyp und dem veranschlagten Milieu gibt, dürfte sich doch die Meinung durchgesetzt haben, dass die Vulkanite im transtensiven Milieu eines Grabenbruches entstanden sind. Altersmessungen von CRISCI et al. (1984) zeigen den Beginn der vulkanischen Aktivität mit ~225 Mio Jahren.

### Oberladin-Unterkarn: Raming Formation

Die im Untersuchungsgebiet nachgewiesene Raming Formation ist in zwei unterschiedlichen Bereichen anzutreffen. Im oberen Hainschgraben bildet sie die Fortsetzung der mitteltriassischen Beckenfüllung. Diese überwiegend grauen, fossilreichen, massigen Gesteine sind im Dünnschliff als Grainstones mit dicken Schalen, Ooiden, Algen-, Foraminiferenresten, Peloiden, umkrusteten Biogenen, Plattformersedimenten, Pelletspackstones, ausgewaschenen Biospariten mit Tubiphyten, Schalen, Ostracoden, Lithoklasten, Crinoiden, Pack- bis Grainstones mit Peloiden, Crinoiden, Foraminiferen, 'micritic envelopes', Riffbildnern, Dasycladaceenbruchstücken, *Endothyra* sp., *Anisocellula fecunda* SENOWBARI-DARYAN., *Plexoramea cerebriformis* MELLO, Grain- bis Rudstones mit umkrusteten Biogenen, Tubiphyten, Riffbildnern, Peloiden, Crinoiden, Foraminiferenresten, Algen, Schalen, umkrusteten Biogenen, Mikrobenmatten, Korallen, *Endothyranella* sp. und Pelletsgrainstones ausgebildet.

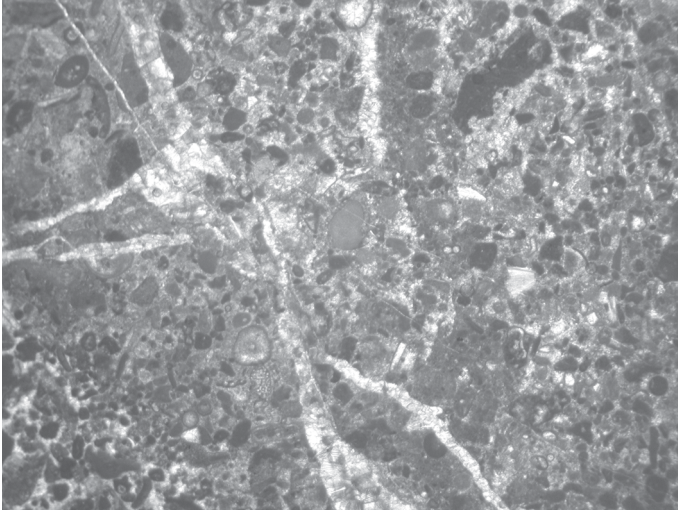


Abb. 82: Rud- bis Grainstone mit Pellets, Tubiphyten, Algen, umkrusteten Biogenen, Crinoiden, Riffbildnern. OK 250, Bildbreite 1,4 cm.

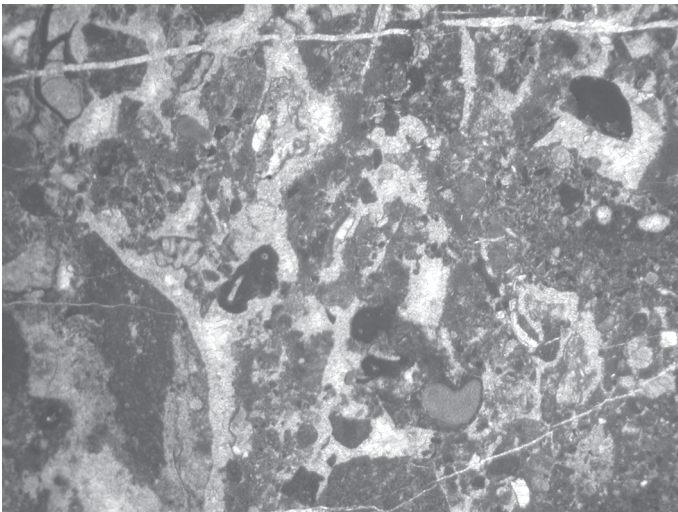


Abb. 83: Rud- bis Grainstone mit Crinoiden, umkrusteten Biogenen, Pellets, Lithoklasten, Tubiphyten. OK 337, Bildbreite 1,4 cm.

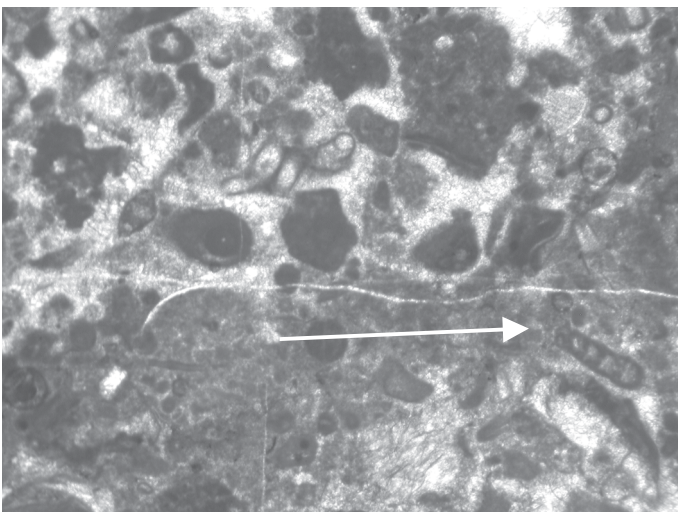


Abb. 84: *Endothyranella* sp., bioklastischer Grain- bis Rudstone mit Tubiphyten. OK 250, Bildbreite 0,5 cm.

Im Bereich östlich Hornik folgt die Raming Formation über ertrunkenen Zementkrustenriffbereichen in Vergesellschaftung mit Rot-Grau Kalken und Vulkaniten. Sie sind als Pack- bis Floatstones der Vorriffbereiche mit Algenresten, Pellets, Peloiden,

Foraminiferen, Lithoklasten, Crinoiden, Dasycladaceenbruchstücken, brekziösen Gesteinsbruchstücken, Foraminiferen, Gastropoden und *Tolypammina* sp. ausgebildet.

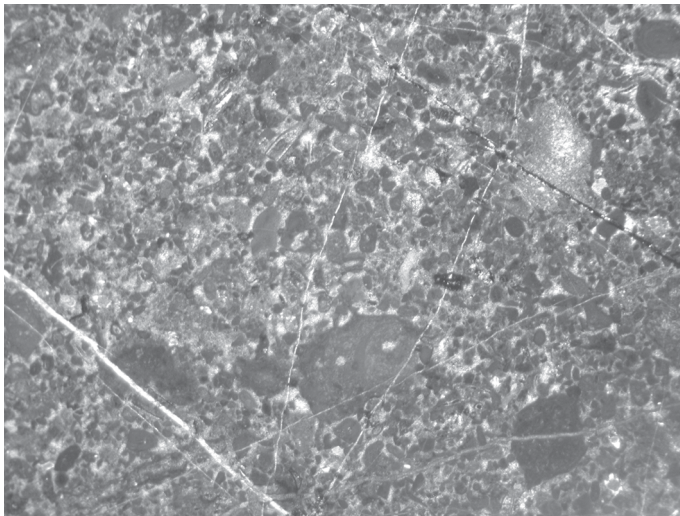


Abb. 85: Grainstone mit Pellets, Tubiphyten, Lithoklasten. OK 189, Bildbreite 1,4 cm.

### Höheres Unterkarn: Leckkogel Schichten

Die Leckkogel Schichten des Jul 2 sind als schwarze, massige Kalke ausgebildet. Die Mikrofazies zeigt organisch reiche Boundstones mit Algen, Muscheln, Riffbildnern, Korallen, Crinoiden und Dasycladaceenbruchstücken, die von Schüttungen dunkler, organisch reicher Feinsandsteine unterbrochen werden.

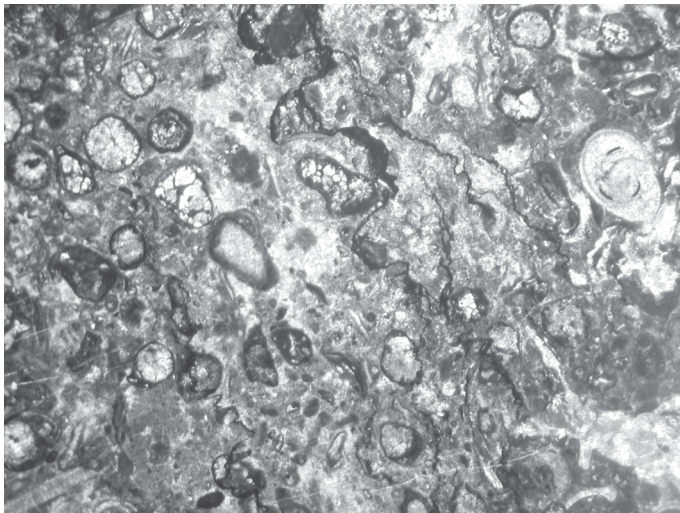


Abb. 86: Boundstone mit rekristallisierten Riffbildnern, Gastropoden, Algenresten, dunkle, pelagische Matrix. OK 193, Bildbreite 1,4 cm.

Diese Fazies ist nach DULLO & LEIN (1980) und DULLO & LEIN (1982) durch Schüttungen von schwamm- und echinodermenreichem Detritus in Beckenbereiche bzw. durch kurze Besiedelung des Beckenbodens mit Riffbildnern charakterisiert. Daneben kommt es zu terrigenem Eintrag von schwarzen Schiefen und Sandsteinen.



## Einheit 2

### Oberkarn: Waxeneck Formation, Hauptdolomitäquivalente

Die oberkarnischen Gesteine zeigen im Handstück überwiegend mittel- bis hellgraue Farbe, bei hellweißlicher Verwitterung, manchmal Fossilführung, können aber ebenso als stückig brechender, fossilfreier, laminiertes oder braunschwarzer, stückiger Dolomit auftreten.

Die Basis wird durch Riffbereiche mit Grainstones, die Pellets, Pelloide, Algen, Foraminiferen, Schalen, Tubiphyten, Rotalgenkrusten, Dasycladaceen, 'micritic envelopes', Riffbildnerreste, inkrustierende Foraminiferen (*Tolypammina* sp.), *Solenoporaceen*, *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL und *Vesicocaulis* sp. führen, gebildet.

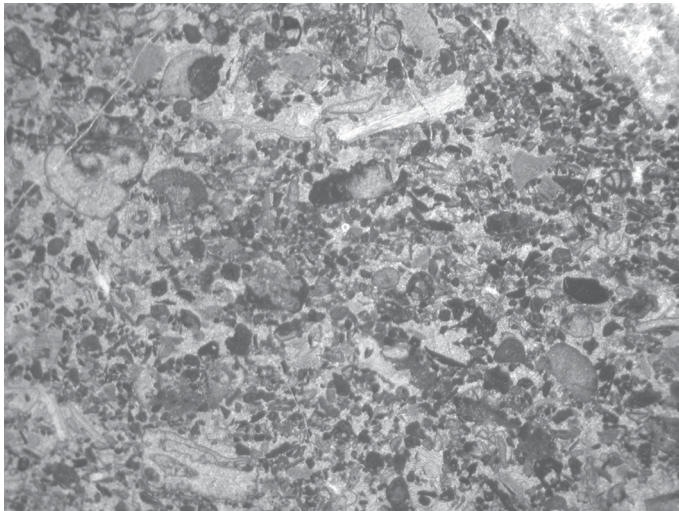


Abb. 87: Grainstone mit Pellets, Crinoiden, Tubiphyten, Riffbildnerresten, Schalen, Rotalgenkrusten. OK 139, Bildbreite 1,4 cm.

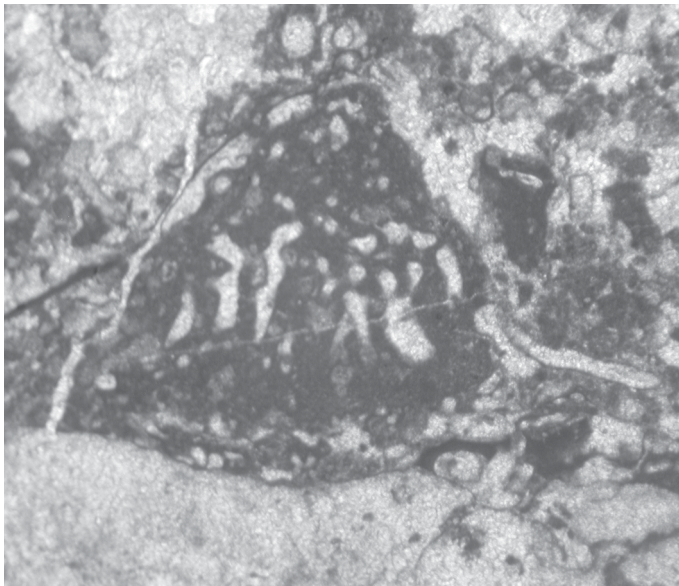


Abb. 88: *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, bioklastischer Grainstone mit Riffbildnern, OK 139,

Ebenso treten verwaschene dolomitisierte Wackestones mit Algen, Peloiden und Tubiphyten auf, die ebenfalls die Basis bilden können.

Die Fazies des höheren Oberkarn ist durch Grainstones und deren Schutt mit Muschelschalen, Foraminiferenresten, Rotalgen, umkrusteten Biogenen, Kalkalgen, Algenmatten, 'micritic envelopes', Pellets, Tubiphyten, Blau-Grün Algen, Bohrschwammtätigkeit, *Aulotortus* sp. und Framestones mit diffusen Riffbildnern und Mikrobenmatten gekennzeichnet. Im Handstück sind diese weißlich verwitternden, ansonst mittelgrauen, verwaschenen Dolomite nur sehr schwer von den anderen karnischen und norischen Flachwasserkarbonaten zu unterscheiden.

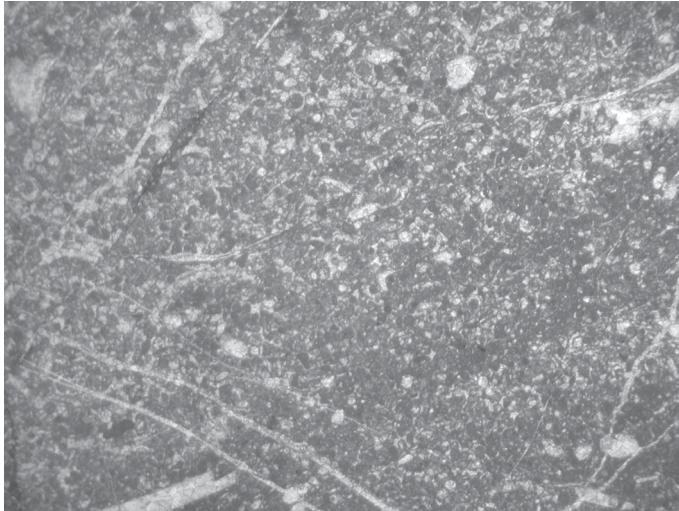


Abb. 89: Grainstone mit Pellets, Schalen, Foraminiferen, rekristallisierten Biogenen. OK 158, Bildbreite 1,4 cm.

In weiterer Folge ist die Fazies durch dolomitisierte Pack- bis Wackestones, deren Komponenten sich aus Pellets, Schalen-, Foraminiferenresten, Algen und *Aulotortus* sp. zusammensetzen, gebildet. Auch Loferite (teilweise Grainstones) mit Algenlamine, kleinen Schalen, langgestreckten Schalen, Blau-Grünalgenmikriten, Fenstergefügen, 'micritic envelopes', Pellets, Peloiden, umkrusteten Biogenen, Ooiden, Gastropoden und Aufarbeitungshorizonten, kommen vor.

Im oberkarnischen Vorriffschutt finden sich in Pack- bis Grainstones mit Peloiden, Pellets, Algen, Rotalgenkrusten, rekristallisierten Organismen, Seeigelstacheln, Riffbildnern, Schwämmen, Gastropoden, umkrusteten Biogenen, Crinoiden, Foraminiferen, *Rivulariaceen*, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Thaumatoporella* sp. (in Lagen), *Cayeuxia* sp. und *Clionia* sp.

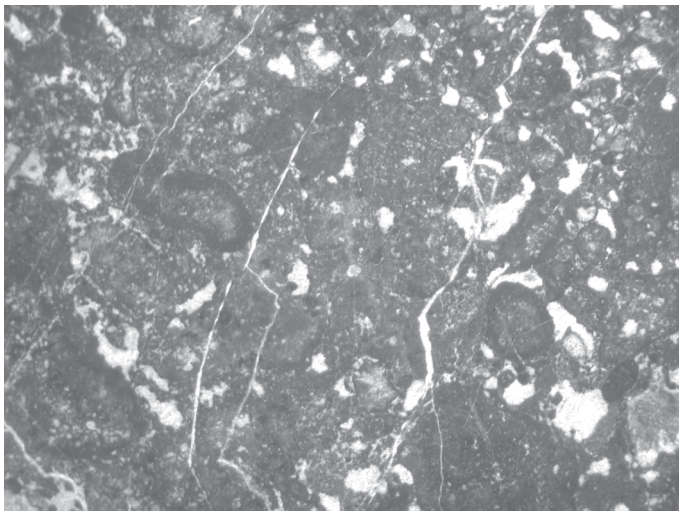


Abb. 90: Pack- bis Grainstone mit rotalgenumkrusteten Biogenen, Pellets, Schalen, Riffbildnern, Algen. OK 178, Bildbreite 1,4 cm.

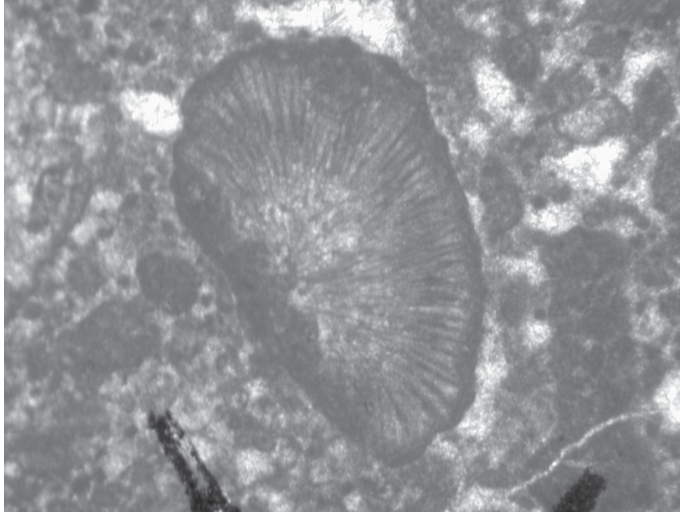


Abb. 91: *Rivulariaceae* sp.,  
Bioklastischer Pack- bis  
Grainstone. OK 178, Bildbreite  
0,25 cm.

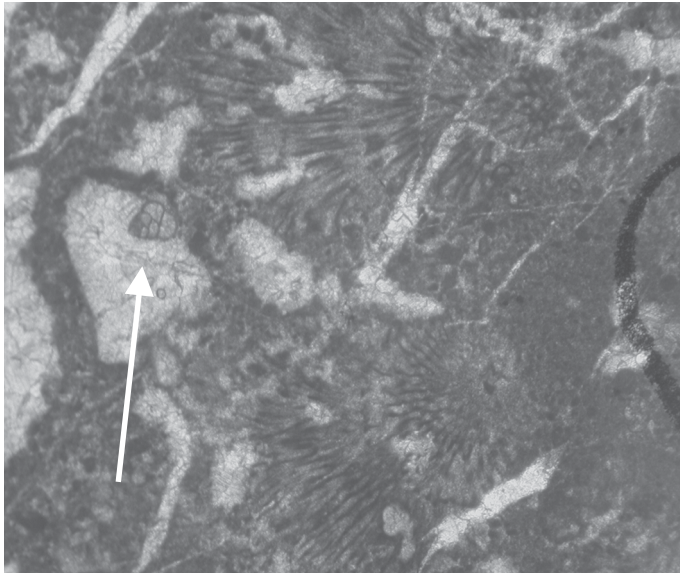


Abb. 92: *Trochammina alpina*  
KRISTAN-TOLLMANN, Pack- bis  
Grainstone mit Pellets und  
*Cayeuxia* sp. OK 178,  
Bildbreite 0,5 cm.

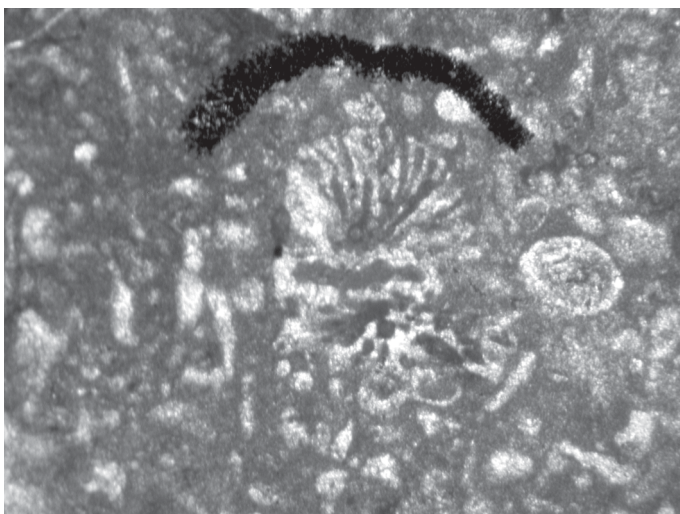


Abb. 93: *Abatea culleiformis*  
SENOWBARI-DARYAN &  
SCHÄFER, bioklastischer  
Packstone mit Riffbildnern. OK  
203, Bildbreite 0,25 cm.

Eine eigene Fazies bilden Packstones mit Schalen-, Algen-, Schwammresten, Gastropoden, Bruchstücken von rekristallisierten Biogenen, Riffbildnern, Dasycladaceenbruchstücken, und *Abatea culleiformis* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER.

In der Hauptdolomitfazies (tritt untergeordnet auf) sind dolomitische Karbonatsande mit (trochospiralen) Foraminiferen, Stromatolithen, Algenlaminiten, Ostracoden, 'birdseyes', vadosen Silten, 'micritic envelopes', Pellets, Schalenresten und umkrusteten Biogenen entwickelt.

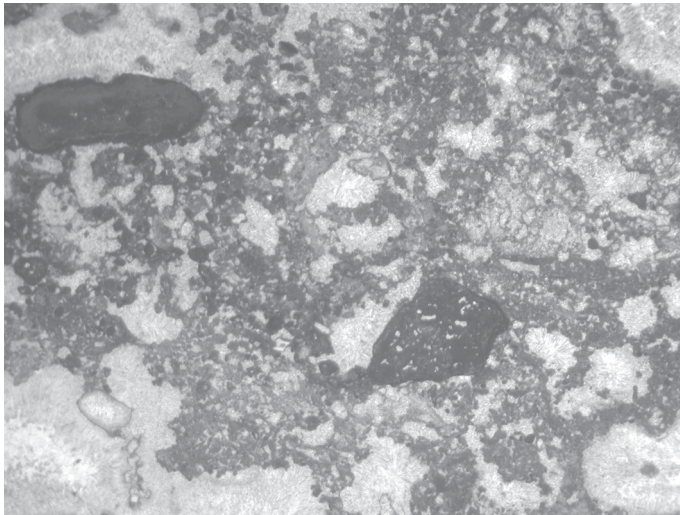


Abb. 94: Algenlaminit mit Fenstergefüge, umkrusteten Klasten, Pellets, 'micritic envelopes'. OK 370, Bildbreite 1,4 cm.

### Einheit 3

#### Nor: Dachsteinkalk Formation

Der Dachsteinkalk zeigt eine mittelgraue Farbe und bricht oft dolomitisch bis rhombisch. Die Loferite sind klassisch weißlich laminiert ausgebildet und die oberen Dachsteinkalke zeigen am frischen Bruch fossilreiche Kalke mit dunkel- bis mittelgrauer Farbe, oft mit kleinen, dunklen Gesteinsbruchstücken und gelber Hohlraumfüllung.

Die Loferite (lagunärer Dachsteinkalk) zeigen in ihrer Mikrofazies Algenlamine, Aufarbeitungshorizonte, siltige Bodenbildungen, Gipsrelikte, Schalenreste, Ostracoden, Gastropoden, 'micritic envelopes', Krümel-, Fenstergefüge, Blau-Grünalgenmikrite und Algen. Die Pack- bis Grainstones sind meistens dolomitisiert. Man kann diese Fazies mit der Pellets-Schlamm Fazies von FARHOUDI (1994) vergleichen, die dem Loferitglied B entspricht.

