

Die klastischen Sedimente der karbonen Hochwipfel- und Auernig-Formation der Ostkarawanken (Österreich/Slowenien)

Sedimentologie, Geochemie und Provenanz

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften
der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Steffen Kutterolf

aus Stuttgart

Hauptberichter: PD Dr. Hannelore Krawinkel
Mitberichter: Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Tag der mündlichen Prüfung: **26.10.2001**

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

2001

Ich versichere, daß ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Steffen Kutterolf

Stuttgart den 30. September 2001

Die vom Prüfungsausschuß gemachten Auflagen wurden erfüllt. Die mündliche Prüfung fand am 26.10.2001 statt und wurde bestanden.

PD Dr. Hannelore Krawinkel

Stuttgart den Dezember 2001

Für Elke, Ann-Cathrin, Sebastian und Jonas, die mich während der ganzen Zeit uneingeschränkt unterstützten und mich manchmal stark entbehren mußten.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit untersuche ich die karbonen Sedimente in den Ostkarawanken (Österreich/Slowenien). Aus den Ergebnissen der Sedimentologie, Geochemie und Petrographie versuche ich, mit Hilfe der Provenanzanalyse die Entwicklung des Ablagerungsraumes und die geodynamische Stellung der Sedimentationsbecken in den paläozoischen Karawanken zu rekonstruieren. Diese werden dann in einen plattentektonischen Zusammenhang eingebunden und eine karbonene Beckenentwicklung abgeleitet.

Die Karawanken Österreichs und Sloweniens sind morphologisch und orographisch die Fortsetzung der Karnischen Alpen und entsprechen diesen auch weitgehend in ihrem geologischen Aufbau und Deformationsstil. In den österreichischen und slowenischen Karawanken sind nicht oder nur schwach metamorphe paläozoische Serien aufgeschlossen. Strukturelle Grenzen sind im Norden die Periadriatische Naht, im Westen die Gailitz-Furche und im Süden die Save-Störung. Die Karawanken tauchen nach Osten unter das Pannonische Becken ab. Die Einheiten des Paläozoikums sind durch die variszische, beziehungsweise alpidische Konvergenz, mehrphasig und überwiegend bruchhaft deformiert worden. In den von mir untersuchten Ostkarawanken sind eine 950 m mächtige klastische Sedimentabfolge der karbonen Hochwipfel-Formation und eine 250 m mächtige Wechselfolge der klastisch-karbonatischen, permokarbonen Auernig-Formation aufgeschlossen.

Im Laufe des Paläozoikums wandelt sich die geotektonische Situation von einem passiven Kontinentalrand (O. Ordoviz-U. Karbon) zu einem aktiven Kontinentalrand (ab M. Visé). Die Schichtfolgen vom Oberordoviz bis in das Unterkarbon zeigen in den Karawanken die klassische Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes auf. Der Sedimentationsstil änderte sich diachron zu einer Flysch-Sedimentation (Hochwipfel-Formation), die winkeldiskordant von karbonatischen und siliziklastischen flachmarinen Ablagerungen des Stefan (Auernig-Formation) überlagert werden. Diese werden allgemein als Molassebildungen interpretiert.

Die Sedimente der Hochwipfel-Formation weisen Sedimentstrukturen und andere Merkmale auf, die auf Ablagerung in einem sich schnell vertiefenden Becken hindeuten und für turbiditische Ströme und gravitative Massenströme charakteristisch sind. Der Detritus wurde von dem entstehenden Faltungs- und Überschiebungsgürtel, sowie von exhumierten metamorphen und magmatischen Gesteinen des Hinterlandes geliefert. Einschaltungen tuffitischer Aschenlagen geben Hinweise auf gleichzeitigen Vulkanismus.

Die Hochwipfel-Formation lässt sich aufgrund der sedimentologischen Untersuchungen in einen feinklastischen und einen fein- bis grobklastisch dominierten Bereich unterteilen. Die tiefmarine Ablagerungen der Hochwipfel-Formation sind im Liegenden an einem Hangschürzensystem und im Hangenden an einem Rampen-/Hangschürzen-Mischsystem abgelagert worden. Der Ablagerungsraum für die Sedimente der Auernig-Formation kann nach den Ergebnissen der sedimentologischen Untersuchungen in einen flachmarinen, küstenbeeinflussten Bereich gelegt werden. Die Transport- und Ablagerungsprozesse der Auernig-Sedimente weisen überwiegend auf sturminduzierte Mechanismen in einem Küstengebiet mit grobklastischem Eintrag aus dem Hinterland (Delta?) hin.

Die petrographischen Studien zielten zunächst auf die Identifikation und Unterscheidung der detritischen Körner, sowie deren graphischer und statistischer Auswertung. Danach kann man innerhalb der Hochwipfel-Formation aufgrund des detritischen Modalbestands vier Petrofazies-Typen unterscheiden, die sich stratigraphisch zuordnen lassen. Diese können durch die Gamma-Ray-Spektrometernmessungen teilweise bestätigt werden. Petrofazies 1, im Liegenden, ist aus sehr quarzreichen und stark lithoklastenarmen Sublithareniten, Subarkosen und lithischen Subarkosen zusammengesetzt. Zum Hangenden hin folgt dann Petrofazies 2 die aus quarzreichen und lithoklastenarmen Sublithareniten, feldspatreichen Lithareniten, Lithareniten, und lithischen Subarkosen besteht. Petrofazies 3 im Liegenden der Oberen Hochwipfel-Formation beinhaltet quarzarme und lithoklastenreiche Litharenite und feldspatreiche Litharenite. Petrofazies 4 im Hangenden der Hochwipfel-Formation setzt sich aus stark quarzarmen und sehr lithoklastreichen Lithareniten zusammen. Die vier Petrofaziestypen können in eine lithoklastreiche- und feldspatarme Gruppe (Obere Hochwipfel-Formation) und in eine quarzreiche- und feldspatreiche Gruppe (Untere Hochwipfel-Formation) zusammengefasst werden. Beide Gruppen können verschiedenen geographischen Bereichen und stratigraphischen Einheiten zugeordnet werden und stellen räumliche, sowie zeitliche Änderungen der Provenanz innerhalb der Hochwipfel-Formation dar.