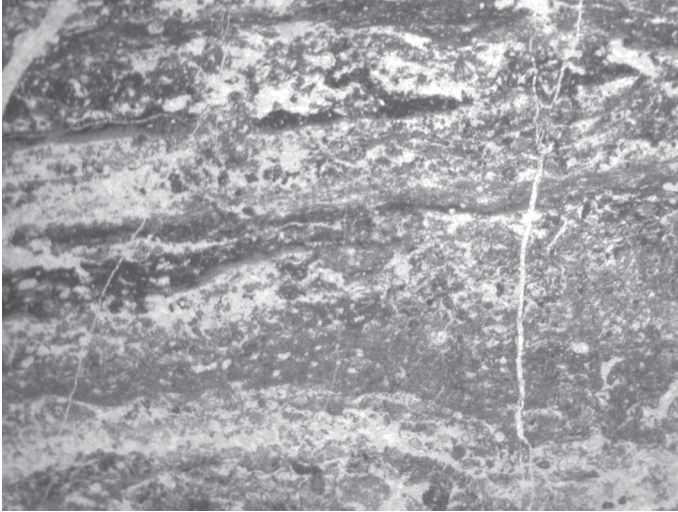


Abb. 95: Bindstone, Algenlaminit, Pellets, 'birdseyes', Schalenreste. OK 156, Bildbreite 1,4 cm.

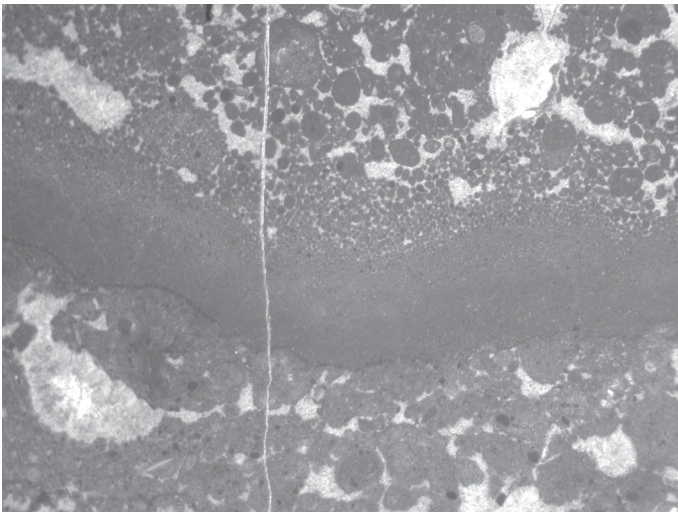


Abb. 96: gradierte Pelletslagen im Algenlaminit, über Hartgrund, 'micritic envelopes' und 'birdseyes'. OK 323, Bildbreite 1,4 cm.

Auch die Sedimente der inneren eingeschränkten Lagune sind im Nor anzutreffen. Es handelt sich auch hier um dolomitische Mikrite mit inkrustierenden Foraminiferen und Fenstergefügen (Schlamm-Fazis nach FARHOUDI 1994).

Rückriffbereiche sind durch Schalen, Schwämme, Pellets, Pelloide, umkrustete Riffbildner, Gastropoden, Algen, Korallen, Tubiphyten, Riffschutt und *Aulotortus* sp., *Heteroporella* sp. sowie *Quinqueloculina* sp. gekennzeichnet.

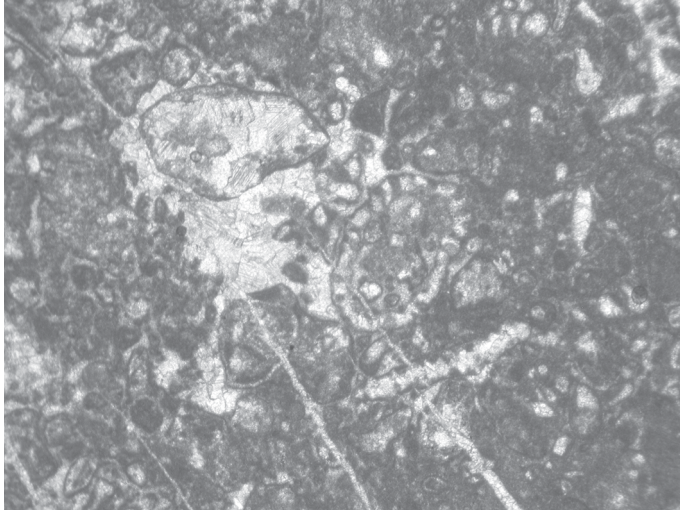


Abb. 97: Grainstone mit umkrusteten, rekristallisierten Riffbildnern, Dasycladaceen, Pellets, Tubiphyten, Algen. OK 376, Bildbreite 1,4 cm.

Rotalgenriffe beinhalten neben Rotalgen, Schalen, Gastropoden, Foraminiferen, umkrusteten Biogenen, Geopetalgefügen, Schwämmen, Algen, Megalodonten, Inkrustierern auch *Hedstroemia* sp. und *Heteroporella* sp.

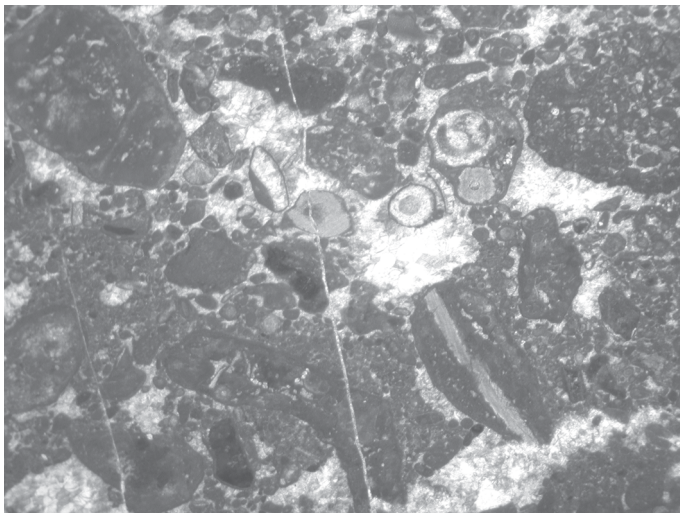


Abb. 98: Grober Grainstone mit rotalgenumkrusteten Bioklasten, Pellets, Onkoiden, Riffbildnern, Tubiphyten, Korallen. OK 135, Bildbreite 1,4 cm.

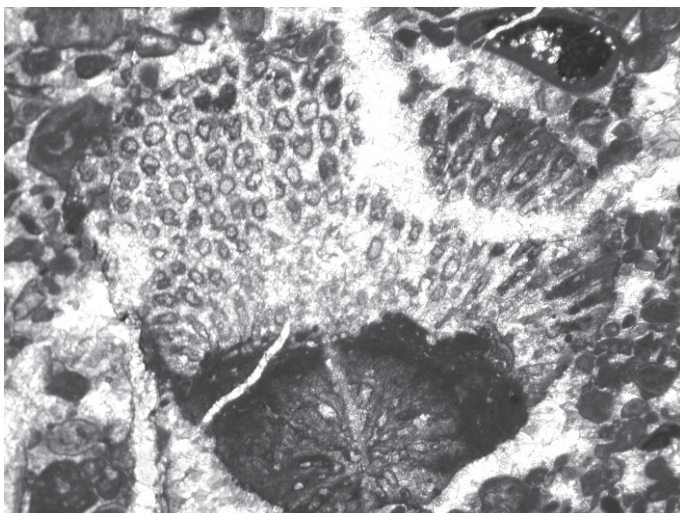


Abb. 99: *Heteroporella* sp., bioklastischer Grainstone. OK 135, Bildbreite 0,5 cm.

Daneben treten noch Grainstones mit Peloiden, Foraminiferenresten, langgestreckten Foraminiferen, Pellets, rekristallisierten und umkrusteten Biogenen, Algen, bioturbate Packstones mit 'micritic envelopes', Pellets, rekristallisierten Biogenen, Peloiden, Schalen, Seeigelstacheln, Tubiphyten, Coprolithen, Megalodonten und Pack- bis Floatstones mit Foraminiferen und *Aulotortus* sp. auf.

Weitere obertriassische Pack- bis Grainstones beinhalten *Cayeuxia* sp., *Trocholina* sp., *Taumatoporella* sp., Foraminiferen, Schwämme, Riffbildner, Pellets, Pelloide, Ostracoden, Ooide, Geopetalgefüge, dickschalige Muscheln, *Clionia* sp. und *Quinqueloculina* sp.

Algenframestones mit inkrustierenden Foraminiferen und *Galeanella* sp., Wacke- bis Packstones mit Foraminiferen, Tubiphyten, langgestreckten, fusulinidenähnlichen Foraminiferen, Klasten und Boundstones mit leicht brekziösem Charakter und großen Kalkalgen, Tubiphyten, abgerollten Oolithen, Ooiden, Riffbildnern, 'micritic envelopes', großen Schalen, Hartgründen, Crinoiden-, Rotalgenresten, Schalenlagen, Pellets, Algen und *Trocholina* sp. runden die reichhaltige norische Entwicklung ab. Weitere paläontologische Beschreibungen gibt FARHOUDI (1994).

### Einheiten südlich der Koschuta

Die Gesteine südlich des Koschutahauptkammes wurden, wie oben beschrieben, nur im Zuge einer Übersichtsbegehung kartiert. Es können von N nach S folgende Formationen erkannt werden: Dachsteinkalk Formation, Waxeneck Formation, Wetterstein Formation, Gröden Formation (siehe auch Abb. 132 und 133 im Kapitel 7.). Die beiden erstgenannten sind schon oben beschrieben worden, die Gröden und Wetterstein Formation sollen im Folgenden erklärt werden. Es ist aber nochmals anzuführen, dass die Grödener Siliziklastika und die Wettersteinkalke wahrscheinlich unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören.

### Mittelperm: Gröden Formation

Südlich der Koschuta tritt im Bereich um Dom nah Kofcah (siehe Abb. 132 im Kapitel 7.) ebenfalls die Gröden Formation auf (BUSER 1974). Es können rote, grünliche und gelbe, lehmige Sand-, Silt- und Tonsteine (OK 148-OK 150) unterschieden werden. An den genannten Lithologien sind ebenfalls XRD-Messungen durchgeführt worden (siehe Kapitel 4.4.).

Legende	
Q	Quarz
Plg	Plagioklas
Fsp	Feldspat
Il	Illit
Cl	Chlorit
Ka	Kaolinit
Ca	Calcit
Hä	Hämatit
Si	Siderit
Il - Sm	Illitreicher Illit-Smektit
Spg	Mineral der Serpentinegruppe
hkl	Nichtbasisreflex Tonminerale

Tab. 12: Legende für die folgenden Röntgendiffraktogramme.

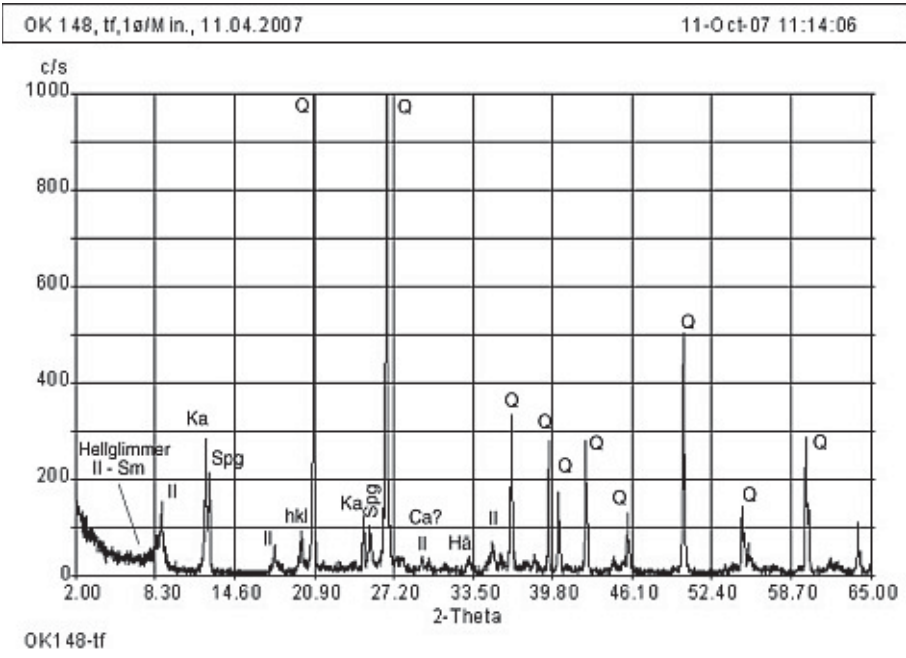


Abb. 100: rötlicher-gelber Siltstein. OK 148.

Das Auftreten von Serpentinmineralen in OK 148 kann z. B. durch den Abbau von Olivin, Pyroxen, Amphibol bzw. Serpentinisierung unter Wasseraufnahme, erklärt werden. Allerdings wären für genauere Feststellungen weitere Untersuchungen notwendig.

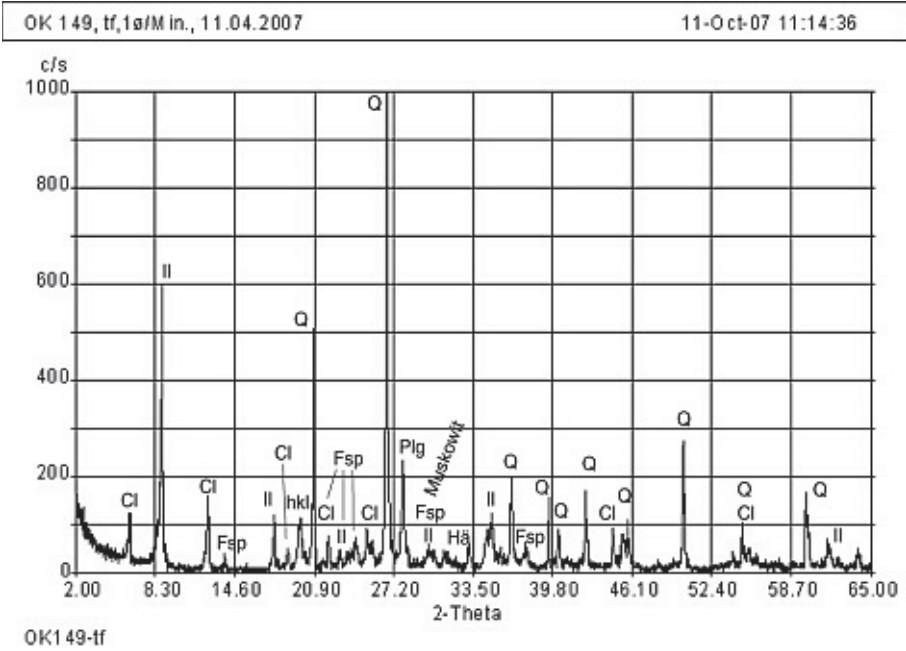


Abb. 101: rötlicher-grünlicher Siltstein. OK 149.

In OK 148 und OK 149 konnte Kaolinit nachgewiesen werden, die von BUGGISCH (1978) erwähnten hohen Kaolinitgehalte in den Karawanken konnten aber maximal in OK 148 bestätigt werden. Kaolinit im Sediment weist auf eine Zersetzung feldspatführender Silikatgesteine durch hydrothermale Lösung, Verwitterung von Feldspäten unter tropischen und subtropischen Bedingungen oder Umwandlungen aus basischen und sauren Gesteinen im Beisein höherer Niederschlagsmengen, hin. Vor allem der zweite angeführte Punkt ist in Bezug auf die Gröden Formation zu hinterfragen, da für diesen Sedimentationsraum von



ariden Verhältnissen ausgegangen wird. Weitere Kartierungen und Beprobungen wären für genauere Feststellungen anzustreben.

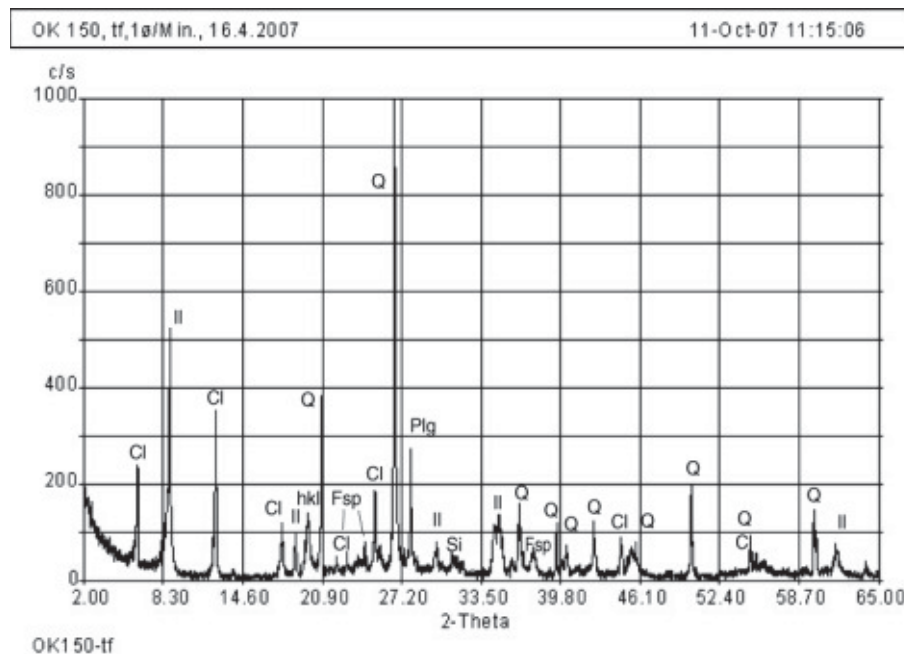


Abb. 102: rötlicher, feiner Sandstein, OK 150

In OK 150 konnte durch das Verhältnis Chlorit 001 zu Chlorit 003, mehr Magnesium in der isolierten Oktaederschicht festgestellt werden, was einer verstärkten Magnesiumaufnahme z. B. während Diagenese entsprechen kann (mündliche Mitteilung von Prof. Vortisch).

### Oberladin-Unterkarn: Wetterstein Formation

Die Wettersteinkalke und -dolomite treten nur an der Südseite der Koschuta, im Bereich westlich von Dom nah Kofcah auf (siehe Abb. 132 im Kapitel 7.). Im Handstück wirken diese dolomitischen, fossilführenden Kalke verwaschen, weißgrau, rhombisch-stückig brechend mit mittel- bis hellgrauer Färbung.

Die Wettersteinkalke sind durch Wacke- bis Packstones mit Gastropoden, Pellets, Peloiden, Foraminiferen, Dasycladaceen, Lithoklasten, Bryozoen, Riffbildnern, Seeigelstacheln, Kalkalgen, Onkoiden, Schwämmen, Schalenresten, Algen, umkrusteten Biogenen, Inkrustieren und Grainstones mit Rotalgenkrusten (teilweise evaporitisch), charakterisiert.

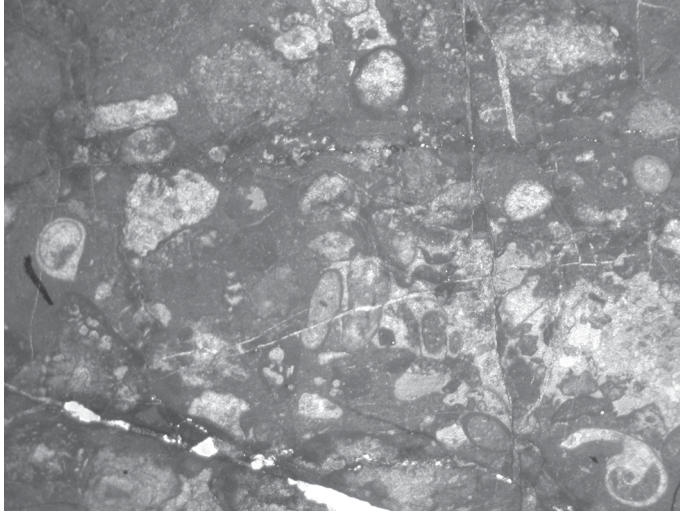


Abb. 103: Packstone mit umkrusteten Riffbildnern, Gastropoden, Schalen, Pellets. OK 143, Bildbreite 1,4 cm.



Abb. 104: evaporitischer Wackestone mit umkrusteten Biogenen, Riffbildnern, Schalen, Geopetalgefügen. OK 144, Bildbreite 1,4 cm.

## Isoliertes Vorkommen

### Nor

Entlang einer Störung, nördlich vom Hainschbauern, konnte ein kleines norisches Vorkommen festgestellt werden. Allerdings ist unklar zu welcher Einheit dieses Gestein gehört, da es, wie schon gesagt, nur sehr kleinräumig entlang einer Störung vorkommt. Das Gestein verwittert hellgrau-weißlich, mit mittelgrauer Farbe am frischen Bruch, tritt nur untergeordnet im Kartiergebiet auf (eingeschuppt entlang einer Störung) und zeigt mikrofaziell dolomitische Wacke- bis Packstones mit umkrusteten Riffbildnern, Schalen, rekristallisierten Biogenen, Crinoiden, Pyrit, Gastropoden, Foraminiferen und Pellets.

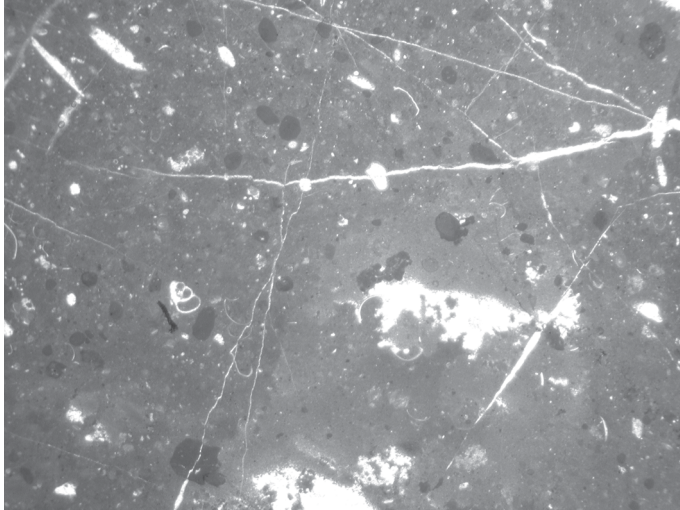


Abb. 105: Wacke- bis Packstone mit Riffbildnern, von dunkelgrauer Matrix mit Schalen, Gastropoden, Pyrit umgeben. OK 342, Bildbreite 1,4 cm.

## 5.2. Diagenese

Die Temperaturüberprägung der Conodonten wird über den CAI-Wert bestimmt (siehe auch Kapitel 4.3.). In der anschließenden Tabelle erfolgt eine Darstellung der, für das Gebiet relevanten, Temperaturbereiche.

CAI	Temperaturbereich	Durchschnittstemperatur
1,0	50°C-80°C	< 65°C
1,5		80°C
2,0	60°C-140°C	100°C
2,5		130°C
3,0	110°C-200°C	160°C

Tab. 13: Überblick über die CAI-Temperaturbereiche, verändert nach EPSTEIN et al. (1977), REJEBIAN et al. (1987) und JONES (1992).

FAZIES \ CAI	1,5 - 2,0	2,0 - 2,5	2,5 - 3,0
Rot-Grau Kalke	OK 186      OK 326	OK 319      OK 251	OK 306      OK 358 OK 380
rote Spaltenfüllung im Zementkrustenriff	OK 320		
dunkelgrauer Pack- bis Wackestone			OK 279
Brekzie mit unterschiedlichen Komponenten in roter Matrix		OK 270	
allodapische Schuttströme des Zementkrustenriffes	OK 261	OK 262	
Grainstone, Muschelschill, pelagische Basis des anisichen Zerbrechens	OK 255	OK 185 (Pelson)	
Rudstone des Zementkrustenriffes, Oberer Hang	OK 17	OK 229	
Wacke- bis Packstone mit Radiolarien, Reiflinger Fazies		OK 182 (Illyr)	
Grainstone mit Schalen, Ooiden, Gastropodenoolith		OK 24 (Oberskyth)	

Alle nicht extra beschrifteten Proben zeigen ein Alter von Oberanis - Oberladin/Unterkarn

Abb. 106: Zusammenhang zwischen CAI und Fazies der beprobten Gesteine.

Die CAI-Werte der Proben können in drei Gruppen eingeteilt werden. CAI-Werte zwischen 1,5 bis 2,0, 2,0 bis 2,5 und 2,5 bis 3,0. Generell ist der CAI-Wert der Proben von der Fazies unabhängig (siehe Abb. 106).

### 5.3. Tektonische Daten

Voranzusetzen ist, dass bedingt durch die wenigen Aufschlüsse, auch die Anzahl der gemessenen Werte nicht besonders groß ist. Des weiteren ist zu sagen, dass Schichtung, Klüftung und Störungen im Großteil der lithologischen Einheiten sehr differieren. In den folgenden Abbildungen ist von den wichtigsten Lithologien das Schichteinfallen in 'Contour Plots' dargestellt. Zwei weitere Abbildungen mit dem Kluftsystem und den Störungen vervollständigen die Auswertung. Die 'Contour Plots' sind, wie die im Kapitel 5.1. besprochenen Formationen, den einzelnen unterschiedlichen tektonischen Einheiten (1-3) zugeordnet.

## Einheit 1

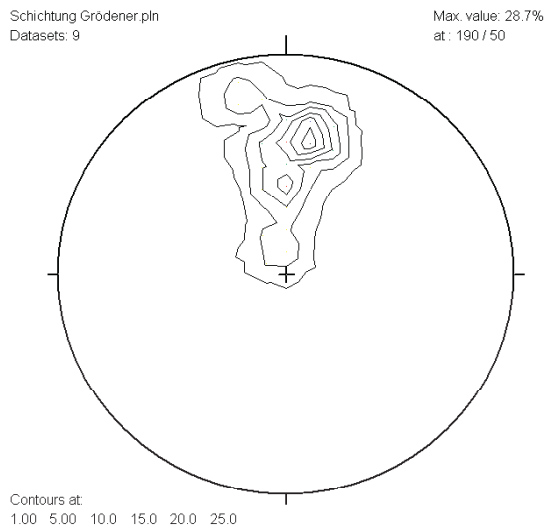


Abb. 107: Sehr homogenes, flach-  
mittelsteiles Einfallen der Gröden  
Formation nach S.

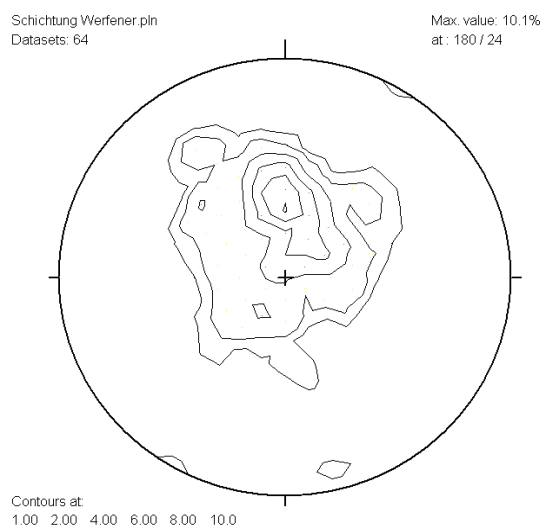


Abb. 108: Die Einfallsrichtungen der  
Werfen Formation differieren erheblich.  
Das ist auf die vielen kleinen Störungen  
und Versätze innerhalb der Formation  
zurückzuführen und zeigt die Verstellung  
an der Basis der Schichtfolge an.

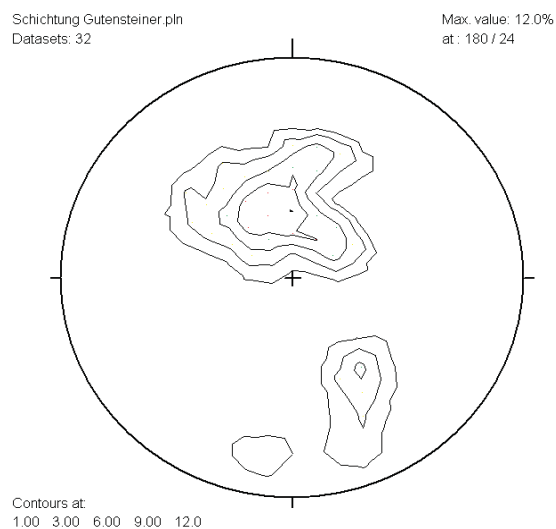


Abb. 109: Die Einfallsrichtungen der  
Gutenstein Formation differieren erheblich.  
Das ist, wie bei der Werfen Formation,  
auf die vielen kleinen Störungen und Versätze  
zurückzuführen und zeigt klar die Ver-  
stellung an der Basis der Schichtfolge an.

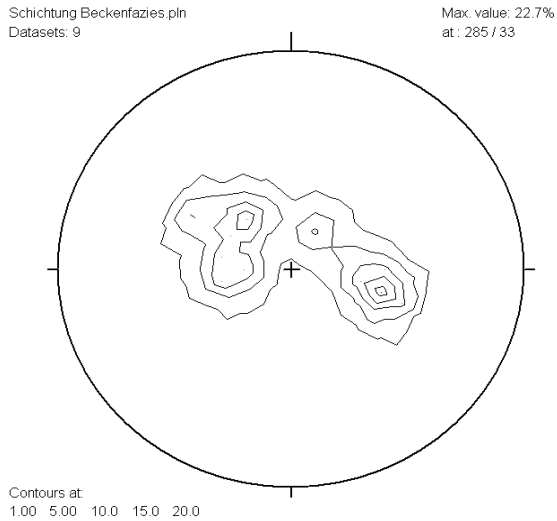


Abb. 110: Das Einfallen der oberanisischen-ladinischen Beckenfazies ist flach-mittelsteil nach SE bzw. NW.

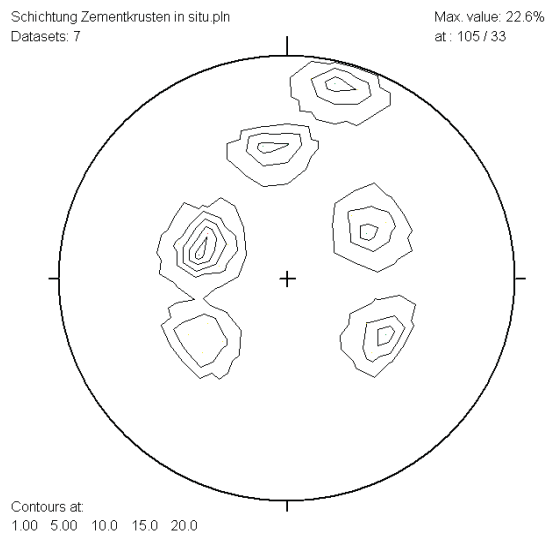


Abb. 111: Man erkennt ein starkes Differieren im Einfallen der Slope-sedimente der in situ Zementkrustenriffe.

## Einheit 2 und 3

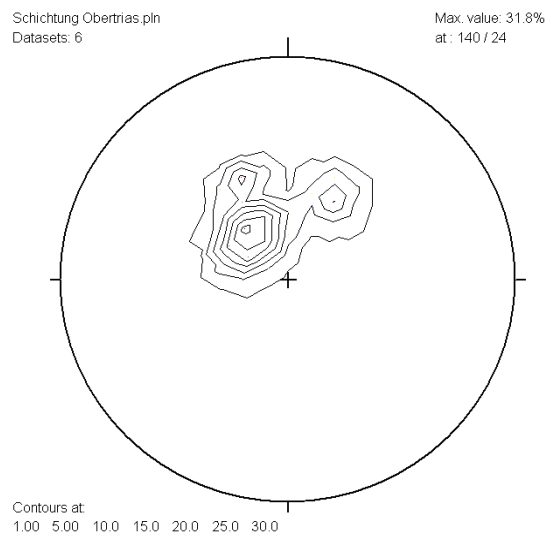


Abb. 112: Die obertriassischen Schichten fallen generell flach nach SE-S-SW ein. Es ist kein Unterschied zwischen Einheit 2 und 3 zu erkennen.

### Klüfte (Einheiten 1-3)

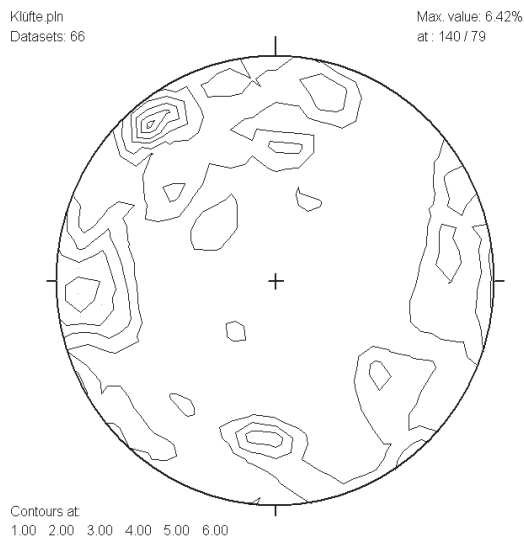


Abb. 113: Ein Maximum liegt bei steil nach SE einfallenden Klüften. Das konjugierte System ist nicht so gut nachgewiesen worden. Die zweite Richtung sind steil nach N bzw. S einfallende Klüfte und das dritte System zeigt, steil nach W bzw. E einfallende Klüfte, an.

### Störungen (Einheiten 1-3)

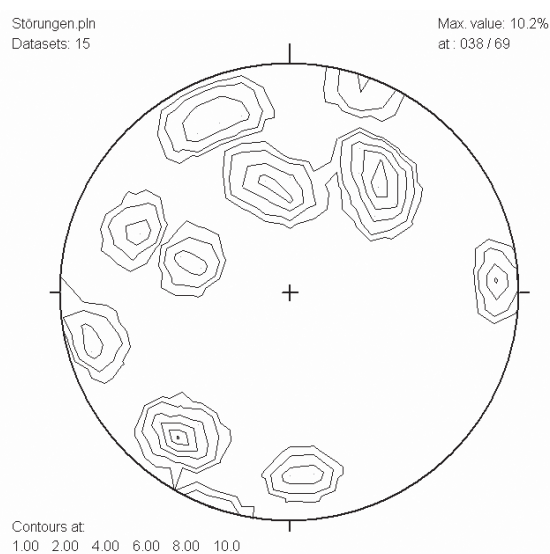


Abb. 114: Die oben genannten Hauptrichtungen lassen sich auch in den Störungen nachweisen. Allerdings tritt vermehrt mittelsteiles Einfallen auf.

Die Analyse der Clar-Messwerte sollte aber auf jeden Fall, mit den Ergebnissen der kartierten Störungen in der Karte gemeinsam betrachtet werden. Im Folgenden werden die Ergebnisse der struktureologischen Kartierung, nach Einheiten getrennt, vorgestellt.

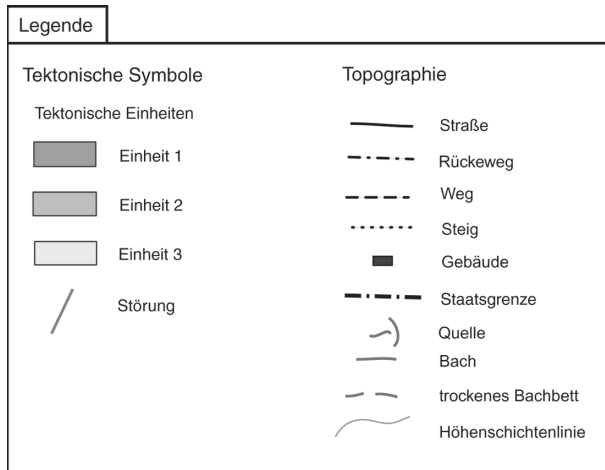


Abb. 115: Legende zum tektonischen Überblick in Abb. 116.

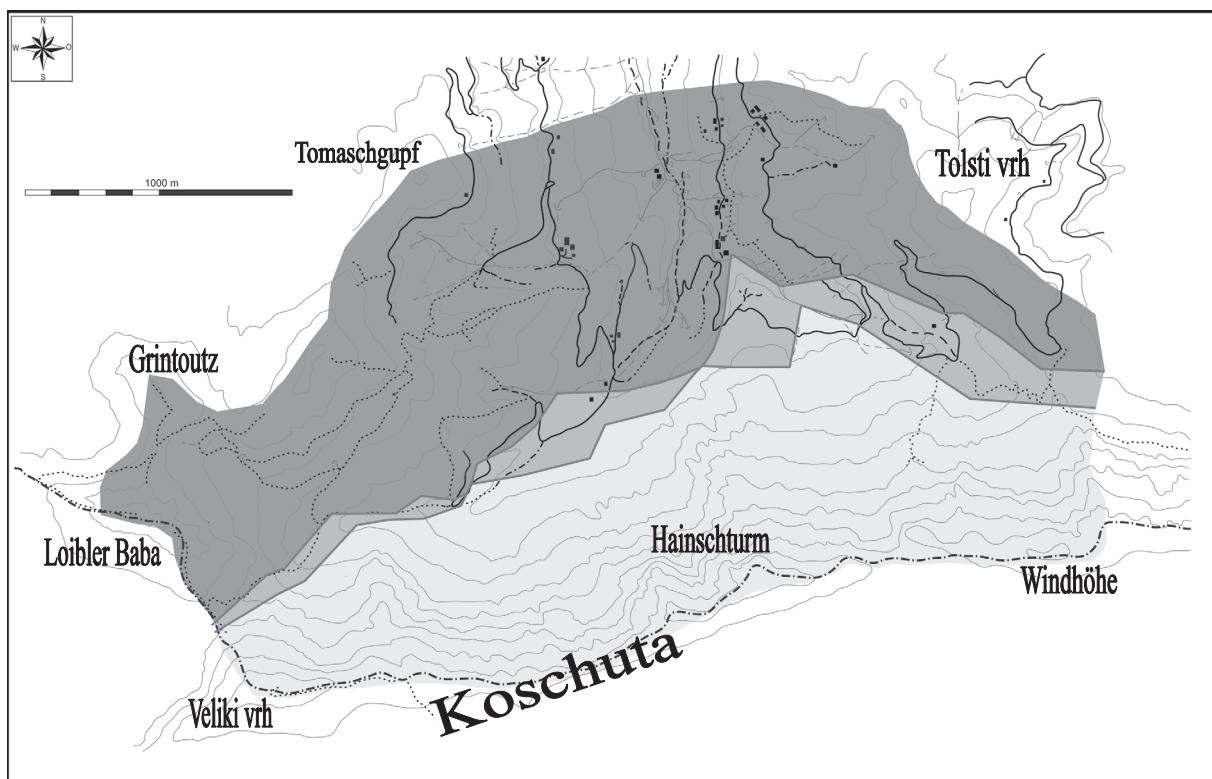


Abb. 116: Übersicht über die tektonischen Haupteinheiten in der westlichen Koscutha.

## Einheit 1

Im Bereich der Skarbina und des Tolsti vrh fallen die Schichten generell flach bis mittelsteil nach S ein, in der Nähe von steilen Störungen (NW-SE und N-S streichend) variieren auch die Schichtungen in alle vier Himmelsrichtungen. Das kann im Zusammenhang mit Verkipnungen von Blöcken gesehen werden. Zusätzlich ist die Werfen Formation am Tolsti vrh flachwellig, mit E-W streichenden Achsen, verfaultet und durch steile N-S bzw. NE-SW streichende Störungen zerteilt. Vor allem entlang der Forststraße von der Malelam zum Pischenzasattel konnten einige nordvergente Faltschenkel eingemessen werden.



Im Bereich der Forststraße in Richtung Malealm konnte ein NE-fallendes Bewegungslinear, an einer NW-SE streichenden, dextralen Störung, eingemessen werden (siehe auch Geologische Karte und Kapitel 6.2.).

In der Umgebung von Hornik, Hornikbach und Tomasgupf ist, bedingt durch tektonische Zerstückelung und Blockkippen, ein Einfallen in alle Richtungen zu beobachten. Viele kleine Störungen, die NW-SE und NE-SW streichen, sind dafür verantwortlich. Lineare zeigen tektonische Bewegungen nach NNE an.

Am Zeller Prapotnik fallen die Schichten generell nach S, durch Bergzerreissung und Doppelgipfelbildung sind diese jedoch auch nach W gekippt.

Der Loibler Baba ist durch steile, nach E und W einfallende Klüfte geprägt, zusätzlich wird der Berg durch steile NW, N und NE streichende Störungen zerschnitten. Am Südgrat treten zwischen 1830 m und 1840 m Karstspalten auf, am Nordgrat bei 1760 m. Diese fallen steil nach N ein.

Die Slopesedimente der Loibler Baba, im Bereich des Dovjaksattels, fallen mittelsteil nach NE und NW. Steil nach S-fallende Klüfte sind am Grintoutz einzumessen.

Die Reifling Formation am SW Hang des Grintoutz fällt flach bis mittelsteil nach SE bzw. E ein.

Im Bereich des oberen Hainschgrabens sind einmessbare Aufschlüsse sehr selten, einzig flach nach SW und SE einfallende Slopesedimente konnten beobachtet werden.

Hingegen können an der Forststraße im oberen Hainschgraben mittelsteil nach SE, S und SW einfallende Schichtungen eingemessen werden. Am Hang dahinter ist das Einfallen generell mittelsteil nach S. An der Straße zeigen Bewegungslineare tektonische Bewegungen nach NNE an.

## **Einheit 2 und 3**

Die Waxeneck Formation am Koschutanordfuß und die Dachsteinkalke der Koschuta fallen flach bis mittelsteil nach SE, S und SW ein, mit steil nach E bzw. W und steil nach N bzw. S einfallenden Klüften. Zur Waxeneck Formation ist zu sagen, dass diese Einheit entlang des Koschutafußes zieht und durch NE-SW streichende Störungen versetzt wird.

## **5.4. Erläuterungen zur Geologischen Karte**

Nachfolgend wird kurz auf die Kartierung der einzelnen Einheiten eingegangen. Durch mehrere Querprofile (siehe Abb. 120-124) sollen die Strukturen und der Bauplan besser veranschaulicht werden. Anhand der geologischen Karte und dem tektonischen Überblick (Abb. 116) kann man erkennen, dass es sich in der westlichen Koschuta um drei tektonisch eigenständige Blöcke handelt, die durch große Seitenbewegungen getrennt sind.

Die ältesten Ablagerungen der ersten Einheit (Goggauer Kalk (Unterperm) und Gröden Formation (Mittelperm)) liegen am nördlichsten und fallen flach bis mittelsteil nach S ein. Sie zeigen durch ihre differierenden Gesteinsfestigkeiten immer störungsgebundene Kontakte. Auch der Kontakt zwischen der klastischen Gröden Formation und der karbonatischen Bellerophon Formation ist, aufgrund von rheologischen Unterschieden, tektonisch überprägt. Generell ist ein Erkennen von Störungen in den siliziklastischen Bereichen durch die weiche Geländemorphologie und die Tendenz zu Rutschungen sehr schwierig. Nördlich vom Schiher zeigt die Gröden Formation eine Wechselfolge von roten Tonsteinen und roten-grauen Sandsteinen, im Bereich des Parkplatzes (N Hornik) und bei der unterhalb liegenden Quelle sind überwiegend vulkanisch beeinflusste Gesteine anzutreffen. Durch das gleichmäßige Einfallen nach S, im Gegensatz zur hangenden Werfen Formation stellt sich die Frage, ob die

permischen Gesteine nicht eine eigenständige tektonische Einheit bilden. Dafür wären aber noch weitere Untersuchungen im Bereich nördlich der Skarbina und im Hainschgraben notwendig.

Große Flächen nimmt die Werfen Formation (Untertrias) ein. Die siliziklastischen Basisfolgen sind schlecht aufgeschlossen und bilden meist morphologisch weiche Gebiete (z. B. die Wiesen südlich der Skarbina). Auch sind sie im Gelände, wie oben beschrieben, von der Gröden Formation nur sehr schwer zu unterscheiden. Neben den basalen Werfener Gesteinen ist auch das Campil Member, durch den hohen Anteil an Siliziklastika, sehr empfindlich auf Erosion und tektonische Bewegungen und daher oft an Störungen eingeschuppt. Der Bereich der Untertrias ist durch Störungen in zahlreiche kleine Blöcke gegliedert. Die unterschiedlichen Werfener Schichtglieder sind in der Geologischen Karte mit Übersignaturen gekennzeichnet.

Die Gutenstein Formation (Unteranis) ist im stratigraphisch Hangenden der Werfen Formation zu finden (südwestlich Hornik, Tolsti vrh), oft aber auch, von Störungen begrenzt, an die Werfener Abfolge anschließend (Tomaschberg). Die oberen Werfener und die unteren Gutensteiner Dolomite sind im Gelände nur schwer zu unterscheiden (vgl. dazu auch REITERER 2004). Hier konnte mit Hilfe der Mikrofaziesanalyse die Kartierung verbessert werden.

Darüber folgt die Steinalm Formation (Pelson). Diese ist im Sattel zwischen Tomaschberg und Zeller Prapotnik und im Graben westlich der Zollhütte anstehend. Der Großteil der Steinalm Formation befindet sich im Bereich nördlich der Hainschbauernquellen und ist durch Übersignaturen gekennzeichnet, da diese Sedimente nur sporadisch als Blöcke auftreten und im Gelände von den lithologisch sehr ähnlichen Zementkrustenriffblöcken nicht unterschieden werden können.

Die Contrin Formation (Illyr) und die Schlern Formation (Oberladin-Unterkarn) bilden die Zementkrustenriffe (teilweise mit nicht rezenten Verkarstungserscheinungen und Bodenbildungen) der Loibler Baba und des Grintoutz. In den in situ Riffen sind junge Störungen oft durch Brekzienbildungen (Dolomitkataklastite), ausgeprägte Rücken und Scharfen gekennzeichnet. Diese Zementkrustenriffe kommen aber auch in morphologisch tieferen Regionen, nördlich vom Hainschbauern, und im Bereich der Hainschbauernquellen vor. Die in der Karte unter den Hainschbauernwiesen dargestellten Zementkrustenriffe entsprechen der einfachsten Vorstellung, da das Gelände durch quartäre Ab- und Umlagerungen (Murenabgänge) von Werfener und Gutensteiner Gesteinen komplett überdeckt ist (u. a. REINSDORFF 1995). Allerdings konnten im Bereich der westlichsten Hainschbauernquelle, in einer Steilstufe, anstehende Zementkrustenriffe bzw. Steinalmkalk beobachtet werden, über denen nach einer kleinen Verebnung, etwa 1,5-2 m hoch, der Schutt der Massenbewegungen abgelagert ist.

Daneben ist, zumeist über den oberen Werfener Schichten, eine Beckenabfolge (Oberanis-Oberladin) mit Brekzien (Gutensteiner, Werfener, Vulkanit und Steinalm Komponenten), Kieselkalken (Reifling Formation), Rot-Grau Kalken (Schreyeralmkalk, Loibl Formation), Graukalken (Buchenstein Formation) und Vulkaniten entwickelt (Zeller Prapotnik, oberer Hainschgraben, Loibler Baba Alm). Einige Stellen (oberer Wanderweg zur Loibler Baba) zeigen am Übergang von in situ Riff zum Becken die pelagische Basis der Entwicklung. In der Karte sind diese Beckenfüllungen mit den entsprechenden Übersignaturen gekennzeichnet. In den Beckensedimenten ist eine große Anzahl von kleinen Störungen, die sich auch oft in Verebnungen darstellen, vorhanden. Allerdings ist der Großteil äußerst schwierig zu erkennen.

Den überwiegenden Teil der Beckenfüllung nehmen aber die Schuttströme, Blöcke, Brekzien und allodapischen Kalke (Definition nach MEISCHNER 1964) der Zementkrustenriffe ein. Mit den Beckensedimenten bilden sie vor allem im oberen Hainschgraben die Bedeckung der Hänge, und es kann bei schneller Betrachtung leicht der Eindruck von rezentem Hangschutt

entstehen. In der Karte wurde der Übersicht halber, auf die Übersignatur der Zementkrustenschuttbereiche verzichtet.

Am Nordosthang des Zeller Prapotnik (siehe Abb. 118, Profil 6) konnte in der Becken-Brekzienabfolge ein Profil aufgenommen werden (siehe Abb. 117).

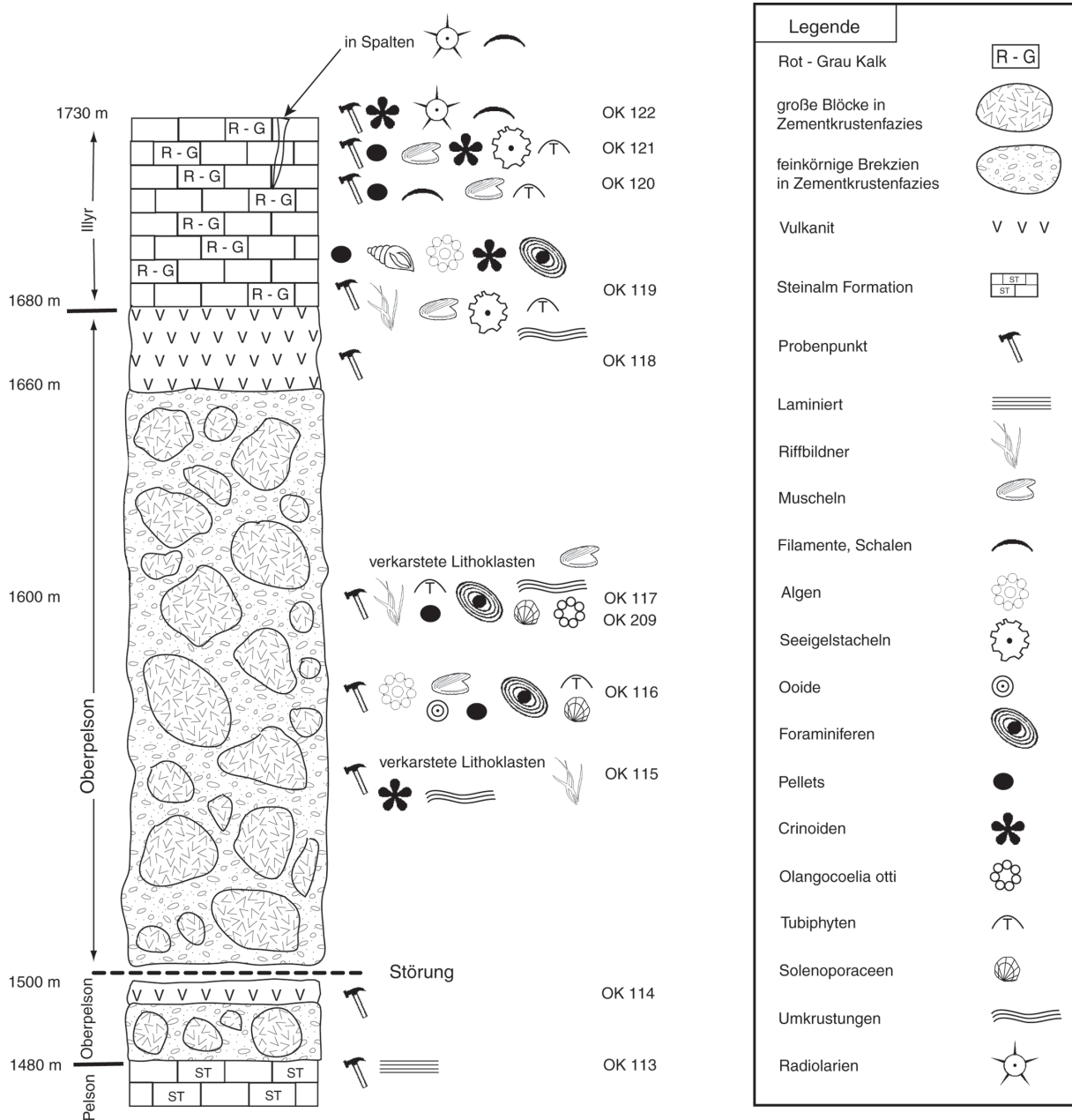


Abb. 117: Profil durch die oberanisische Beckenfüllung am Zeller Prapotnik.

Über den oberanisischen-oberladinischen Beckensedimenten wurde die Raming Formation abgelagert. Sie ist im oberen Hainschgraben an kleinen Störungen eingesenkt und dadurch noch erhalten. Im Bereich Schpetschiak überlagern Vulkanite, Rot-Grau Kalke und Raminger Kalke die Zementkrustensriffe. Im Hangenden vervollständigen dann schwarze Sandsteine und Kalke der Leckkogel Schichten diese Abfolge.

Die zweite Einheit (Waxeneck Formation) ist in ausgelängten, tektonischen Blöcken am Fuß der Koschuta zu kartieren. Diese Einheit kommt auch im Grabenuntergrund südwestlich des

Hainschbauern (durch Werfener, Gutensteiner und anderen quartären Schutt verhüllt) und am/unter dem Almboden der Malealm (teilweise durch rezente Dachsteinkalkschuttströme überlagert) vor. Im Bereich des Pischenzasattels ist diese obertriassische Entwicklung mit Blöcken aus dem Zementkrustenriffbereich verschuppt.

Die Dachsteinkalk Formation ist die südlichste tektonische Einheit im Kartiergebiet und durch ihre schroffen Nordhänge auf der österreichischen Seite, nicht zu begehen. Nur im Bereich des Hainschbauern erreicht man, wenn man über die Schütten aufsteigt, den Fuß der Wände. Besser ist, man begeht den Hauptkamm von der slowenischen Seite aus. Der Dachsteinkalk fällt generell flach nach SE-SW ein und ist durch steile Störungen zerteilt.

Störungen und Seitenverschiebungen sind das tektonische Hauptmerkmal in der westlichen Koschuta. Wie man auf der Karte erkennen kann, ist eine Vielzahl von unterschiedlichen Richtungen zu erkennen. Wesentlich ist, dass die drei oben genannten Einheiten durch große Seitenbewegungen begrenzt werden. Diese können zumeist nicht im Gelände verfolgt werden, sondern die Geometrie ergibt sich erst nach dem Einzeichnen auf die Karte. Entlang der Störungen sind des öfteren größere tektonische Schürflinge mitgerissen und hochgeschuppt wie z. B. die Bellerophon Formation, das Paläozoikum östlich vom Hornik, die oberanischen-ladinischen Beckensedimente am Hainschsattel, die Obertrias westlich vom Hainschbauer und das Nor nördlich vom Hainschbauer. Das geht soweit, dass im Bereich südwestlich der Skarbina, mitteltriassische Zementkrustenriffblöcke zwischen den beiden, primär nicht zusammengehörigen, Einheiten des Goggauer Kalkes und der Gröden Formation, zu liegen kommen.

Sehr häufig sind, entlang der Störungen, aber auch kleine Blöcke, wie im oberen Hainschgraben, eingeschuppt. Diese Bereiche sind durch entsprechende Übersignaturen in der Karte gekennzeichnet.

Die nachfolgend gezeigten Profile sollen die tektonischen Gegebenheiten noch besser veranschaulichen.

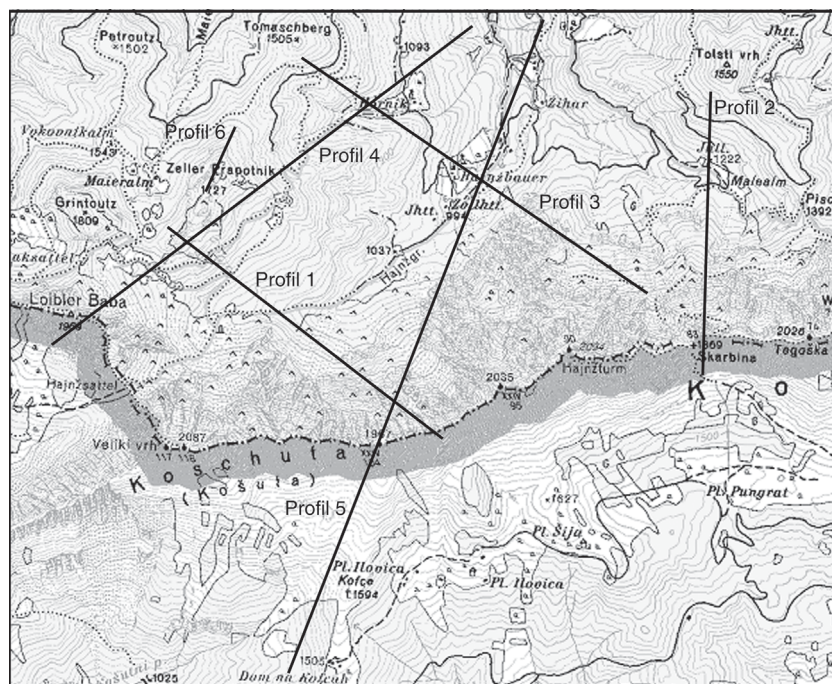


Abb. 118: Lage der nachfolgend dargestellten Profile.

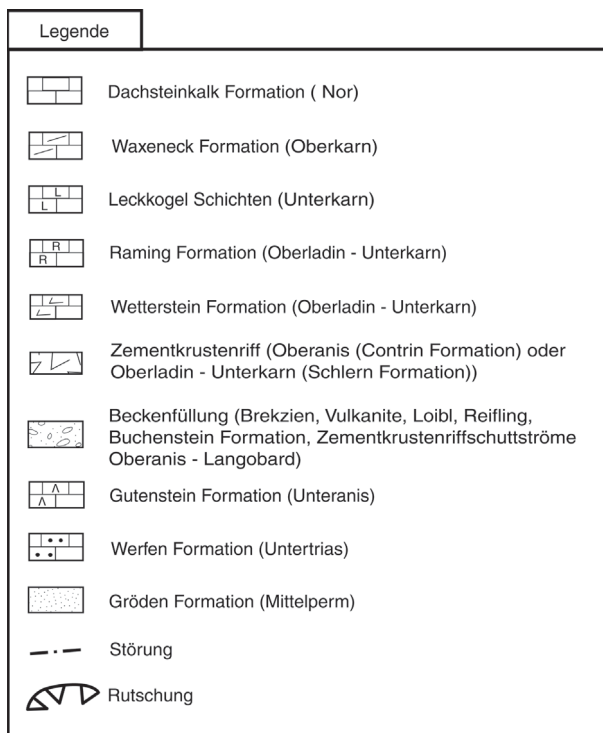


Abb. 119: Legende zu den nachfolgenden Profilen.

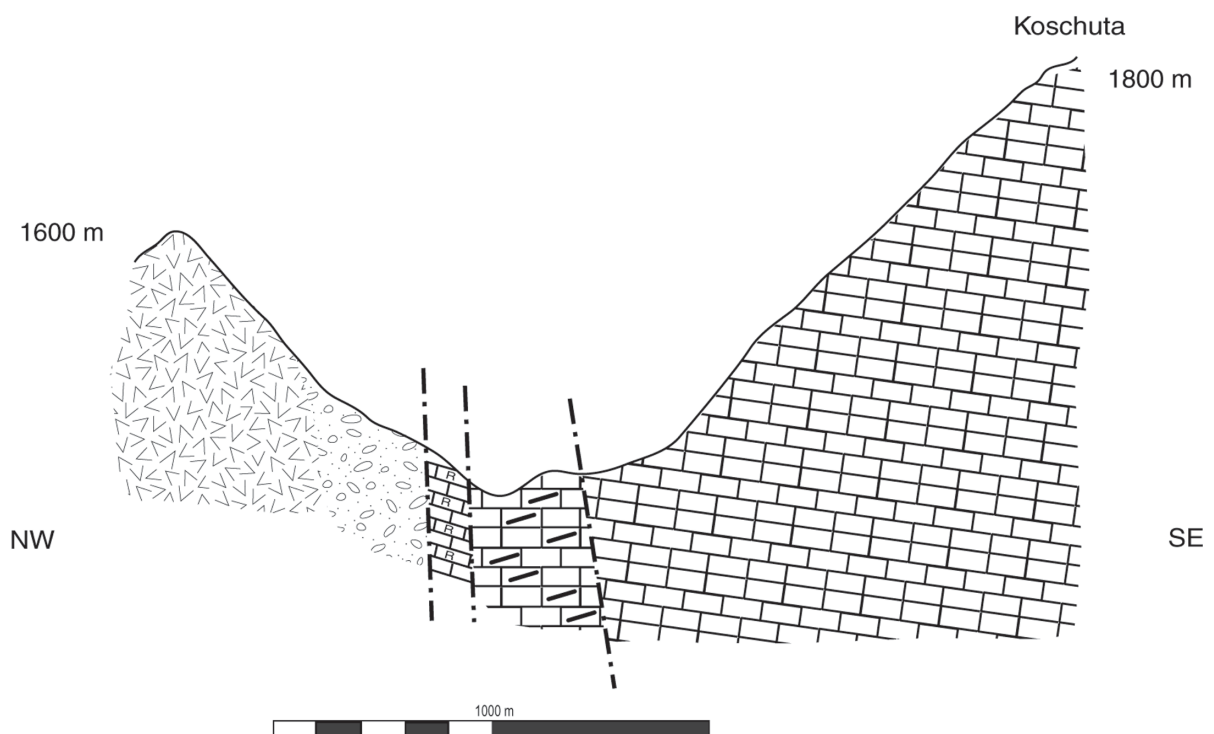


Abb. 120: Profil 1, zur Lage siehe Abb. 119.

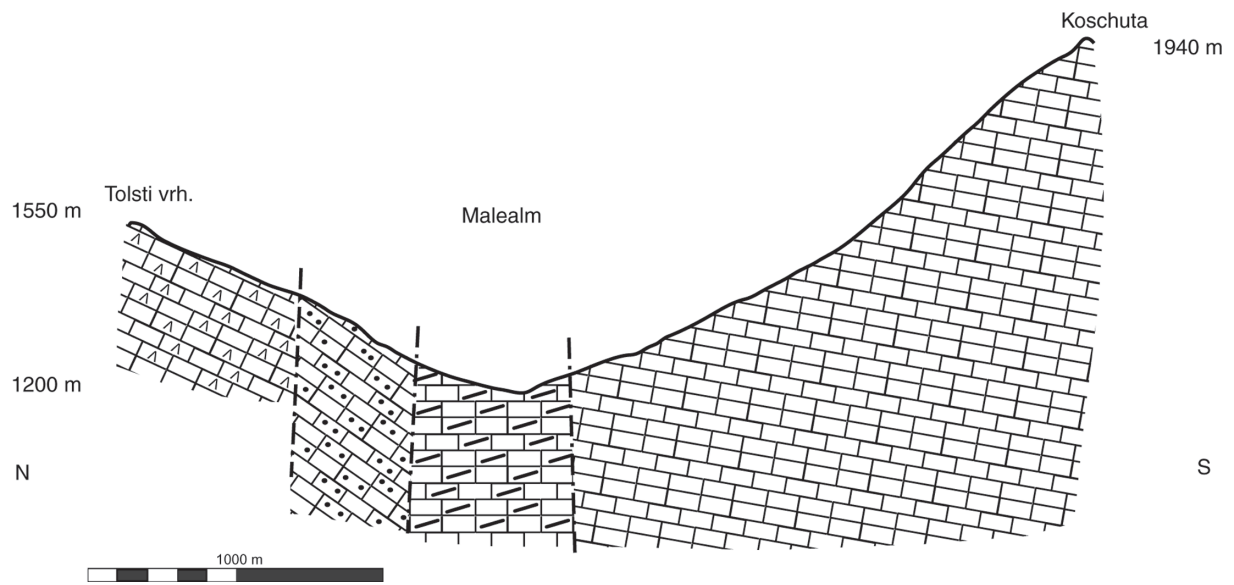


Abb. 121: Profil 2, zur Lage siehe Abb. 119.

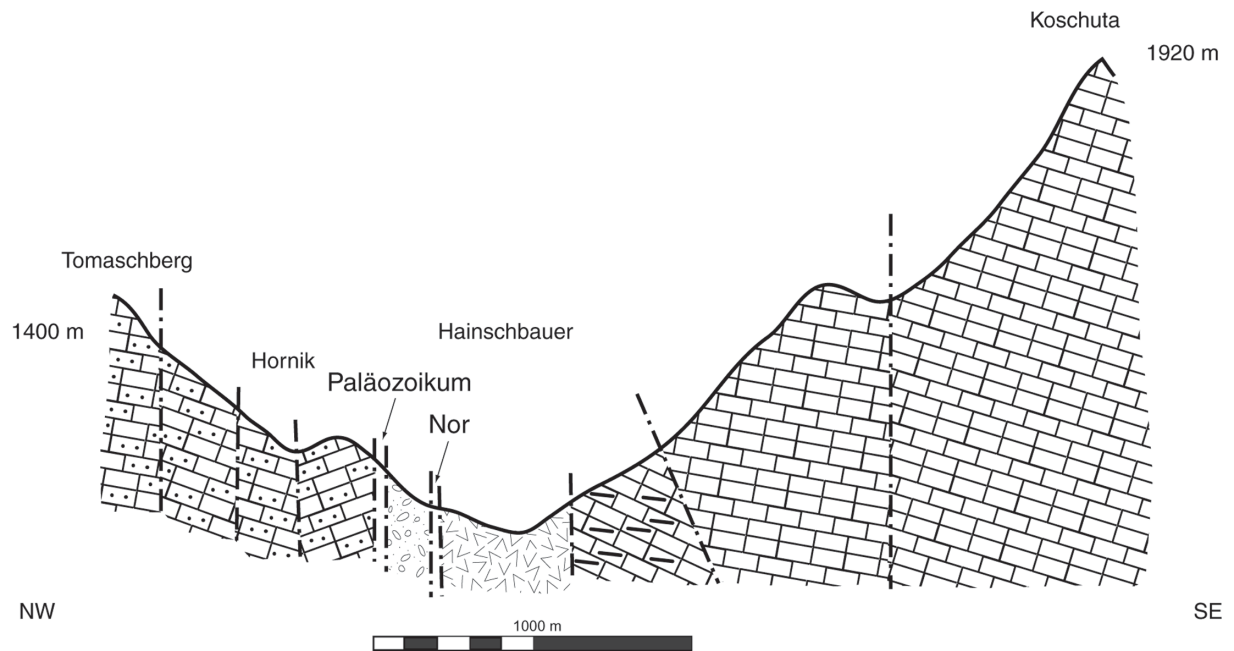


Abb. 122: Profil 3, zur Lage siehe Abb. 119.

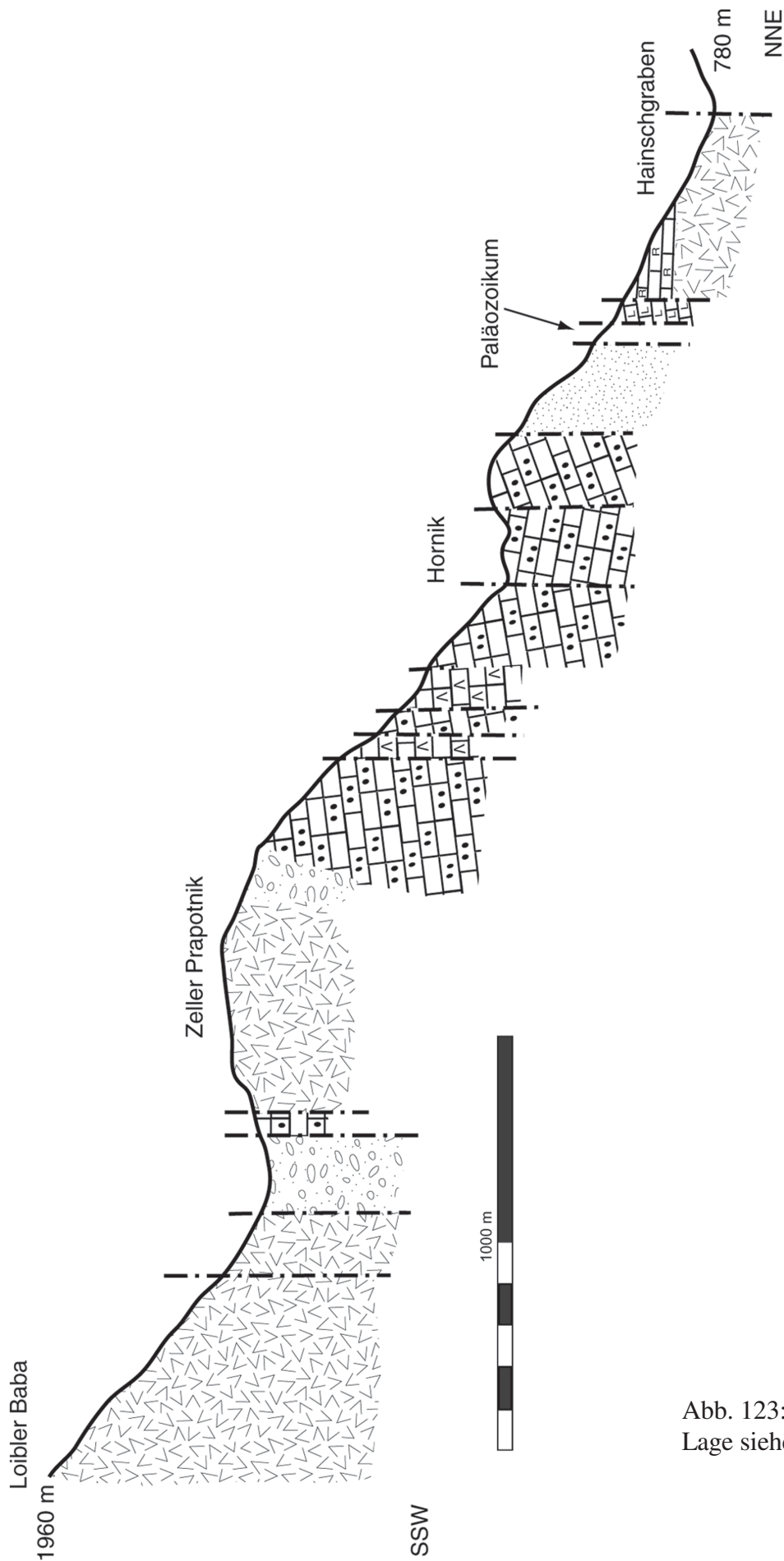


Abb. 123: Profil 4, zur Lage siehe Abb. 119.

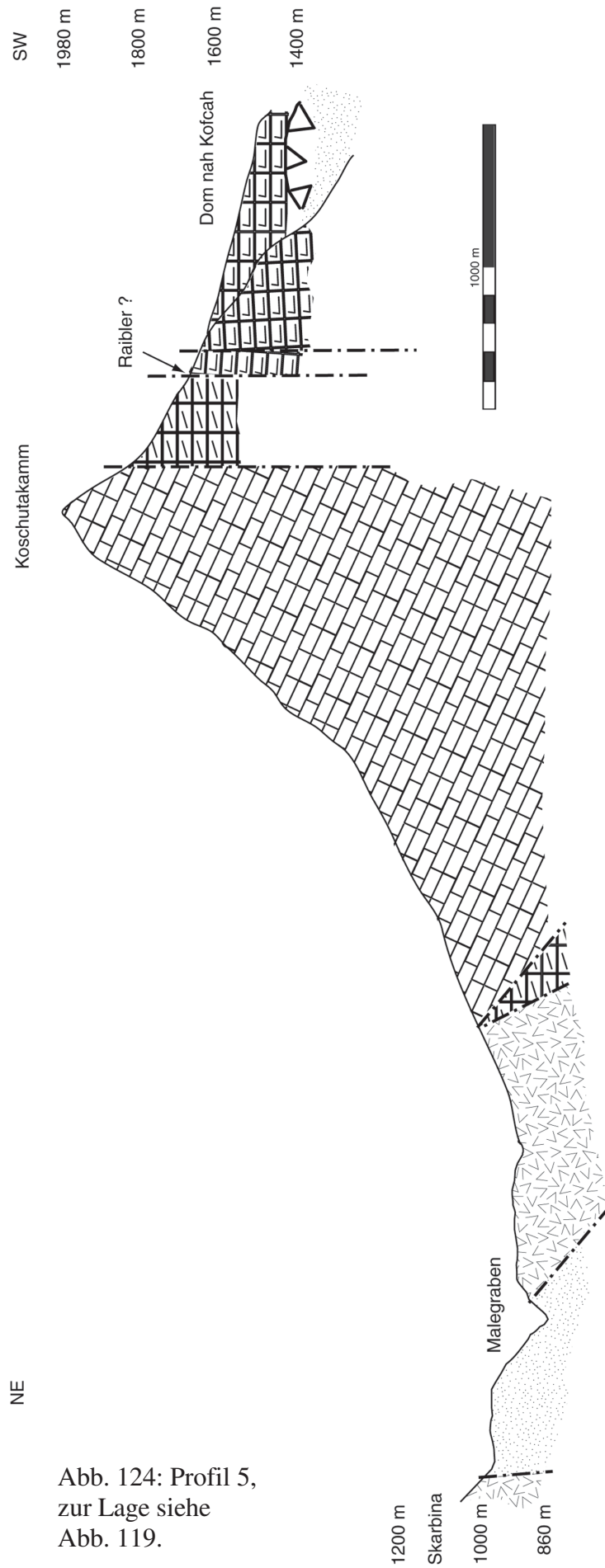


Abb. 124: Profil 5,  
zur Lage siehe  
Abb. 119.



## 6. Diskussion und Interpretation

### 6.1. Interpretation des Sedimentationsgeschehens

Einführend soll die, in dieser Arbeit ermittelte, sedimentäre Schichtfolge der westlichen Koschuta jener der stratigraphischen Tabelle von Österreich (2004) gegenübergestellt werden.

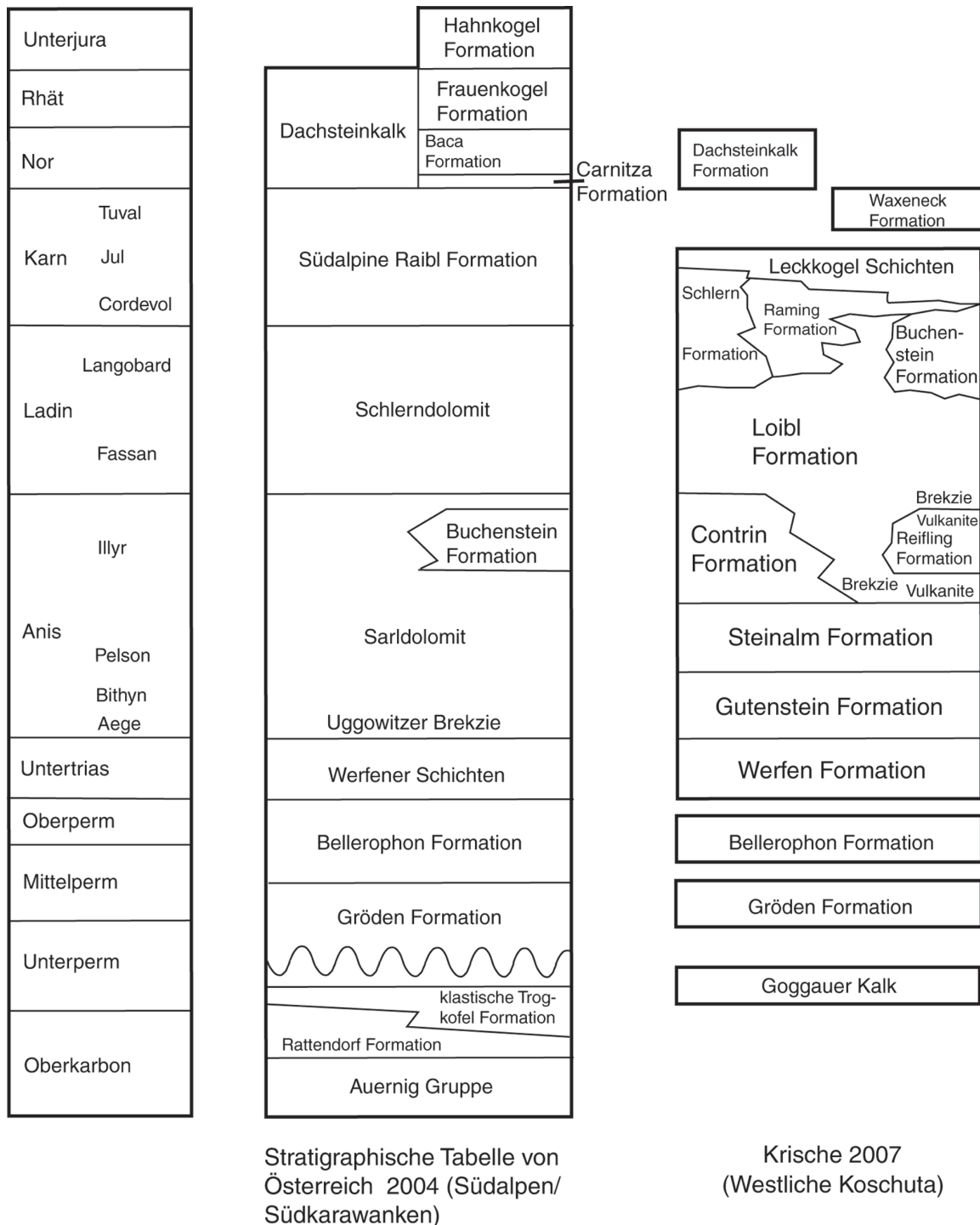


Abb. 125: Überblick über die Schichtfolge der Südalpen/Südkarawanken und der westlichen Koschuta.

## Einheit 1

Die Sedimentationsabfolge beginnt im Kartiergebiet im Unterperm mit der klastischen Trogkofel Formation (Kosna Schichten). Hier werden, neben siliziklastischen Einträgen, in einem flachen Schelfmeer Karbonatrampen (Goggauer Kalk) gebildet. Durch tektonische Bewegungen und Reliefbildung im Hinterland kommt es im mittleren Perm zur Ablagerung von kontinental-marin beeinflussten Siliziklastika (Gröden Formation). Die oberpermische Bellerophon Formation ist an eine flachmarine Rampenentwicklung, an einem flachen, E-geneigten Schelf, gebunden (NOÉ 1987, BOECKELMANN 1988, SCHAFHAUSER 1997). Während die liegenden Anteile noch sehr eingeschränkte Bedingungen aufweisen, zeigt die höchste Bellerophon Formation bereits eine normalmarine Fauna (NOÉ (1987).

Die darüber folgende Werfen Formation (Untertrias) beginnt mit Siliziklastika. Die Werfener Karbonate des Seis Member sind ebenfalls noch von diesem siliziklastischen Eintrag geprägt und zeigen durch Crinoidentempestite und Muschelschillagen flachmarine Verhältnisse, einer geschützten Lagune eines epikontinentalen Schelfmeeres, an (BRANDNER & MOSTLER 1982, BOECKELMANN 1988, SIEDL 1999, REITERER 2004, KRISCHEY 2006). Während die mittlere Werfen Formation (Gastropodenoolith Member) noch durch stärkere Wasserbewegung, bessere Durchlüftung, reichere Fauna und höhere Wasserenergie auf oolithischen Barren (Ooidsande) gekennzeichnet ist, so werden im hangenden Campil Member wieder vermehrt Siliziklastika geschüttet.

Die Werfener Karbonatrampe entwickelt sich in weiterer Folge zur peritidalen Gezeitebene der Gutenstein Formation. In einem flachmarinen, eingeschränkten Milieu (BRANDNER & MOSTLER 1982, BOECKELMANN 1988, SCHAFHAUSER 1997, KRISCHEY 2006), mit zeitweise evaporitischen Verhältnissen, gelangen terrigenfreie Dolomite zur Ablagerung. Die Gutenstein Formation zeigt in ihren höheren Niveaus, durch fossilreichere Sedimente, bereits Anklänge einer verstärkten Subsidenz, das mit einer Absenkung von Teilen der Rampe in tiefere Bereiche einhergeht (1. Öffnungsphase). Gleiche Vorgänge beschreiben SENOWBARI-DARYAN et al. (1993) aus der Unteren Sarl Formation der Ostdolomiten.

Darüber folgen zuerst lagunäre, flachmarine Karbonate der unteren Steinalm Formation (Obere Sarl Formation), nach oben hin bilden sich kleine Lagunen, die von Algen-Schwamm Riffen begrenzt werden, aus. Im höchsten Steinalm Niveau kommt es durch eine Reliefbildung (Synsedimentäre Tektonik nach BRANDNER 1972, 1973, 1984, SENOWBARI-DARYAN et al. 1993, GIANOLLA et al. 1998) erstmals zum Schütten von Vorriffschutt in proximale, tiefere Bereiche. Bis zur Grenze Pelson/Illyr entwickelt sich die Karbonatrampe der höheren Steinalm Formation, die anschließend verkarstet (BRANDNER 1973, BECHSTÄDT 1977, SENOWBARI-DARYAN et al. 1993) und in Schuttströmen in das Becken umgelagert wird (Abb. 126).

Als Szenario für diese Umlagerung kann man sich z. B. synsedimentäre Störungen (MAUERER 2000: vgl. Marmolada und Castobella), verbunden mit Meeresspiegeltiefständen (FULTHORPE & MELILLO 1988) und damit subaerischer Exposition der Steinalmrampe (HARRIS 1993) vorstellen, wobei es durch Sturmwellen und/oder Erdbeben (Seismischer Schock) zu einem katastrophalen Kollaps (SPENCE & TUCKER 1997) an übersteilten Hängen kommt.

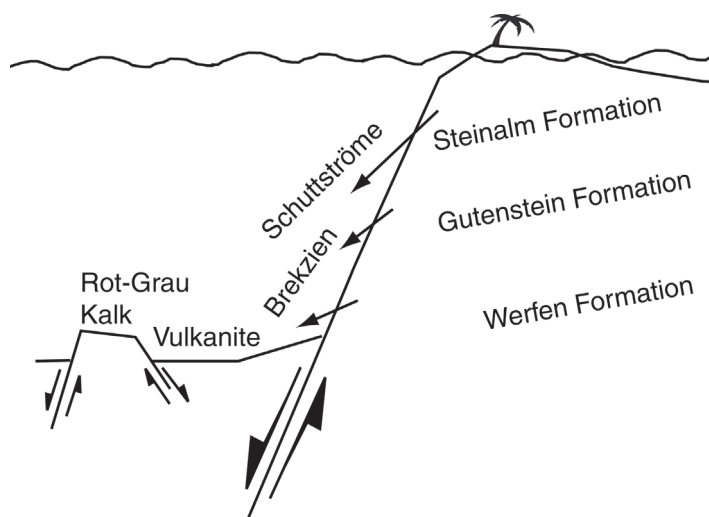


Abb. 126: Tektonisches und sedimentäres Schema des Oberpelson.

Im obersten Steinalmniveau zeigen zeitgleich pelagische Muschelschille ein erneutes Zerbrechen der Rampe (2. Öffnungsphase) und ein Absenken von einzelnen Blöcken in tiefere Bereiche an. LEIN et al. (2006) gehen von einem synchronen Ereignis im obersten Pelson aus und sehen in den zeitgleichen Hebungen und Absenkungen eine Horst-Graben Tektonik (Ausbildung eines Riftsystemes nach BECHSTÄDT 1977, FUCHS 1985 und HARRIS 1993), die impulsartig erfolgt ist und mit Dehnungen im Zusammenhang mit dem Aufreißen der Neotethys stehen.

Durch die im Kapitel 5.1. vorgestellten Ergebnisse, kann die weitere Entwicklung ab dem Oberanis, wie folgt rekonstruiert werden. In den distalen abgesenkten Bereichen kommt es zur Ablagerung von Brekzien, die diskordant über der oberen Werfen und Gutenstein Formation (vgl. auch OGORELEC et al. 1999) liegen. Ihre Komponenten beinhalten überwiegend Werfener und Gutensteiner Lithoklasten in toniger, womöglich vulkanischer Matrix. Allerdings weisen lagunäre und rifoide Lithoklasten auf Schüttungen aus den benachbarten, flachmarinen Bereichen und somit auf ein gleichzeitiges Riffwachstum hin. Zeitgleich werden Vulkanite und erste Rot-Grau Kalke gebildet, die dem Illyr-Langobard entsprechen. Die ermittelten Altersdaten (Oberanis/Unterladin-Langobard: Loibl Formation) für die Rot-Grau Kalke stimmen mit jenen von KOZUR et al. (1994) überein, die ein illyrisches-spätfassanisches Alter nachweisen konnten.

Auf den, nun durch Tektonik, morphologisch stark gehobenen Hochzonen (BECHSTÄDT 1977, GIANOLLA et al. 1998) beginnt anschließend das Aufwachsen der Contrin Formation (Illyr) in der typischen Zementkrustenfazies eines Plattformrandes. Sie bildet steile Flanken und Hänge, infolge von starker Subsidenz durch synsedimentäre Tektonik (SENOWBARI-DARYAN et al. 1993). Die Umlagerung dieser Rudstones des Plattformrandes und oberen Hanges an den Slopefuß und in die Beckenbereiche kann unterschiedliche Ursachen haben. Es darf allerdings nicht darauf vergessen werden, dass die Zementkrusten ein überaus stabiles, wellenresistentes Gefüge bilden. Da keine verkarsteten Komponenten auftreten, muss daraus geschlossen werden, dass es durch Erdbeben und Tektonik zu steilen, submarinen Erosionshängen (FLÜGEL 2004) am oberen Slope und am Plattformrand, mit anschließendem Abbrechen von unterschiedlich großen Blöcken (Megablöcke nach BRANDNER et al. 1991), submarinen Felsstürzen und/oder zu einem gravitativen Abrollen, Fließen oder Gleiten (bis hin zu allodapischen Kalken (MEISCHNER 1964) in tiefere Bereiche des Slopes und in Beckenbereiche kommt.

Im Becken treten neben den Brekzienschüttungen aus den Zementkrustenriffbereichen, die heute als der einzige Nachweis eines illyrischen Aufwachsens der Riffbereiche anzusehen sind, und der Loibl Formation, die Reifling Formation mit Kieselkalken und Vulkanite auf. Mit den ersten Schuttströmen von den Plattformbereichen in die Becken kommt es zu einer

Verzahnung von flachmarinen Gesteinen, Vulkaniten und der Loibl Formation. Die ebenfalls abgelagerten Brekzien beinhalten Gutensteiner-, Werfener- und Vulkanitlithoklasten in Verbindung mit einem großen Anteil an Material aus dem Steinalm- und Zementkrustenfaziesbereich.

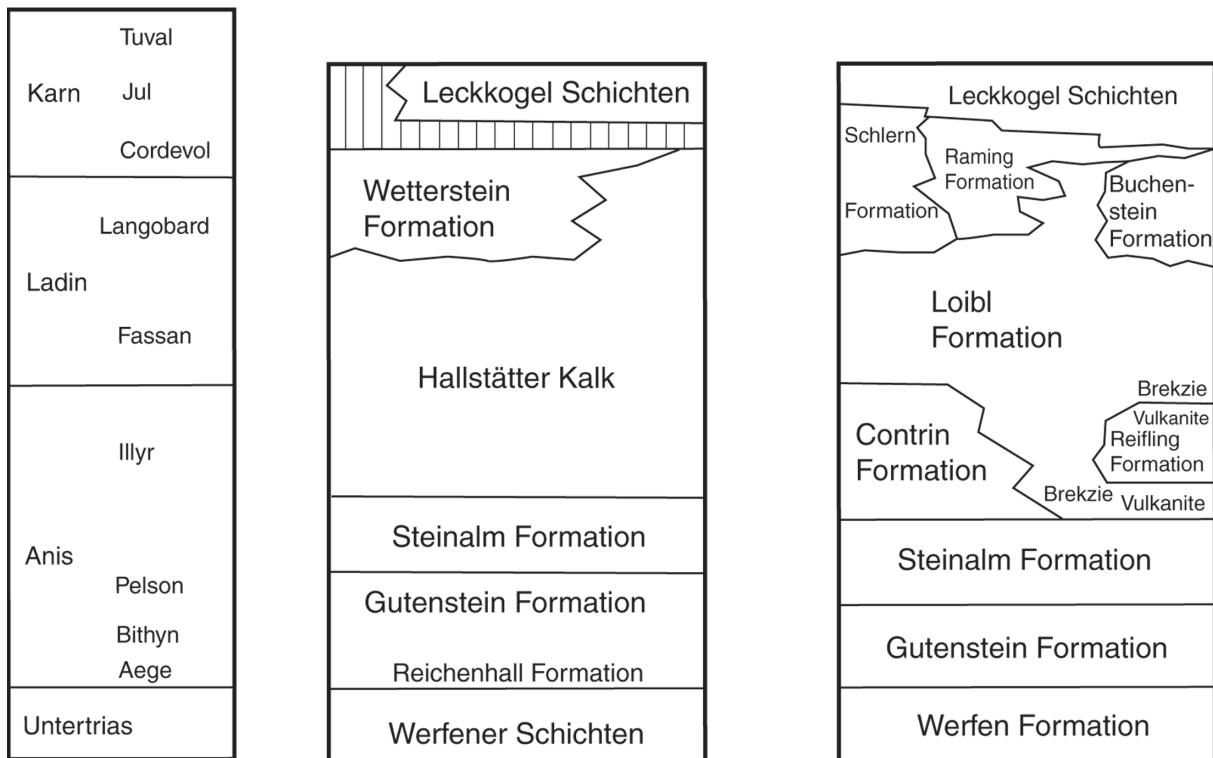
Eine weitere Brekzie aus dem Bereich Illyr-Fassan besteht aus roter, radiolarienreicher Matrix, in denen Rot-Grau Kalk-, Vulkanit- und Plattformrandlithoklasten zu finden sind. Diese kann als erster Hinweis auf die beginnende pelagische Entwicklung ab dem Fassan gesehen werden. Es kommen vom Fassan bis ins mittlere Langobard nur Beckensedimente (Loibl und Buchenstein Formation) und Vulkanite zur Ablagerung. Die gesamte Beckenabfolge weist somit ein Alter vom Oberpelson bis ins Langobard auf. Diese Daten sind wieder mit jenen von KOZUR et al. (1994) vergleichbar.

Das Oberladin (ab dem höheren Langobard) beinhaltet ein erneutes Aufwachsen der Zementkrustenriffe (Schlern Formation) auf den Hochzonen und einen Transport von Schuttströmen (Raming Formation) in das Becken, die dort mit den Beckensedimenten verzahnen. Diese jüngsten Zementkrustenbildungen sind nur in den resedimentierten Brekzien, Rudstones und allodapischen Kalken im Becken, mit Hilfe der Loibl und Buchenstein Formation zu datieren. Diese Abfolge, mit einer Zunahme der Schuttströme der Raming Formation, setzt sich bis ins Unterkarn fort. In einzelnen Bereichen der Zementkrustenriffe kommen Rotkalkspalten langobardischen Alters vor.

BRANDNER (1984) stellte in der Schlern Formation deutliche Reliefertwicklung fest, Verkarstungserscheinungen und spätladinische Emersionen wiesen SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) nach. Somit können aber die Karstspalten der Loibler Baba weder mit den umgelagerten, oberpelsonisch/unterillyrischen (datierten) Verkarstungen (siehe Abb. 126) noch mit den ladinischen korreliert werden. Ein Nachweis und eine Rekonstruktion des oberladinischen-unterkarnischen Riffwachstums kann nur über die Beckensedimente und die umgelagerten Schuttströme vorgenommen werden.

Den Abschluss der Abfolge bilden die Leckkogel Schichten des höheren Unterkarn (Jul 2). Die Sedimente werden als proximaler Vorriffschutt angesehen und von GAWLICK & GAWLICK (1999) am pelagisch beeinflussten, südlichen Rand der obertriassischen Plattformen angesiedelt. In der weiteren Abfolge bilden sich im Becken schwarze, rифfoide Kalke mit zeitweiligen Sandsteinschüttungen aus. Für DULLO & LEIN (1980) sind zu diesem Zeitpunkt beträchtliche Reliefunterschiede im Becken vorhanden, Es kommt zu terrigenen Einträgen in Form von Gleitungen und 'debris flows' (DULLO & LEIN 1982). Die Bildung der Leckkogel Schichten fällt mit der Reingrabener Wende zusammen (Schlager & Schöllnberger 1974).

In diesem Bereich endet die erste Schichtfolge des Unterperm-Unterkarn in der westlichen Koschuta und es darf spekuliert werden, welche obertriassischen Schichtfolgen im Hangenden der Leckkogel Schichten gelegen haben. Nach GAWLICK & FRISCH (2003) sind mögliche Weiterentwicklungen in der Waxeneck Formation und dem Dachsteinriffkalk oder aber in der Pötschen Formation zu suchen. Vergleicht man die Schichtfolge der Koschuta mit jener des Juvavikums im Kalkalpen Ostabschnitt (Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004) so zeigen die mittel- und obertriassischen Sedimente eine überraschend gute Übereinstimmung (Abb. 217). Daher könnten im Hangenden der Leckkogel Schichten auch Hallstätter Kalke abgelagert worden sein.



Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (Juvavikum, Kalkalpen Ostabschnitt), verändert nach Krystyn & Lein 1996

Krische 2007 (Westliche Koschuta)

Abb. 217: Überraschend gute Übereinstimmung des Juvavikums und der Koschuta.

## Einheit 2

Südlich dieser ersten Schichtfolge lagert dann die, tektonisch eigenständige, Waxeneck Formation (Oberkarn), die den Übergang von distalere Schelfbereichen zu den flachmarinen anzeigt. Es kommt zur Ausbildung von lagunären Sedimenten in eingeschränkten Lagunen des flachen Subtidal. Neben Algenlaminiten kommen auch Karbonatsande, Aufarbeitungshorizonte und kleine Riffbauten vor.

## Einheit 3

Die Entwicklung des gebankten Dachsteinkalkes repräsentiert den südlichsten tektonischen Block. Ab dem Nor kommt es zu einer ausgedehnten, landfernen Lagunenentwicklung. Die von FARHOUDI (1994) beschriebenen Ablagerungsbedingungen dieser loferitischen Kalken, bei denen nur die Zyklen B (Intertidale Lagune, mit regressiven Algenmatten) und C (Subtidal, Wassertiefe knapp unter der Wellenbasis) entwickelt sind, gehen von einer flachen, gut durchlüfteten Lagune mit erhöhter Salinität aus. In der gegliederten Lagune bilden sich auch vereinzelte Rotalgenriffe und kleine Rückriffbereiche, mit einer diversen Fauna.

## 6.2. Tektonische und diagenetische Schlussfolgerungen

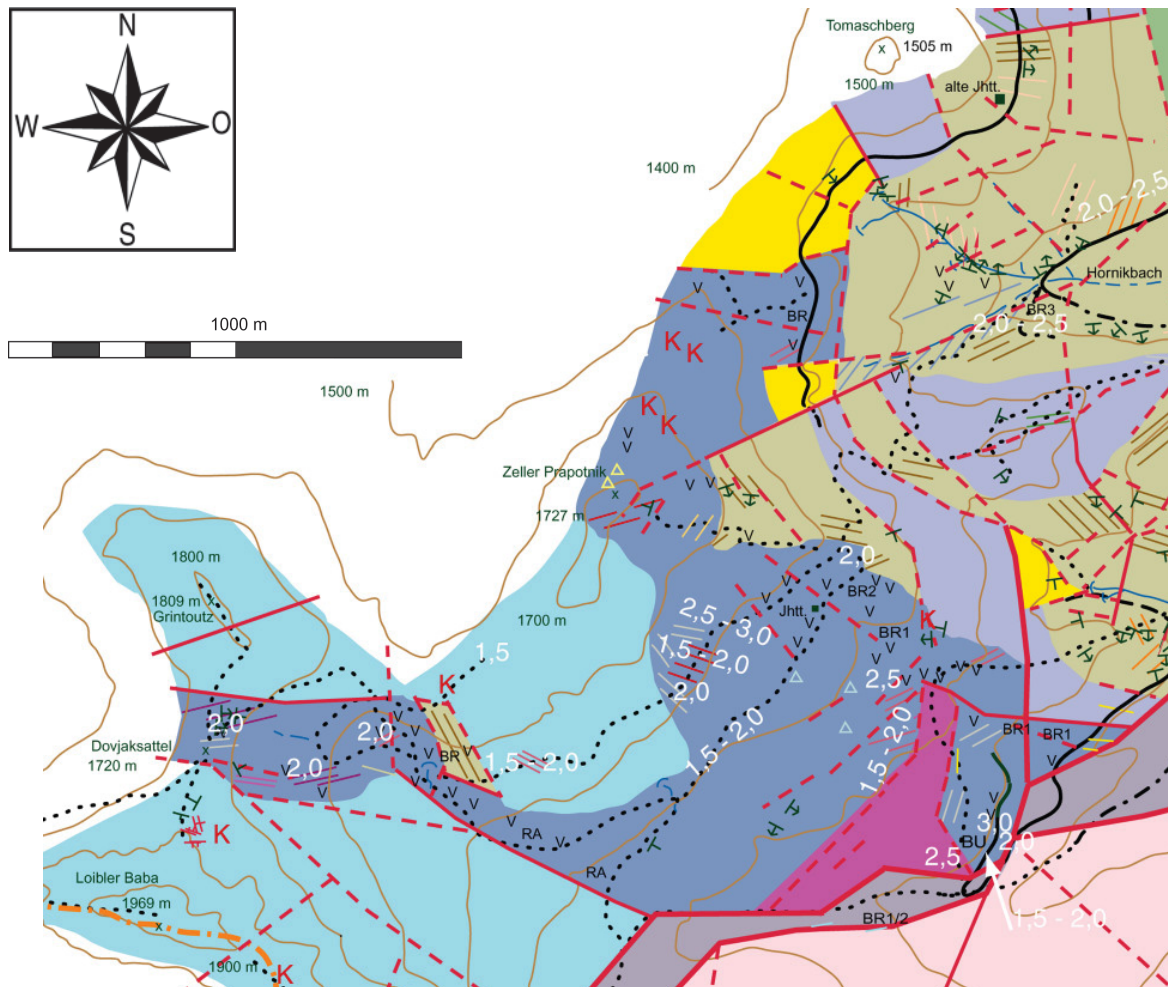


Abb. 128: CAI-Werte-Übersicht für die westliche Koschuta.

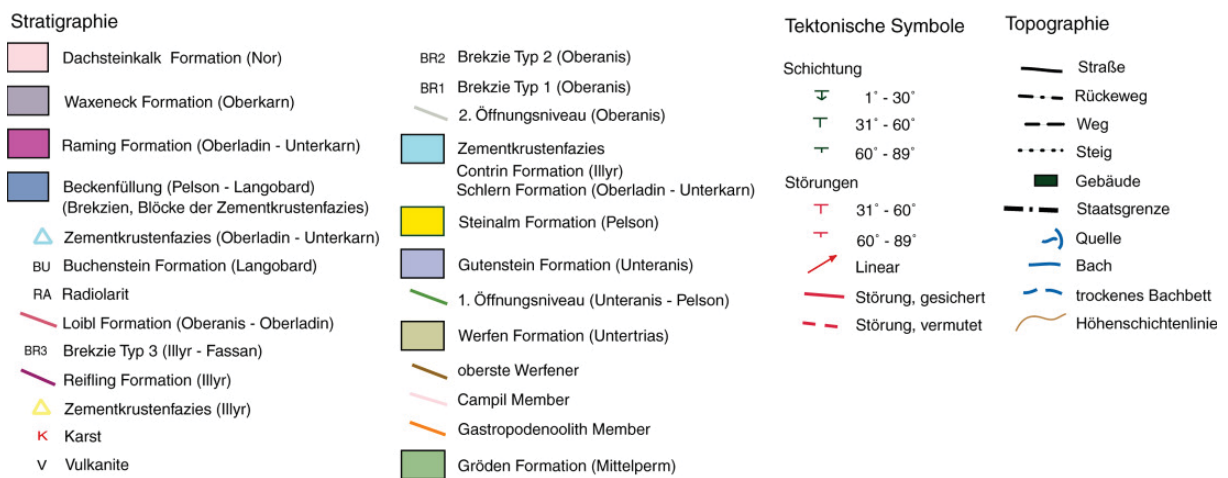


Abb 129: Legende zu Abb. 128.

Wie oben bereits beschrieben handelt es sich in der westlichen Koschuta um drei faziell und tektonisch eigenständige Blöcke. Während die Schichtfolge des Unterperm-Unterkarn distalen Charakter zeigt und mit dem Juvavikum verglichen werden kann, so ist für die beiden anderen Einheiten eine paläogeographische Lage in der obertriassischen Lagune anzunehmen. Durch die Feststellungen von HAAS et al. (1994) und GAWLICK et al. (1999) war der passive Kontinentalrand der Neotethys durch eine schelfparallele Fazieszonierung geprägt. Somit kann die heutige tektonische Konfiguration nur durch Seitenbewegungen erreicht worden sein. Die einzelnen Blöcke sind vermutlich durch mehrere Seitenbewegungsphasen beeinflusst. Über das Alter der Bewegungen herrscht Uneinigkeit (vgl. Kapitel 2. und 3.2.).

Betrachtet man die diagenetische Überprägung der Schichtfolge so sind CAI-Werte aus den oberanisichen-oberladinischen Sedimenten eine brauchbare Grundlage.

In der nachfolgenden Abb. 128 ist der Zusammenhang zwischen CAI, Vulkaniten und Störungen dargestellt. Die diagenetische Überprägung der Schichtfolge zeigt, dass die drei Gruppen von CAI-Werten (1,5-2,0; 2,0-2,5; 2,5-3,0) faziesunabhängig sind (siehe auch Kapitel 5.2.).

Es ist erkenntlich, dass erhöhte CAI-Werte um 3,0 auf den Nahbereich von Vulkaniten zurückzuführen sind (siehe Abb. 128). Allerdings weist JONES (1992) darauf hin, dass eine signifikante Erhöhung des CAI nur durch Lavenströme, die über längere Zeit andauern und in der unmittelbaren Umgebung (< 0,5 m) der Conodonten fließen, zu einer signifikanten Erhöhung des CAI führen.

Die Störungen spielen in der räumlichen Verteilung der CAI-Werte nur eine untergeordnete Rolle und so kann der Bereich des oberen Hainschgrabens als ein homogener, tektonischer Block angesehen werden. Die weitere Schlussfolgerung wäre, da die CAI-Werte, bis auf den lokalen Einfluss der Vulkanite, keine weiteren thermischen Überprägungen aufweisen, sie als normale Temperaturerhöhung während der Diagenese zu interpretieren.

Berechnet man mit den CAI-Werten von 1,5-2,5 (Temperaturen von 80°C-160°C) und einem angenommenen geothermischen Gradienten von 30°C/km Überlagerungsmächtigkeiten, der nicht erhaltenen jüngeren Schichtglieder, so kommt man auf Werte von 2500 m bis 5300 m. Diese Zahlen lassen sich gut mit den, von RAINER (2003) aus Vitritreflexionsmessungen gewonnenen Daten vergleichen. Er schreibt von 3200 m bis 5000 m Überlagerung, von heute allerdings erodierten Postliassischen-Känozoischen Schichtfolgen.

Diese Berechnungen sind allerdings zu hinterfragen wenn man die untertriassische-oberladinische Schichtfolge ins Juvavikum stellt (siehe 6.1.). Es erscheint nur unschwer möglich, dass Hallstätter Kalke und mögliche pelagische, jurassische Sedimente mit dieser Mächtigkeit die Triassschichtfolge überlagert haben. Betrachtet man die paläogeographische Lage der Einheit am distalen Schelf und vergleicht man die Entwicklung des Juvavikums der Nördlichen Kalkalpen (GAWLICK et al. 1999) so stellt man fest, dass dieser Bereich im späten Jura als erster früh deformiert und mobilisiert wurde. Somit können die CAI-Werte von 2,5-3,0 auch durch eine niedriggradige Metamorphose, die durch tektonische Bewegungen verursacht wurde, interpretiert werden. Leider sind in den Gesteinen keine drucksensitiven Minerale enthalten, um weitere Abschätzungen hinsichtlich des tektonischen Milieus machen zu können.

In den zentralen Nördlichen Kalkalpen sind diese juvavischen Einheiten als tektonische Melange und in den östlichen Nördlichen Kalkalpen mit einer hohen Temperaturüberprägung erhalten. In der Koschuta bildet sie allerdings, eine mehr oder weniger, aufrechte Schichtfolge mit leichter Metamorphoseüberprägung. Da die Hauptphase der tiefgreifenden, orogenetischen Bewegungen, mit der Mobilisierung des juvavischen Schelfes, in den Nördlichen Kalkalpen, ab dem frühen Callov (GAWLICK et al. 1999) ablief, ist es sehr wahrscheinlich, dass sich die, nur leicht überprägten, juvavischen Einheiten der westlichen Koschuta, vor dem oder im frühesten Callov von den anderen Einheiten abgetrennt haben. Eine weitere Möglichkeit der Abtrennung ist dann erst wieder im Eozän gegeben.

Somit sind die Einheiten der westlichen Koschuta ab dem höheren Jura einem, vorerst sinistralen, Seitenbewegungssystem angehörig, in dem die landnähere Dachsteinkalk und Waxeneck Formation in unmittelbare Nachbarschaft des Juvavikums gelangten. Polyphase Bewegungen (siehe Kapitel 2.1. und 3.2.) müssen angenommen werden, da sie durch das Einschuppen von kleineren Blöcken und Schürflingen, entlang von Störungen, dokumentiert sind.

Die nächstälteren Seitenbewegungen dürften sinistrale, NNE-SSW streichende, gekrümmte Lineamente sein, welche die Waxeneck Formation (und nicht die Schlern Formation, siehe Kapitel 3.1.) am Fuß der Koschuta in tektonische Lamellen versetzten. Bei der, entlang der Hauptfaziesgrenzen streichenden, Seitenbewegungen sind unterschiedliche tektonische Schürflinge eingeschuppt (Obertrias SW Hainschbauer, Paläozoikum östlich Hornik, Nordnördlich Hainschbauer). Zusätzlich dürfte diese transpressive Bewegungsphase zu einem Überschieben der Zementkrustenfazies auf die Gröden Formation im Bereich unterm Schiher verantwortlich sein. Auch die zwischen Goggauer Kalk und Gröden Formation eingeklemmten Zementkrustenblöcke dürften in dieser Phase in ihre heutige Position gebracht worden sein. Wobei horizontale Bewegungen wahrscheinlich nicht alleine dafür verantwortlich gemacht werden können, sondern es müssen auch beträchtliche, später erfolgte, vertikale Versätze durch 'pull-apart'-Mechanismen angenommen werden, da hier die Schichtfolge vom Skyth bis ins Pelson fehlt. Der aus SW erfolgte Schub (Hauptdruckrichtung SW-NE) resultierte in einer Extension nach NW, wobei NE-SW streichende, konjugierte, sinistrale und NW-SE streichende, dextrale Störungen entstanden sind.

Weitere Seitenbewegungen sind dextrale NNW-SSE streichende Lineamente, welche die Waxeneck Formation im Bereich Schiher-Malealm versetzen. Im Zuge dieser transpressiven Lateralverschiebungen dürften am Tolsti vrh flach, SW bzw. NE streichende, nordvergente Antiklinalen entstanden sein, die von NE-SW streichenden Störungen durchschnitten werden. SIEWERT (1984) und POLINSKI & EISBACHER (1992) wiesen ein mittel- bis spätmiozänes Alter dieser Bewegungsphase nach. Es entstanden NW-SE streichende, dextrale, konjugierte und NE-SW streichende, sinistrale Störungen, die eine Reaktivierung der älteren Störungen darstellen.

Die letzte Bewegungsphase dürfte ein Nordschub aller drei Einheiten gewesen sein. Hier kam es wieder zu einer Reaktivierung der älteren Störungen, vor allem die NE-SW streichende Störung von Dom nah Kofcah bis in den Hainschgraben sei erwähnt (siehe Kapitel 7.). Dieser Nordschub bedeutete eine weitere tektonische Zerstückelung des Gebietes, einen treppenförmigen Versatz des Koschutahauptkammes und ein zerfiedern sowie umbiegen der älteren Seitenbewegungen, in eine hangparallele N-S Richtung im Hainschgraben. Diese Bewegungsphase dokumentierte HÖFER (1908) im Wasserstollen von Waidisch mit einer Überschiebung der Trias auf das Tertiär mit etwa 11,5°. Er stellte ein obermiozänes Alter der Bewegung fest.

Diese unterschiedlichen Bewegungsphasen können im Gelände nur sehr schwer verifiziert werden, was zum einen an ungünstigen Aufschlussverhältnissen und zum anderen in der sehr schweren Kartierung, der meist hangparallelen Störungen, liegt. So sind im oberen Hainschgraben die NW-SE streichenden Störungen vermehrt eingezeichnet, weil sie im Gelände leichter nachzuvollziehen sind, als die hangparallelen NE-SW Störungen, die oft nur durch kleine, treppenförmige Verebnungen gekennzeichnet sind. Für den Bereich um den Tolsti vrh gilt genau das Gegenteil. Im Bereich des Hainschgrabens, wo die großen N-S Störungen hangparallel streichen, können diese nur sehr selten z. B. an E-W streichenden Rücken und Sätteln beobachtet werden.



## 7. Hydrogeologische Aspekte

Eine der Zielsetzungen dieser Arbeit war, nach einer geologischen, strukturgeologischen und hydrogeologischen Kartierung genauere Aussagen über das Einzugsgebiet der Hainschbauernquellen machen zu können.

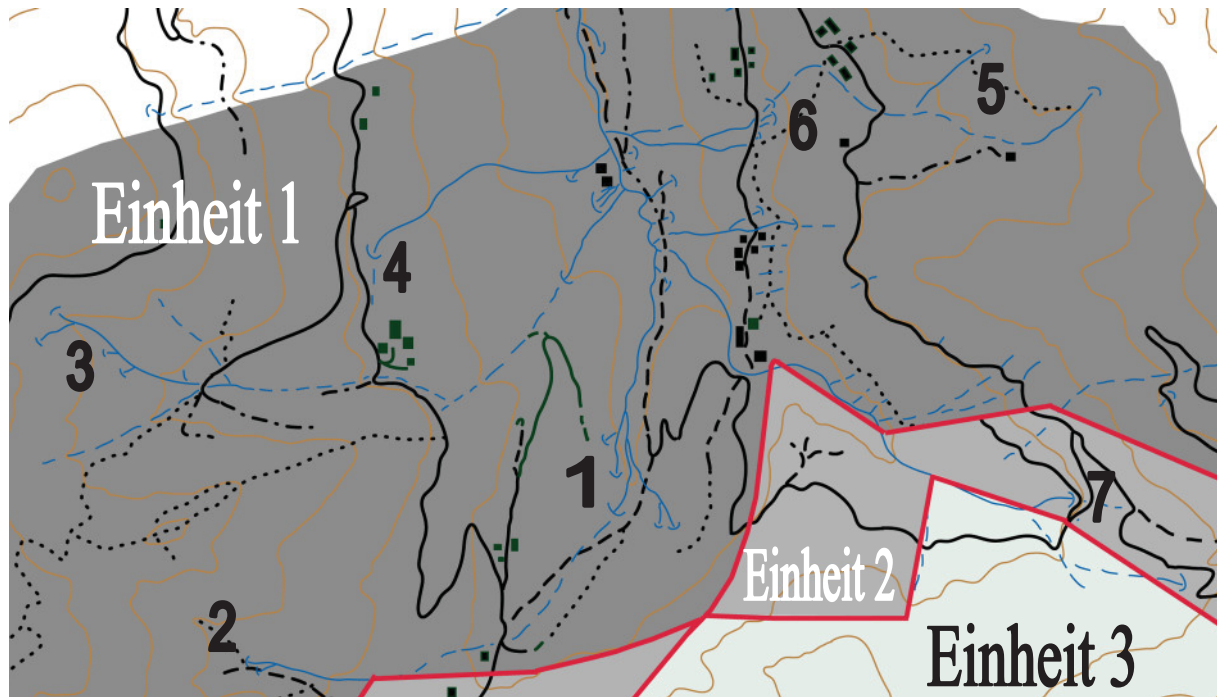


Abb. 130: Überblick über die wichtigsten Quellen in der westlichen Koschuta, in den jeweiligen tektonischen Einheiten (1: Hainschbauernquellen, 2: Jagdhüttenquellen, 3, 4: Hornikquellen, 5: Skarbinaquellen, 6: Schiherquellen, 7: Malealmquellen).

Für eine weitere Übersicht und eine Beschreibung der einzelnen Quellen ist auf die Arbeiten von SAUER & ZOJER (1986), BREŇIČ et al. (1995), REINSDORFF (1995) und KRISCHÉ (2006) zurückzugreifen. Im Folgenden soll aber nochmals eine kurze Beschreibung der Hainschbauernquellen gegeben werden (vgl. KRISCHÉ 2006).

Die Hainschbauernquellen sind eine schon lang bekannte und genutzte Quellgruppe und stellen den bedeutendsten Quellkomplex in der westlichen Koschuta dar. Sie bestehen aus drei Quelllästen. Der linke, südöstliche und der mittlere vereinigen sich unterhalb der Mühle und treffen bei 898 m auf den rechten bzw. nordwestlichen. SAUER (1986) kartierte 24 Quellaustritte, REINSDORFF (1995) hingegen 64 verschiedene. Die Einteilung erfolgt in eine West-, Mittel- und Ostgruppe.

Das Quellgebiet ist ca. 2,5 ha groß und befindet sich unter den Hainschbauernwiesen in einem schwach geneigten Geländeabschnitt zwischen 900 m und 920 m Seehöhe. In drei S-N verlaufenden Gräben treten die Quellen im oder über dem Niveau des Vorfluters aus (BREŇIČ et al. 1995). Der Großteil der Quellen schüttet um 0,5 l/s, nur zwei Austritte liefern 25 und 35 l/s, bei Temperaturen von 5,7°C bis 5,8°C und einer Leitfähigkeit von 206-220  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , die nach Westen hin auf 251-260  $\mu\text{S}/\text{cm}$  ansteigt (REINSDORFF 1995). Von den östlichen zu den westlichen Austritten konnte bereits SAUER (1986) einen Leitfähigkeitsanstieg feststellen, zusätzlich steigt von Osten nach Westen auch der Sulfatgehalt.

Die Austritte des östlichen (rechten) und des westlichen (linken) Quellastes sind laut BRENČIČ et al. (1995) auf Erosion zurückzuführen. Der mittlere Graben dient, neben dem Quellabfluss, auch dem natürlichen Oberflächenabfluss aus dem oberhalb liegenden Gebiet. Rechter und linker Quellast sind hinsichtlich ihrer Lage ziemlich stationär, während der mittlere, je nach den hydrometeorologischen Verhältnissen, den Austrittsort und die -höhe verändert (BRENČIČ et al. 1995).

### **Westgruppe**

Die größte Quelle der Westgruppe entspringt auf 904 m Seehöhe, in einem durch den Wasseraustritt bedingten Rutschungsgebiet, knapp unter der Wald-Wiesengrenze der Hainschbauernwiese, und schüttet 40-50 l/s (SAUER & ZOJER 1986).

Es fällt auf, dass diese Quellen die höchsten Magnesium- und Sulfatgehalte und die geringsten Schüttungsschwankungen aufweisen (REINSDORFF 1995). Das bedeutet, dass dieses Quelleinzugsgebiet ein größeres Rückhaltevermögen, als die beiden anderen aufgenommenen, aufweisen muss.

### **Mittelgruppe**

In der mittleren Quellgruppe tritt die Hauptquelle, weitgehend stationär, seitlich aus dem Hang auf 921 m direkt ins Bachbett aus. Auf 923 m bis 925 m kommt es zum direkten Eintreten in das Bachbett und dieser Bachursprung veränderte seine Lage von der Erstbegehung Anfang August 2005 bis zur zweiten Begehung Anfang September 2005. Das Bachbett ist nach oben hin trocken und wird nur bei Starkregenereignissen und der Schneeschmelze mit Oberflächenwasser gefüllt. Der mittlere Bachlauf ist durch einen parallel zu den Gräben verlaufenden Rücken vom westlichen getrennt.

Es treten im Gegensatz zur Ostgruppe leicht erhöhte Sulfat- und Leitfähigkeitswerte auf. Durch, die aus den südlichen Schutthalden und aus dem westlichen Hainschgraben abfließenden Oberflächenwasser kommt es zur Vermischung dieser mit dem Quellwasser. Die Schüttungsschwankungen sind geringer als bei der Ostgruppe (REINSDORFF 1995).

### **Ostgruppe**

Der südlichste Quellaustritt der Ostgruppe ist zugleich mit 40 l/s auch einer der größten der Hainschbauernquellen. Daneben entspringen drei kleinere Quellen am Fuße von Rutschungen im Wald auf 910 m und 918 m. Nachdem die Quellen relativ langsam über den Schlag entwässern, vereinigen sich die beiden Quelläste auf ungefähr 900 m in einem ziemlich verwachsenen Sumpfgebiet mit dem Hauptbach der Ostgruppe.

Mehrere kleine Quellen treten direkt ins Bachbett aus, zusätzlich finden sich an der rechten Bachseite noch kleinere Zuflüsse. Die Hauptquellen zeigen die stärksten Schüttungsschwankungen aller Quellen. Diese Schwankungen reichen bis zu 5 l/s. Die Temperatur und die Leitfähigkeit sind hingegen weitgehend konstant. Gleichzeitig weisen die Quellen der Ostgruppe die niedrigsten Sulfatgehalte auf.

Es ist auffällig, dass, wenn man sich von Süden her den Quellen nähert, bereits 50 m oberhalb der Austritte, die Trockenvegetation des dort vorkommenden Fichtenstangenholzes in eine von feuchtigkeitsliebenden Pflanzen und Nässeanzeigern betonte Flora übergeht. Durch das große Quellgebiet und die quartäre Bedeckung, kann auf ein vermehrtes Eintreten von Oberflächenwasser, in den unmittelbaren Quellbereichen, geschlossen werden.

Die Vorgehensweise von BREŇČIČ et al. (1995) und REINSBORFF (1995) für die Berechnung der hydrogeologischen Kenndaten ist nachstehend dargestellt. Allgemeines Kenzeichen der Quellen ist, dass es zu Zusickerungen ins Bachbett kommt. Diese Tatsache wiesen BREŇČIČ et al. (1995), durch Unterschiede bei den Einzelmessungen der Quellen und des Gesamtabflusses, nach.

Der erste Schritt war die Auswahl des Einzugsgebietes, wobei REINSBORFF (1995) nach geologischen und BREŇČIČ et al. (1995) nach geographischen Gesichtspunkten ihre Auswahl trafen (siehe auch Abb. 131).

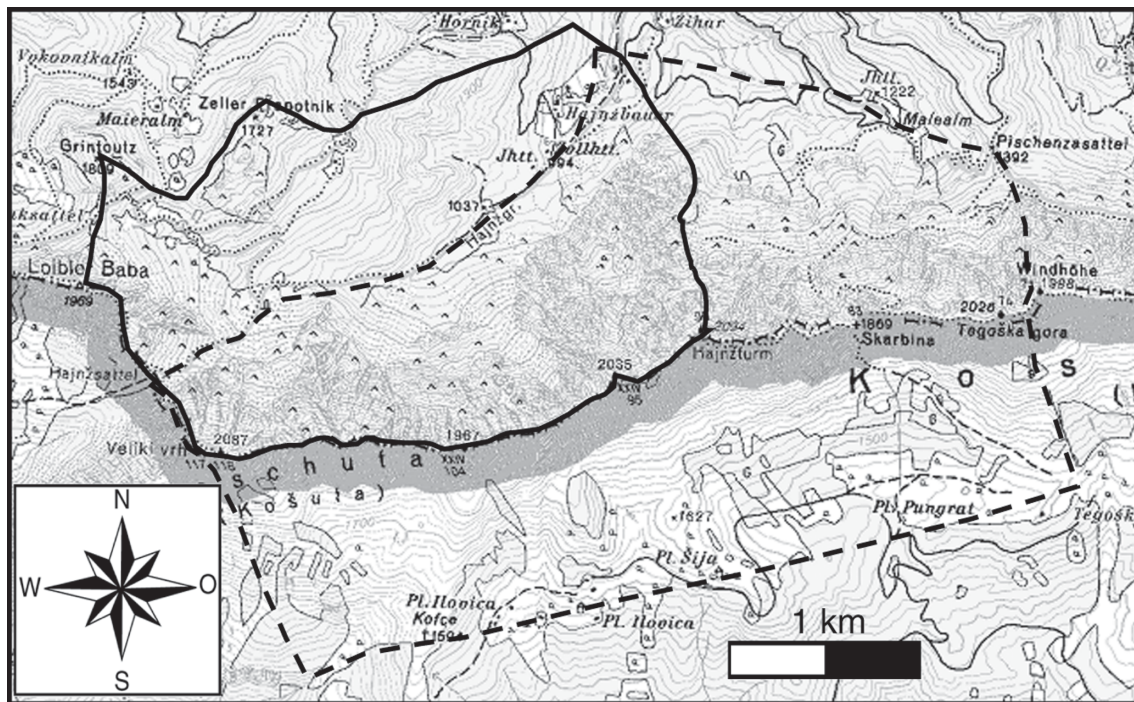


Abb. 131: Lage der Einzugsgebiete von BREŇČIČ et al. (1995) (—) und REINSBORFF (1995) (---).

Nach der Festlegung der Einzugsgebiete wurden diese für die Flächenberechnung und die Errechnung der mittleren Seehöhe herangezogen, wobei BREŇČIČ et al. (1995) die mittlere Seehöhe auch über das Sauerstoffisotop <sup>18</sup>O bestimmten. Die mittlere Seehöhe ist in weiterer Folge die Grundlage der Berechnungen von Niederschlag und Verdunstung.

Der Niederschlag wird aus dem Niederschlagsgradienten berechnet, dem Niederschlagsmessungen und die mittlere Seehöhe der Einzugsgebiete zugrunde liegen.

Die Verdunstung ist ein sehr schwer zu erfassender Parameter und wird über empirische Formeln (z. B. TURC 1954, in HÖLTING 1996) bzw. Schätzwerte angenähert. Eingangsgrößen sind die mittlere Seehöhe und mittlere Jahreslufttemperatur im Einzugsgebiet.

Der Abfluss setzt sich aus Bodenfeuchte, Oberflächenabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss zusammen. Der Parameter Oberflächenabfluss wird geschätzt, der Interflow wird gemeinsam mit dem Grundwasserabfluss aus dem Quellabfluss gemessen und aus der hydrologischen Grundgleichung ( $N = A_o + A_u + V$ ) für Vergleichszwecke berechnet. Zusätzlich führten BREŇČIČ et al. (1995) Niederwasserabflussmessungen und Dauerbeobachtungen, mit Hilfe eines Datensammlers, durch.

Als allgemeine Kenndaten für die Hainschbauernquellen ergeben sich aus den Berechnungen und Messungen von BREŇČIČ et al. (1995) und REINSBORFF (1995), dass die Hainschbauern-

quellen eine demensprechnde Grundwasserschüttung, bei geringen Schüttungschwankungen, Schadstofffreiheit und ausreichendem Alter aufweisen.

Der Schüttungsquotient weist auf ein großes, stark durchlässiges Einzugsgebiet, wobei ein länger gespeicherter Basisabfluss und ein kurz gespeicherter Interflow bzw. oberflächlicher Eintrag unterschieden werden können.

Ebenso berechneten BRENCIČ et al. (1995) und REINSORFF (1995) ein speichernutzbare Kluftvolumen von 9 Millionen m<sup>3</sup> für das gesamte Einzugsgebiet bzw. von 1,8 Millionen m<sup>3</sup> für den westlichen Quellast.

Das Wasser ist nach BRENCIČ et al. (1995) etwa 0,6-1,5 Jahre im Gestein gespeichert.

Allerdings weisen beide Autoren auf gewisse Einschränkungen ihrer Berechnungen hin. REINSORFF (1995) kann die E und W Grenze des Einzugsgebietes nur annähernd bestimmen, gleiches gilt für die N und S Grenze. Er schätzt V und A<sub>o</sub>, die Niederschlagszunahme mit der Höhe zeigen einige Niederschlagsmessstellen nicht an und die Niederschlagsmessungen sind aus den Mittelwerten seit den 1980er Jahren berechnet (REINSORFF 1995). BRENCIČ et al. (1995) zeigen, dass ihr orographisches Einzugsgebiet einen Wasserspendenüberschuss aufweist und vergrößern daraufhin ihr Gebiet auf die Südseite der Koschuta, bis zur impermeablen Koschutasüdrandstörung. Allerdings berücksichtigen sie den oberflächlichen Abfluss nicht in ihren Berechnungen.

Durch die Neukartierung konnte eine verbesserte geologische Grundlage für die Bewertung der hydrogeologischen Daten gewonnen werden. Es konnte ebenso wie bei BRENCIČ et al. (1995) und REINSORFF (1995) nachgewiesen werden, dass das orographische Einzugsgebiet nicht mit dem hydrographischen übereinstimmt.

Die neue Aussage, die durch die geologische Kartierung gemacht werden kann, ist jene, dass die großen Quellen, wie die Hainschbauernquellen, an Störungen (z. B.: NE-SW streichend, quer durch den Dachsteinkalk) gebunden sind und meist am Verschnitt von zwei oder mehreren Störungen zu liegen kommen.

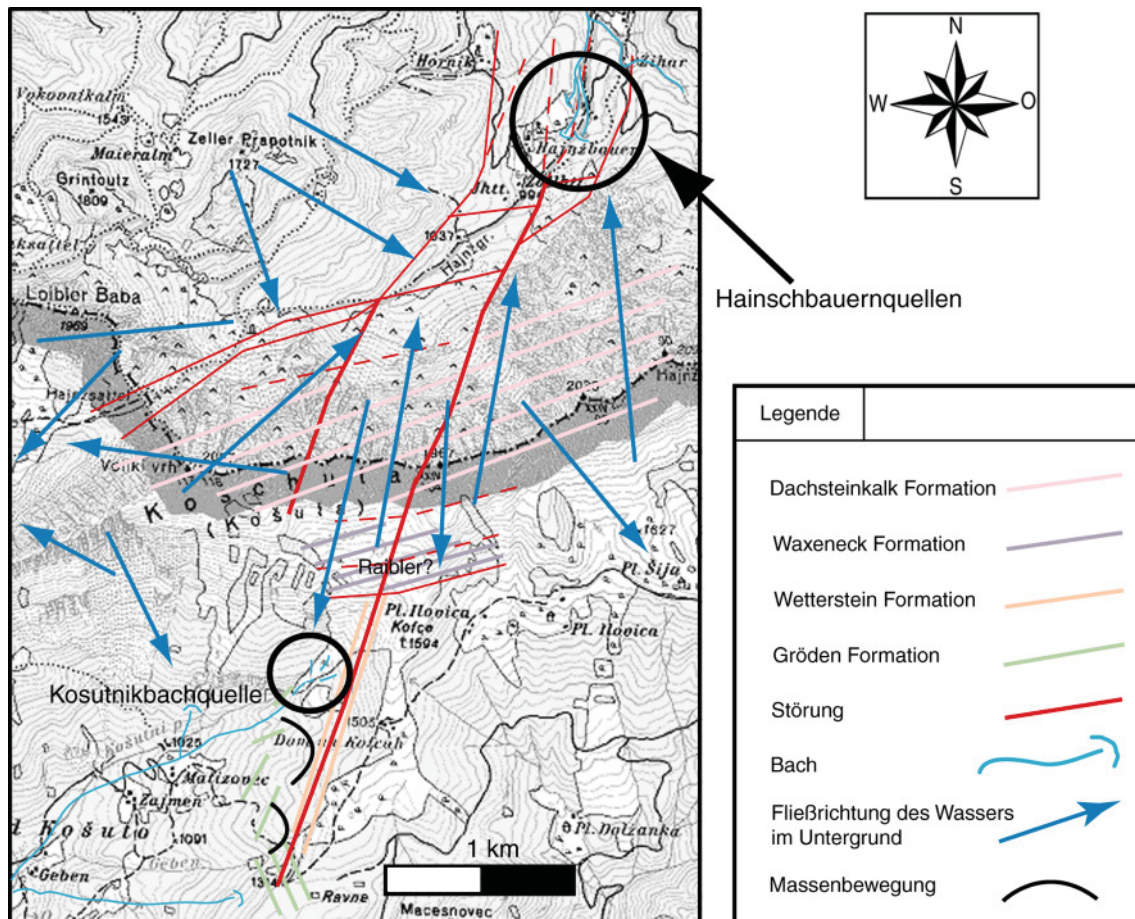


Abb. 132: Geologische Übersicht über die Koschutasüdsüdseite im Bereich Veliki vrh und Dom nah Kofcah sowie eine Darstellung der Grundwasserströmungsrichtungen.

Anhand der Karte und dem Profil (siehe auch Abb. 132 und 133) kann man erkennen, dass die Störung, die den Hainschbauernquellen vermutlich das Wasser aus S zuführt, auch eine weitere Quelle speist. Diese liegt allerdings ~460 Höhenmeter über dem Niveau der Hainschbauernquellen. Entlang dieser Störung sind unterschiedliche Gesteine aufgeschlossen. Vergleicht man die neue Situation mit der geologischen Karte von BRENCIČ et al. (1995), so wurde damals eine Störung am Südhang der Koschuta, auf etwa 1700 m Seehöhe, kartiert, die durch die südlich anstehenden, anisichen-karnischen Gesteine eine hydrogeologische Barriere für den Wasserabstrom nach S darstellen soll.

Betrachtet man die Karte in Abb. 132 und das Querprofil in Abb. 133, so wird einem klar, dass diese älteren E-W streichenden Störungen von einer jungen, NE-SW streichenden Störung durchschnitten bzw. versetzt werden. Zusätzlich sind entlang der Störung fast zur Gänze durchlässige Gesteine aufgeschlossen. Dadurch ergibt sich, dass sich die beiden hydrologischen Einzugsgebiete überschneiden müssen. Zusätzlich kann man aber auch die unterschiedlichen Möglichkeiten erkennen, die das Wasser im Gebirge fließen kann.

Weitere detaillierte Kartierungen im West- und Ostbereich der Störung (Bereich um Dom nah Kofcah) werden notwendig sein, um die geologischen Einheiten räumlich exakter festlegen und um bessere Aussagen machen zu können. Danach können weitere hydrogeologische Maßnahmen (z. B.: Abflussmessung am Kosutnikbach, usw.) vorgenommen werden. Zu beachten ist, dass weiter im Osten die Quellen K 16 und K 17 (nach BRENCIČ et al. 1995) auf beträchtlicher Höhe entspringen, die aber durch die Annahme einer dichten Südrandstörung nicht in die damaligen Interpretationen miteinbezogen wurden.

Da das Einzugsgebiet an der Südseite der Koschuta, aber noch viel weiter nach Osten reicht, wird man nicht umhin kommen, auch in dieser Richtung umfangreiche geologische Studien durchzuführen.

In den, nördlich der Hainschbauernquellen, liegenden Bereichen, sind neben der Schichtung und Klüftung auch die neu eingezeichneten Störungen als Wasserzufluss oder -abfluss von großer Bedeutung, wenn man hier Einzugsgebietsgrenzen abschätzen will. Durch die  $\pm$ S-fallenden Schichten ergibt sich die Möglichkeit, dass das Wasser auch aus den Nordhängen des Zeller Prapotnik den Hainschquellen zuströmen könnte.

Für die, an der Westseite der Loibler Baba austretenden Quellen im Bereich Korosica und den Scheriaugraben im Norden, der ebenfalls von der Loibler Baba gespeist wird, gilt das oben gesagte, dass nämlich nur durch weitere, ausgedehnte geologische Kartierungen die Einzugsgebiete annäherungsweise erfasst und danach hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt werden können.

Neben den neuen geologischen Grunddaten kann, über die Verbreitung der Formationen und die Ausbildung der Bodenhorizonte, auch das Retentionsvermögen und die Vulnerabilität neu bewertet werden. Generell ist über die hydrogeologischen Eigenschaften der Bellerophon, Grödener, Werfener und Gutensteiner Gesteine sowie der oberanisischen-oberladinischen Beckenfüllung zu sagen, dass in diesen Bereichen ein hohes Retentionsvermögen in den gut ausgebildeten Bodenhorizonten und den obersten Gesteinsschichten herrschen muss. Es überwiegen auf diesen Standorten bis in höhere Lagen sehr wüchsige Buchen-Fichten Wälder und Buchenreinbestände, das Vorhandensein von oberflächennahem Wasser ist auch in kleinen, lokalen Quellen, Nassstellen, Suhllacken und durch flache Rutschungen zu beobachten. Im Gegensatz dazu sind die dolomitisierten, klüftigen, Zementkrustenriffe sehr durchlässige Gesteine, die auch unter der Waldgrenze nur Latschenbewuchs, mit vereinzelt Lärchen und Fichten, aufweisen. Die Obertriasdolomite sind im Gegensatz dazu, mit wüchsigen Buchen-Fichten Wäldern bestockt, was auf ein oberflächennahes Speichern des Wassers schließen lässt. Allerdings gibt es in diesem Bereich keine Quellen.

Es kann die Aussage getätigt werden, dass für die vorangegangenen Berechnungen das Einzugsgebiet noch nicht ausreichend gut erforscht war. Somit stellt die vorliegende Kartierung eindeutig klar, dass nur mit einer im Vorfeld getätigten, intensiven geologischen Untersuchung weitere hydrogeologische Maßnahmen sinnvoll sind. Die in den 1990er Jahren verwendeten Karten und Auffassungen des geologischen Bauplanes sind, durch neue Erkenntnisse und verbesserte Untersuchungsmethoden, heute auf jeden Fall zu revidieren. Als zukünftige Vorgehensweise kann vorgeschlagen werden: 1. Geologische, tektonische und fazielle Untersuchungen; 2. Hydrologische und Hydrogeologische Messungen und Untersuchungen; 3. Interpretation der Geologie und Hydrogeologie; 4. Hydrogeologische Bewertung des Gebietes.

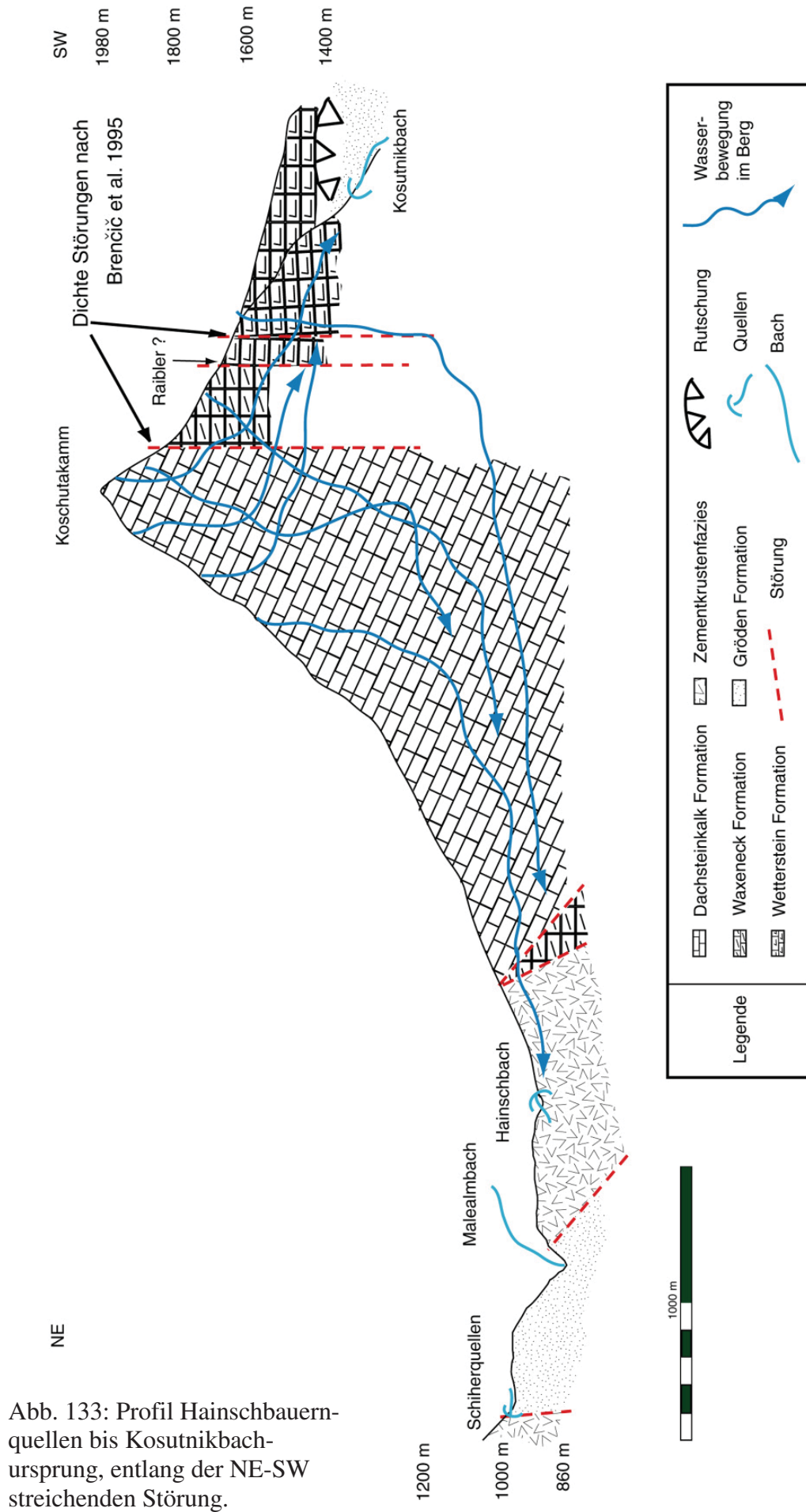


Abb. 133: Profil Hainschbauernquellen bis Kosutnikbachursprung, entlang der NE-SW streichenden Störung.

## 8. Ökonomische Bedeutung

Wasser ist Leben! Dieses Zitat von Antoine De Saint-Exupéry sagt in drei Wörtern alles über die Bedeutung des Wassers aus. Ohne Wasser gäbe es auf diesem Planeten kein Leben und ohne Süßwasser wäre die Existenz von landlebenden Pflanzen und Tieren unmöglich.

Auch für den Menschen ist das Wasser essentiell. Wasser ist die wichtigste erneuerbare Ressource und bestimmte die gesamte Menschheitsgeschichte das Leben und das Siedlungsverhalten der Menschen (Trinkwasser, Transportmittel, Überflutungen, usw.). Allerdings geht er heute mit dieser lebensnotwendigen Ressource sehr fahrlässig um. Vor allem in jenen Ländern, in denen es einen Überschuß an sauberem Wasser gibt, wird von der Allgemeinheit oft in höchstem Maße verschwenderisch damit umgegangen. Auch Österreich gehört zu den Ländern, die sauberes Wasser im Überfluß besitzen. Durch die günstige Lage von großen Flächen an karbonatischem Speichergestein in Verbindung mit humidem Klima und teilweise sehr hohen Niederschlägen, ist es möglich große Mengen an Trinkwasser zu bilden und zu speichern. Die Aquifere sind meistens als Kluft- und/oder Karstgrundwasserleiter ausgebildet. Hier können fehlende Filterwirkung und Selbstreinigung ein Problem darstellen. Die Karsthohlräume sind weitverzweigte Röhrensysteme, die in einem komplexen Zusammenhang stehen. Entlang des Karstes erfolgt ein rascher Transport des Wassers durch den Berg. In den Klüften hingegen wird das Wasser oft lange gespeichert. Vor allem feinklüftige Dolomite weisen gute Retentionseigenschaften auf.

Aber nicht nur die fehlende Selbstreinigung im Aquifer selbst, auch die oft fehlenden Deckschichten stellen, im Gegensatz zum Porenaquifer, eine erhöhte Gefährdung durch den Eintrag von Schadstoffen dar. Da der Großteil der karbonatischen Speichergesteine in Österreich in den Gebirgslagen anzutreffen ist, sind sie dem Einfluß von Forstwirtschaft, Jagd, Almbewirtschaftung und natürlich dem Tourismus ausgesetzt. Damit es hier nicht auf großen Flächen zu einer Beeinträchtigung der unterschiedlichen Nutzungsformen durch Wasserschutzgebiete kommt, ist es erforderlich das Einzugsgebiet von Quellen genau zu definieren.

Daher sind oft langwierige, zeitintensive geologische, strukturgeologische, hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen notwendig, um eine ausreichend große Datenbasis zu schaffen. Vor allem in den Karbonatgebieten sind großflächige Kartierungen und mikrofazielle Arbeiten zwingend notwendig, um einen Überblick über den Bau des Gebirges erhalten zu können. Nur mit dieser geologischen Grundlagenarbeit sind weitere Untersuchungen (z. B.: Schüttungsmessungen, chemische und isotopische Untersuchungen, Tracerversuche, usw.) anzustreben, da nur dann diese nachfolgenden Ergebnisse, auf der Basis der geologischen Daten, richtig interpretiert werden können. Schlussendlich ist die Grundlage eines Schutzgebiets durch die Ausdehnung der geologischen Einheiten im Einzugsgebiet und den räumlichen und zeitlichen Wasserzustrom definiert.

Es muss allerdings angeführt werden, dass diese geologischen Arbeiten oft das Ausmaß von Legislaturperioden oder Bilanzrechnungszeiträumen überschreiten. Schon heute sind weittragende und zukunftssträchtige Projekte gefragt, die sich mit dem Problem des steigenden Wasserbedarfes, in Verbindung mit einer immer größeren Belastung der Grundwässer in den Niederungen und Becken auseinandersetzen. Daher sind entsprechende Untersuchungen in den sensiblen Kluft- und Karstgrundwasseraquiferen der österreichischen Kalkalpen unerlässlich.

Denn es darf nicht vergessen werden, dass das frei verfügbare (Trink)Wasser die Grundlage unserer Wohlstandsgesellschaft ist und wenn entsprechende Maßnahmen zum Schutz des Trinkwassers nicht bereits heute unternommen werden, wird einige Generationen später, das heute versäumte, nicht mehr nachzuholen sein, da z. B. durch Bebauung, Besiedelung, Waldsterben, usw. die Aquifere bereits in Mitleidenschaft gezogen worden sind. Denn es kann nicht in unserem Sinn sein, das wir heute Wasser verschwenden und unsere Kinder und



Enkel nur mehr einen eingeschränkten Zugang zu Trinkwasser (z. B.: teures, importiertes Wasser in Plastikflaschen, usw.) haben.

## **9. Ausblick**

Die vorliegende Arbeit bildet die vorläufig letzte in einer Reihe von hydrogeologischen Untersuchungen der Stadtwerke Klagenfurt AG in den Karawanken. Bereits ab dem Jahr 1998 wurden von der Montanuniversität Leoben für die Stadtwerke, weiter im Westen, im Gebiet zwischen Maria Elend und der Staatsgrenze umfangreiche geologische Studien durchgeführt (MISSONI 1999, SIEDL 1999, WITZMANN 2001, TAPPEINER 2003, GANSTER 2004, REITERER 2004, KRISCHEY 2006), um die komplizierten stratigraphischen und tektonischen Beziehungen im Nahbereich des Periadriatischen Lineamentes und der Hochstuhlstörung zu dokumentieren. Mit Hilfe der Untersuchungen von SAUER & ZOJER (1986), BRENČIČ et al. (1995) und REINSDORFF (1995) gelang es, die hydrogeologischen und hydrologischen Daten unter neuen Aspekten zu betrachten (KRISCHEY 2006). Als Resultat entstand in weiterer Folge die vorliegende Arbeit, mit dem Ziel einer genauen Festlegung des Einzugsgebietes der Hainschbauernquellen.

Leider ist es aber so, dass bei einer intensiveren Beschäftigung mit Problemen, meistens mehr neue Fragen aufgeworfen, als alte beantwortet werden können. So konnten wesentliche Erkenntnisse im Schichtaufbau der westlichen Koschuta und dem Alter und der Fazies der Zementkrustenriffe gewonnen werden. Allerdings wäre für die hydrogeologische Fragestellung eine Bearbeitung der Schichtfolgen südlich des Koschutahauptkammes und westlich der Loibler Baba anzustrengen, um für dieses Gebiet ebenfalls Schichtfolgen und tektonische Konzepte entwickeln zu können. Nur durch mühsame, detektivische Kleinarbeit kann es in kleinen Schritten gelingen, sich ein Bild vom Gesamtaufbau des Gebirgsstockes zu erarbeiten. Erst wenn alle Parameter (Geologie, Tektonik, Stratigraphie, Schichtfolge, Hydrologie, Hydrogeologie, usw.) erhoben sind, können zum Schluss sämtliche Ergebnisse in der westlichen Koschuta gemeinsam interpretiert und es kann eine Aussage über etwaige Einzugsgebiete, von bestimmten Quellgruppen, getroffen werden.

Vor allem im Bereich des, für Mensch und Tier, so wichtigen Grundnahrungsmittels Trinkwasser kann in Zukunft nur auf Dauer nur mit langfristigen Projekten und Entscheidungen die ausreichende Versorgung für jedermann gesichert werden.

## **Danksagung**

Ich möchte Herrn O. Univ.-Prof. Dr. W. Vortisch für die Möglichkeit, der Durchführung meiner Diplomarbeit an seinem Lehrstuhl sowie für die Durchsicht der Röntgendiffraktogramme danken.

Spezieller Dank gebührt Herrn Ing. H. Kramer, von der Stadtwerke Klagenfurt AG, für die finanzielle Unterstützung der Diplomarbeit.

Herrn Ao. Univ.-Prof. Dr. H.-J. Gawlick danke ich im Besonderen für das interessante Thema, die fachkundigen Diskussionen, Begleitungen im Gelände, Hilfestellungen bei auftretenden Problemen, die Bestimmung der CAI-Werte sowie für die Freiheit bei der zeitlichen Einteilung.

Herrn Prof. Dr. L. Krystyn danke ich für die Bestimmung der Conodonten.

Herrn Dr. P. Dumitrica danke ich für die Bestimmung der Radiolarien.

Herrn Dr. F. Schlagintweit danke ich für die Bestimmung und Überprüfung der Flachwasserorganismen.

Frau Dr. S. Missoni danke ich für die Begleitung im Gelände und die Hilfestellung im Labor sowie für die nasschemische Aufbereitung der Conodontenproben.

Herrn Dr. M. Auer danke ich für die unzähligen Diskussionen, Anregungen, Hilfestellungen und Tipps für Gelände, Labor und die Darstellung der Ergebnisse.

Herrn Dr. R. Gratzler danke ich für die Probeausdrucke der Arbeit und für die Probeplots der Geologischen Karte.

Herrn F. Seidl danke ich für die röntgendiffraktometrischen Messungen.

Frau U. Schmid sei gedankt für die Hilfe bei organisatorischen und bürokratischen Hürden.

Meinen Studienkollegen, die mich während meiner Zeit in Leoben begleitet und unterstützt haben, sei mein Dank ausgesprochen, im speziellen an Christoph, Peter, Philipp und Thomas.

Und nicht zuletzt geht mein Dank an meine Familie, im Besonderen an meine Eltern, meine Großeltern und meine Schwester, die mich in den Jahren meines Studiums immer unterstützt haben und ein wichtiger Rückhalt sind. Sie waren auch im Gelände mit dabei und halfen mir mit kritischem Auge beim Durchsehen der Texte und Abbildungen der vorliegenden Arbeit.

## Literaturverzeichnis

- ALTHERR R., LUGOVI B., MEYER H.P. & MAJER V. (1995): Early miocene post-collisional calcalkaline magmatism along the easternmost segment of the periadriatic fault system (Slovenia and Croatia). *Mineralogy and Petrology* 54/3-4, 225-247, Wien.
- ANDERLE N. (1950): Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 94, 195-236 Wien.
- BAUER F.K. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. *Festschrift Werner Heißel-Veröffentlichungen der Universität Innsbruck* 86, 1-23, Innsbruck.
- BAUER F.K. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen in der Trias der Südkarawanken auf Blatt 212, Vellach. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, A179-A180, Wien.
- BAUER F.K. (1980): Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken.- In: OBERHAUSER R. (Herausgeber): *Der geologische Aufbau Österreichs*. 447-451, Wien.
- BAUER F.K. (1984): Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 127, 289-297, Wien.
- BAUER F.K. (1985): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich-Karawanken Westteil, Blatt 1,2,3 - 1:25.000. *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- BAUER F.K. & SCHERMANN O. (1984): Das Periadriatische Lineament in den Karawanken. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 127/3, 299-305, Wien.
- BECHSTÄDT T. (1977): Faziesanalyse der Permotrias des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. *Habilitationsschrift Ludwig Maximilian Universität München*, 189 Seiten, München.
- BOECKELMANN K. (1988): Die Werfener Schichten in den Karnischen Alpen und westlichen Karawanken (Österreich und Italien)-Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie im nordöstlichen Bereich der Südalpen. *Dissertation RWTH Aachen*, 214 Seiten, Aachen.
- BÖGEL H. (1975): Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 163-199, Wien.
- BOSELLINI A. & ROSSI D. (1974): Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy.- In: LAPORTE L.F. (Herausgeber.): *Reefs in Time and Space*. *Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* 18, 209-233, Tulsa.
- BOSELLINI A. (1991): *Geology of the Dolomites-an Introduction-Dolomieu Conference on Carbonate platforms and Dolomitisation*, 43 Seiten, St. Ulrich/Ortisei.
- BRACHERT T.C. & DULLO W.C. (1994): Micrite Crusts on Ladinian Foreslopes of the Dolomites seen in the light of a modern scenario from the Red Sea. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt-Festschrift E. Flügel*, Band 50, 57-68, Wien.
- BRANDNER R. (1972): „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 21, 143-162, Innsbruck.
- BRANDNER R. (1973): Tetrapodenfährten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen. *Festschrift Werner Heißel-Veröffentlichungen der Universität Innsbruck* 86, 57-71, Innsbruck.
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982): *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. Exkursionsführer zur Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, Seis am Schlern, Südtirol, 42 Seiten, Innsbruck.
- BRANDNER R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 126, 435-475, Wien.

- BRANDER R., FLÜGEL E. & SENOWBARI-DARYAN B. (1991): Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Dolomites). *Facies* 25, 279-296, Erlangen.
- BRENČIČ M., FERJANČIČ L., POLTNIG W. & STROBL E. (1995): Hydrogeologie der westlichen Koschuta (Abschnitt Loiblpaß-Westliche Koschuta)-Hidrogeologija zahodne Košute (šin zahodno Košuto)-Endbericht. Unveröffentlichter Bericht Joanneum Research Graz, 61 Seiten, Graz und Ljubljana.
- BRINDLEY G.W. & BROWN G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, 445 Seiten, London.
- BROGLIO LORIGA C., MASSETTI D. & NERI C. (1983): La Formazioni di Werfen (Scitio) delle Dolomiti occidentarli: Sedimentologia e Biostratigrafia. *Riv. Ital. Paleont. strat.* 88/4, 501-598, Milano.
- BUDUROV K.J. & STEFANOV S.A. (1973): Plattformconodonten und ihre Zonen in der mittleren Trias Bulgariens. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 21, 829-852, Innsbruck.
- BUGGISCH W., FLÜGEL E., LEITZ F. & TIETZ G. F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. *Geologische Rundschau* 65/2, 649-690, Stuttgart.
- BUGGISCH W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. *Geologische Rundschau* 67/1, 149-180, Stuttgart.
- BUSER S. (1974/1): Die Entwicklung Triassschichten in den westlichen Karawanken. In: „Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias“, Symposium Wien Mai 1973. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 2, 63-68, Wien.
- BUSER S. (1974/2): Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. *Carinthia II* 164/84, 27-37, Klagenfurt.
- BUSER S., RAMOVŠ A. & TURNSEK D. (1982): Triassic Reefs in Slovenia. *Facies* 6, 15-24, Erlangen.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SELLI L. & SIMBOLDI G. (1988): The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. *Tectonophysics* 146, 79-89, Amsterdam.
- CORNELIUS H.P. (1949): Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* 36-38, 231-244, Wien.
- CRISCI C.M., FERRARA G., MAZZUOLI R. & ROSSI P.M. (1984): Geochemical and geochronological data on Triassic Volcanism of the Southern Alps of Lombardy (Italy): Genetic implications. *Geologische Rundschau* 73, 279-292, Stuttgart.
- DIENER C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. 328-646, Wien.
- DE JONG K. (1967): Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. *Geologische Rundschau* 56, 103-115, Stuttgart.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987): Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 76/3, 735-754, Berlin.
- DULLO W. & LEIN R. (1980): Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 25-61, Wien.
- DULLO W. & LEIN R. (1982): Facies and Environment of the Leckkogel Beds (Carnian Alps). *Facies* 6, 25-36, Erlangen.
- DUNHAM R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoir* 1, 108-121, Tulsa.
- EPSTEIN A.G., EPSTEIN J.B. & HARRIS L.D. (1977): Conodont Colour Alteration-An Index to Organic Metamorphism. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 995, 1-27, Washington.

- EXNER C. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 3-64, Wien.
- FARHOUDI F. (1994): Mikrofazielle, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen an mittel- und obertriassischen Kalken der Süd-Karawanken (Kärnten, Österreich). Dissertation Technische Universität Berlin, 174 Seiten, Berlin.
- FLÜGEL E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungen von Kalken. 454 Seiten, Berlin, Heidelberg.
- FLÜGEL E. (1989): „Algen/Zement“-Riffe. Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt-Festband O.M. Friedrich. Band 10, 125-129, Wien.
- FLÜGEL E. (1994): Pangaen Shelf Carbonates: Controls and Paleoclimatic Significance of Permian and Triassic Reefs.- In: KLEIN G.D. (Herausgeber): Pangea: Paleoclimate, Tectonics and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent. Geological Society of America Special Paper 288, 247-266, Colorado.
- FLÜGEL E. (2004): Microfacies of carbonate rocks-analysis, interpretation and application. 976 Seiten, Berlin.
- FOLK R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin 43, 1-38, Tulsa
- FRISCH W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen-eine plattentektonische Rekonstruktion. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 24, 263-275, Wien.
- FRISCH W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics 60, 121-139, Amsterdam.
- FRISCH W., DUNKL I. & KUHLEMANN J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. Tectonophysics 327, 239-265, Amsterdam.
- FUCHS W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 127/4, 571-631, Wien.
- FULTHORPE C.S. & MELILLO A.J. (1988): Middle Miocene carbonate gravity flows in the Straits of Florida at Site 626.- In: AUSTIN J.A. & SCHLAGER W. (Herausgeber): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 101.
- GANSTER M. (2004): Neue stratigraphische, fazielle und strukturgeologische Untersuchungen im Bereich des östlichen Großen Dürrenbaches (westliche Karawanken, Kärnten) als Grundlage für weiterführende hydrogeologische Untersuchungen des Gebietes. Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 163 Seiten, Leoben.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den Südlichen Salzburger Kalkalpen-Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten (Nördliche Kalkalpen, Österreich), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 136/1, 39-48, Wien.
- GAWLICK H.-J., KRYSYN L. & LEIN R. (1994): CAI-Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps-a general review. Geologische Rundschau 83, 660-664, Berlin.
- GAWLICK H.-J. & GAWLICK K. (1999): Fazies, Stratigraphie und tektonische Bedeutung der unterkarnischen Leckkogelschichten des Gollinger Schwarzenberg-Komplexes (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen, Salzburg). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1, Heft 7-9, 1137-1152, Stuttgart 1999.
- GAWLICK H.-J., KRYSYN L., LEIN R. & MANDL G.W. (1999): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. Abstract 4<sup>th</sup> Workshop of Alpine Geological Studies, Tübinger geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A, Tübingen.
- GAWLICK H.-J. & FRISCH W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolarite flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics-an overview. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 230, 163-213, Stuttgart.

- GEYER O.F. (1993): Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul-Trentino, Veronese, Vicentino, Bellunese. Sammlung Geologischer Führer 86, 576 Seiten, Stuttgart.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): Definition of Sequences and Basin Evolution.- In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., JAQUIN T. & VAIL P.R. (Herausgeber): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society for Sedimentary Geology Special Publication 60, 719-747, Tulsa/Oklahoma.
- GUO L. & RIDNING R. (1992): Microbial carbonates in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, Southern China: Some similarities with Recent travertines. *Sedimentology* 39, 37-54, Oxford.
- HAAS J., KOVÁCS S., KRYSZTYN L. & LEIN R. (1994): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstruction in the Alpine-North Pannonian domain. *Tectonophysics* 242, 19-40, Amsterdam.
- HAAS J. & PÉRO C. (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *International Journal of Earth Sciences* 93, 297-313, Berlin.
- HARRIS M.T. (1993): Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. *Sedimentology* 40, 383-401, Oxford.
- HERITSCH F. (1915): Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpin-dinarischen Grenze (Ostalpen). *Handbuch der regionalen Geologie*, Heft 18, Band II/5, 153 Seiten, Heidelberg.
- HERITSCH F. (1923): Die Grundlagen der alpinen Tektonik. 259 Seiten, Berlin.
- HERITSCH F. & KÜHN O. (1951): Die Südalpen. -In: SCHAFFER F.X. (Herausgeber): *Geologie von Österreich*, 233-301, Wien.
- HÖFER H. (1908): Das Alter der Karawanken. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 293-295, Wien.
- HÖLTING B. (1996): *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*, 441 Seiten, Stuttgart.
- JONES G.L. (1992): Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralisation. *Terra nova* 4, 238-244, Blackwell Portsmouth.
- KAHLER F. (1932): Karawankenstudien III. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiete der Karawanken. *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung B* 1932/2, 115-121, Stuttgart.
- KAHLER F. (1955): Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. *Geologische Rundschau* 43, 169-176, Stuttgart.
- KAHLER F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. *Carinthia II Sonderheft* 41, 107 Seiten, Klagenfurt.
- KAHLER F. (1989): Die Fusuliniden.- In: EBNER F. & KAHLER F.: *Catalogus Fossilium Austriae Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica*. Österreichische Akademie der Wissenschaften, 87-295, Wien.
- KÁZMÉR M. & KOVÁCS S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geologica Hungarica* 28, 69-82, Budapest.
- KEIM L. & SCHLAGER W. (1999): Automicrite Facies on Steep Slopes (Triassic, Dolomites, Italy). *Facies* 41, 15-26, Erlangen.
- KENTNER J.A.M. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology* 37, 777-796, Oxford.
- KISTEN C., KUSS J. & HENDRIKS F. (1990): Sedimentologische Untersuchungen der Raibler Schichten (Karn) in den Nordkarawanken/Kärnten. *Carinthia II*, 180/100, 603-631, Klagenfurt.
- KOBER L. (1923): *Bau und Entstehung der Alpen*. 280 Seiten, Berlin.

- KOBER L. (1931): Das alpine Europa und sein Rahmen. 310 Seiten, Berlin.
- KOBER L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. 204 Seiten, Wien.
- KOSSMAT F. (1913): Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 6, 61-165, Wien.
- KOZUR H. (2003): Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage divisions and the numeric ages of the Triassic ages. *Albertiana* 28, 53-74, Utrecht.
- KOZUR H. & MOSTLER H. (1972): Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 21, 777-810, Innsbruck.
- KOZUR H. & MOSTLER H. (1993): Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck Sonderband 3*, 39-199, Innsbruck.
- KOZUR H., KRÄINER K. & MOSTLER H. (1994). Middle Triassic conodonts from the Southern Karawanken Mountains (Southern Alps) and their stratigraphic importance. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 19, 165-200, Innsbruck.
- KRÄINER K. (1985): Zur Sedimentologie des alpinen Buntsandsteines und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 14/2, 21-81, Innsbruck.
- KRÄINER K. (1993): Perm in Kärnten. *Carinthia II*, 183/103, 133-180, Klagenfurt.
- KRÄINER K. (1996): Die südalpine Trias der Karawanken. *Carinthia II* 186/106, 39-51, Klagenfurt.
- KRÄINER K. & LUTZ D. (1995): Middle Triassic Basin Evolution and Stratigraphy in the Carnic Alps (Austria). *Facies* 33, 167-184, Erlangen.
- KRÄINER K. & MOSTLER H. (1992): Neue hexactinellide Poriferen aus der südalpinen Mitteltrias der Karawanken (Kärnten, Österreich). *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 18, 131-150, Innsbruck.
- KRAUS O. (1969): Die Raibler des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentologische und paläontologische Untersuchungen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 112, 81-152, Wien.
- KRISCHKE O. (2006): Neue Erkenntnisse in der Problematik Hainschquellen. Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit Montanuniversität Leoben, 35 Seiten, Leoben.
- KRISCHKE O., SCHLAGINTWEIT F., MISSONI S. & GAWLICK H.-J. (2006): „Algen-Zement-Riffe“ (Anis?/Ladin) vom Loibler Baba und Grintoutz (Koschuta Einheit, Kärnten).- In: TESSARDI-WACKERLE M. (Herausgeberin): *PANGEO AUSTRIA 2006-Conference Series*, 157-158, Innsbruck.
- KRISCHKE E. (2006): Sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der siliziklastischen Sedimentgesteine im Bereich des Grossen Dürrenbaches und des Radischbaches (Karawanken, Kärnten, Österreich) als Grundlage für eine hydrogeologische Nutzung des Gebietes. Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 248 Seiten, Leoben.
- KRYSTYN L. & LEIN R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. *Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geologischen Bundesanstalt* 33, 1-23, Wien.
- KRYSTYN L., BALINI M. & NICORA A. (2004): Lower and Middle Triassic stage and substage boundaries in Spiti. *Albertiana* 30, 40-53, Utrecht.
- LAUBSCHER H.P. (1971): Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geologische Rundschau* 60, 813-833, Stuttgart.
- LEIN R., SCHLAF J., MÜLLER P.J., KRYSTYN L. & JESINGER D. (1995): Neue Daten zur Geologie des Karawanken-Straßentunnels. *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 20, 371-387, Innsbruck.

- LEIN R., GAWLICK H.-J. & KRYSZYN L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges-Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1996/Teil 1, Heft 5/6, 471-483, Stuttgart 1997.
- LEIN R., KRYSZYN L. & GAWLICK H.-J. (2006): Werden und Vergehen einer anisichen Karbonatrampe am Beispiel des Steinalmkalkes (Pelsonikum, Nördliche Kalkalpen).- In: TESSARDI-WACKERLE M. (Herausgeberin): PANGEO AUSTRIA 2006-Conference Series, 172-173, Innsbruck.
- LIEBERMANN H.M. (1978): Carnitza Formation-ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalk der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 25, 35-60, Wien.
- LIPOLD M.V. (1856): Gailthaler Schichten und alpine Trias im südöstlichen Kärnten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt VII, 374-375, Wien.
- LOESCHKE J., SONNTAG A. & KULLMANN J. (1996): Zur Geologie des Koschutazuges südlich von Eisenkappel (Karawanken). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 139/1, 35-43, Wien.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001): The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. International Journal of Earth Sciences 90, 593-622, Berlin.
- MAURER F. (2000): Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). Sedimentary Geology 134, 275-286, Amsterdam.
- MAURITSCH H.J. & FRISCH W. (1980): Palaeomagnetic results from the Eastern Alps and their data from the Southern Alps and the Carpathians. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 73, 5-13, Wien.
- MEISCHNER K.D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken.- In: BOUMA A.H. & BROUWER A. (Herausgeber): Turbidites. Developments in Sedimentology 3, 156-191, Amsterdam.
- MISSONI S. (1999): Stratigraphische, fazielle und strukturgeologische Untersuchungen im Bereich des Großen Dürrenbaches (westliche Karawanken, Kärnten) und deren Bedeutung für die Hydrogeologie. Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 113 Seiten, Leoben.
- MOSTLER H. & KRAINER K. (1994): Saturnalide Radiolarien aus dem Langobard der süd-alpinen Karawanken (Kärnten, Österreich). Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 19, 93-131, Innsbruck.
- NEMES F., NEUBAUER F., CLOETINGH S. & GENSER J. (1997): The Klagenfurt Basin in the Eastern Alps: an intra-orogenic decoupled flexural basin?. Tectonophysics 282, 189-203, Amsterdam.
- NEUBAUER F., GENSER J. & HANDLER R. (2000): The Eastern Alps: result of a two stage collisional process. Mitteilungen der österreichischen Geologischen Gesellschaft 92, 117-134, Wien.
- NOÉ S.U. (1987): Fazies und Paläogeographie des marinen Oberperms und der Perm-Trias Grenze in den Südalpen (Bellerophon-Schichten, Tesero-Oolith). Facies 16, 89-142, Erlangen.
- OBENHOLZNER H. (1985): Vorläufige Mitteilungen zur Petrographie und Geochemie mittel-triadischer Vulkanite im südalpinen Teil der Karawanken (Kärnten, Österreich). Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt 6, 143-151, Wien.
- OGORELEC B., OREHEK S. & BUDKOVIČ T. (1999): Lithostratigraphy of the Slovenian Part of the Karavanke Road Tunnel. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 56/2, 99-112, Wien.



- PILLER E.W., EGGER H., ERHART C.W., GROSS M., HARZHAUSER M., HUBMANN B., VAN HUSEN D., KRENMAYR H.G., KRZYSTYN L., LEIN R., LUKENEDER A., MANDL G.W., RÖGL F., ROETZEL R., RUPP C., SCHNABEL W., SCHÖNLAUB H.P., SUMMESBERGER H., WAGREICH M. & WESSELY G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). Kommission für die stratigraphische und paläontologische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Graz, Wien.
- PLACER L. (1999): Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41, 223-255, Ljubljana.
- POLINSKI R.K. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Süd-Kärnten, Österreich. Dissertation Universität Karlsruhe, 143 Seiten, Karlsruhe.
- POLINSKI R.K. & EISBACHER G.H. (1992): Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. *Journal of Structural Geology* 14, 1203-1213, Amsterdam.
- PREMSTALLER M. (1991): Hydrogeologische Untersuchungen in den westlichen Karawanken. Unveröffentlichte Diplomarbeit Technische Universität Graz, 89 Seiten, Graz.
- PREY S. & KAHLER F. (1957): Beiträge zu einem Karawankenprofil. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 50, 271-292, Wien.
- PREY S. (1959): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen in den Karawanken bei Ferlach auf den Blättern 211 (Windisch Bleiberg) und 202 (Klagenfurt). *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1960, A65-A66, Wien.
- PREY S. (1970): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen in den Karawanken bei Ferlach auf Blatt 211 (Windisch-Bleiberg). *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, A60-A62, Wien.
- PREY S. (1975): Geologische Aufnahmen auf Blatt 211, Windisch Bleiberg. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, A124-A126, Wien.
- RAINER T. M. (2003): Thermal history and hydrocarbon potential of Carboniferous to Eocene sediments of the Alpine-Dinaric transition zone (Austria, Slovenia). Dissertation Montanuniversität Leoben, 377 Seiten, Leoben.
- RAMOVŠ A. (1974): Fortschritte in der Untersuchung des Unter- und Mittelperms in Slowenien, NW Jugoslawien. *Carinthia II* 164/84, 99-103, Klagenfurt.
- RANTITSCH G. & RAINER T. M. (2003): Thermal modeling of Carboniferous to Triassic sediments of the Karawanken Range (Southern Alps) as a tool for palaeogeographic reconstructions in the Alpine-Dinaric-Pannonian realm. *International Journal of Earth Sciences* 92, 195-209, Berlin.
- REINSDORFF S. (1995): Die Hydrogeologie der westlichen Koschuta-Mit einer detaillierten Untersuchung der Hainschquellen. Unveröffentlichte Diplomarbeit Technische Universität Graz, 140 Seiten, Graz.
- REITERER T. (2004): Neue stratigraphische, fazielle und strukturgeologische Untersuchungen im Bereich des Großen Dürrenbaches (westliche Karawanken, Kärnten) als Grundlage für eine hydrogeologische Nutzung des Gebietes. Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 183 Seiten, Leoben.
- REJEBIAN V.A., HARRIS A.G. & HUEBNER J.S. (1987): Conodont colour and textural alteration: an index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. *Geological Society of America Bulletin* 99, 471-479, Boulder/Colorado.
- ROLSER J. & TESSENHORN F. (1974): Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. *Geologisches Jahrbuch* A25, 23-53, Hannover.
- SAUER G. & ZOJER H. (1986): Hydrogeologie-Einzugsgebiet Hainschbauerquellen Karawanken Phase II. Unveröffentlichter Bericht Forschungsgesellschaft Joanneum Graz, 25 Seiten, Graz.

- SCHAFHAUSER M. (1997): Stratigraphie und Fazies in der Mitteltrias der Südkarawanken (Kärnten/Österreich) im Vergleich zur lithostratigraphischen Entwicklung des angrenzenden Südalpins. Dissertation Technische Universität Berlin, 162 Seiten, Berlin.
- SCHERER J. (1983): Montangeologische Untersuchungen im Paläozoikum und der Koschuta-Trias der Ostkarawanken (Kärnten). Unveröffentlichte Dissertation Montanuniversität Leoben, 318 Seiten, Leoben.
- SCHLAF J. (1996): Ein Obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, Österreich). Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 39/40, 1-14, Wien.
- SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 66/67, 165-193, Wien.
- SCHMIDT T., BLAU J. & KÁZMÉR M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permian-Mesozoic facies belts. *Tectonophysics* 200, 213-232, Amsterdam.
- SCHÖNLAUB H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 33, 124 Seiten, Wien.
- SCHÖNLAUB H.P. (Herausgeber, 1985): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 15.-21. September 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, Kärnten. Geologische Bundesanstalt, 87 Seiten, Wien.
- SCHWINNER R. (1915): Dinariden und Alpen. *Geologische Rundschau* 6, 1-22, Leipzig.
- SENOWBARI-DARYAN B., ZÜHLKE R., BECHSTÄDT T. & FLÜGEL E. (1993): Anisian (Middle Triassic) Buildups of the Northern Dolomites (Italy): The Recovery of Reef Communities after the Permian/Triassic Crisis. *Facies* 28, 181-256, Erlangen.
- SIEDL W. (1999): Geologische Detailkartierung im Bereich des Großen Dürrenbaches südlich von Maria Elend als Grundlage für eine hydrogeologische Bewertung (westliche Karawanken, Kärnten). Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 97 Seiten, Leoben.
- SIEWERT W. (1984): Der Werdegang der Karawanken-stratigraphischer Abriß und Strukturgeschichte. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 29-133, Wien.
- SPENCE G.H. & TUCKER M.E. (1997): Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology* 112, 163-193, Amsterdam.
- SPRENGER W.L. (1996): Das periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 52, 220 Seiten, Wien.
- SUESS E. (1867) Raibl.- In: SUESS E. & VON MOJSISOVICS E. (1867): Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. *Jahrbuch der k.-k. Geologischen Reichsanstalt* XVII, 553-582, Wien.
- SUESS E. (1875): Die Entstehung der Alpen. 168 Seiten, Wien.
- STAUB R. (1924): Bau der Alpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N.F. 52, 272 Seiten, Bern.
- TAPPEINER M.S. (2003): Geologische Detailkartierung des Kapellenberges südlich von Maria Elend als Grundlage für eine hydrogeologische Bewertung (westliche Karawanken, Kärnten). Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 111 Seiten, Leoben.
- TELLER F. (1887): Die Triasbildungen der Košuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomits des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 261-268, Wien.
- TELLER F. (1898): Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) 1:75.000, Blatt 20/XI Eisenkappel und Kanker. Verlag der k. k. Reichsanstalt Wien.

- TELLER F. (1898): Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der österreichisch-ungarischen Monarchie, SW-Gruppe Nr. 83, Eisenkappel und Kanker (Zone 20 Col. XI der Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie im Maßstab 1:75:000). Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 35-91, Wien.
- TOLLMANN A. (1963): Ostalpensynthese. 256 Seiten, Wien.
- TOLLMANN A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. 766 Seiten, Wien.
- TOLLMANN A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. 710 Seiten, Wien.
- VAN BEMMELEN R.W. (1966): The Structural Evolution of the Southern Alps. *Geologie en Mijnbouw* 45/12, 405-444, 's-Gravenhage.
- VAN GOSEN W. (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ost-alpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). 247 Seiten, Stuttgart.
- VAN HUSEN D. (1974): Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. *Eduard Clar Festband-Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* 66/67, 61-74, Wien.
- VENTURINI C. (1990): *Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali*. Comune Udine Ed. Mus. Friul. Nat. St. 36, 20 Seiten, Udine.
- VON SRBIK R. (1941): Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Sonderband III*, 282 Seiten, Stuttgart.
- WEBER L. (Herausgeber) (1997): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. *Archiv für Lagerstättenforschung-Geologische Bundesanstalt* 19/1, 220-228, Wien.
- WINKLER A. (1924): Über den Bau der östlichen Südalpen. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 16, 1-272, Wien.
- WILSON J.L. (1975): *Carbonate Facies in geologic history*. 471 Seiten, New York.
- WITZMANN B. (2001): Stratigraphische, fazielle und strukturelle Gliederung des Bereiches zwischen dem Grossen und Kleinen Dürrenbach (Karawanken, Kärnten, Österreich) und deren Bedeutung für die Hydrogeologie. Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 113 Seiten, Leoben.
- WOPFNER H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. *Geologische Rundschau* 73/1, 259-277, Stuttgart.

## **Belegmaterial**