Petrographische Provenanz-Indikatoren zeigen, dass die basalen quarzreichen Sandsteine der unteren Hochwipfel-Formation im Umfeld eines gedehnten Kontinentalrandes abgelagert wurden und Material aus einem aufgearbeiteten Orogen enthalten. Anschließend wird der Einfluss eines Liefergebiets aus einem magmatischen Bogen größer und die verschiedenen petrographischen

Provenanz-Diagramme zeigen, dass im Hangenden der Hochwipfel-Formation das Liefergebiet eines erodierten magmatischen Bogens dominiert.

Bei der Auernig-Formation ergeben sich drei Petrofaziesgruppen, die vom Liegenden ins Hangende durch eine Quarz-Zunahme und Lithoklasten-Abnahme gekennzeichnet sind. Die Provenanzanalyse kann für die Auernig-Formation ein Liefergebiet an einem passiven Kontinentalrand bestimmen, bei dem im Laufe der Sedimentation der Auernig-Formation immer tiefere Basement-Einheiten abgetragen werden.

Mit Hilfe der Mineralchemie der Schwerminerale konnte ich die Provenanzaussagen für die Hochwipfel-Formation ergänzen. Die untersuchten Schwerminerale deuten fast alle auf eine Mischung von Liefergebieten hin. Die Chromspinelle bestätigen die Annahme eines magmatischen Bogens als Liefergebiet im hangenden (Petrofazies 4) und liegenden (Petrofazies 2) Teil der Hochwipfel-Formation. Chromspinelle aus dem mittleren Bereich der Hochwipfel-Formation stammen aus einem Intraplatten-, Back Arc- oder MORB-Bereich. Auf Grund unterschiedlich metamorph überprägter Hornblenden aus einem basischen Ausgangsgestein kann ein magmatischen Bogen (Petrofazies 4 und 2) und ein höhermetamorphes Liefergebiet aus einem kontinentalen Bereich (Petrofazies 3) unterschieden werden. Die Mineralchemie der Granate und teilweise der Turmaline bestätigen die Ergebnisse aus der Einzelmineralchemie der Chromspinelle- und Hornblenden, aus denen man für die Liefergebiete der Hochwipfel-Formation von einem Mischsystem aus einem kontinentalen Liefergebiet und einem magmatischen Bogen ausgehen kann.

Aufgrund der geochemischen Provenanzindikatoren lässt sich das Liefergebiet der Hochwipfel-Sandsteine als intermediäre magmatische Provinz charakterisieren. Bei weiterer Differenzierung mittels verschiedener geochemischer Provenanzdiagramme kann man Sedimente, die aus einem reifen oder „kontinentalen“ Inselbogensystem stammen, von solchen, die aus einem Gebiet mit Dehnungscharakter und/oder Seitenverschiebungsregime eines aktiven Kontinentalrandes angeliefert wurden, unterscheiden. Die geochemischen Untersuchungen können allerdings die Einteilung in vier Petrofaziestypen nach der Petrographie nicht bestätigen. Jedoch ist die Konstanz der erhaltenen geochemischen Provenanz-Indikatoren für Haupt- und Spurenelemente bemerkenswert. Für die Auernig-Formation ergibt sich in fast allen Diagrammen die Signatur eines passiven Kontinentalrandes. Die Betrachtung der Seltenen-Erden-Muster ermöglicht eine weitere Differenzierung innerhalb der Becken- und Provenanz-Entwicklung, da deren Auftreten nur wenig oder gar nicht von äußeren Einflüssen abhängig ist und somit direkt auf die Liefergebiete verweist. Demnach ändert sich die Liefergebietssituation konstant von einem größeren Einfluss eines passiven Kontinentalrandes im Liegenden zu einem starken Einfluss eines aktiven und erodierten magmatischen Bogens im Hangenden der Hochwipfel-Formation.

Die Änderungen der unterschiedlichen Provenanzsignaturen lassen es zu, folgende Beckenentwicklung für die Hochwipfel- und Auernig-Formation anzunehmen. Im Liegenden der Hochwipfel-Formation entwickelte sich in Folge von Dehnungen in der kontinentalen Kruste ein Becken, in das vor allem Detritus des kontinentalen Hinterlands gelangt. Im Folgenden wird der Einfluss eines magmatischen Bogens im Randbereich des Ablagerungsbeckens stärker und führt zu einer Mischung der Liefergebiete. Nach einer letzten stärkeren kontinentalen Schüttung im oberen Teil der Unteren Hochwipfel-Formation nimmt der Einfluss eines magmatischen Bogens aufgrund einer kurzzeitig verstärkten Subduktion der Paläotethys im angrenzenden östlichen Bereich des Ablagerungsraumes zu und liefert Material eines primitiven magmatischen Bogens in das Hochwipfel-Becken. Zum Hangenden der Hochwipfel-Formation hin wird dieser aktive magmatische Bereich im Zuge der variszischen Orogenese zergliedert und aufgearbeitet. Der Detritus dieses erodierten magmatischen Bogens dominiert die Sedimente der obersten Hochwipfel-Formation. Bei der Schließung des Hochwipfel-Beckens entstanden kleinen Restbecken, in denen sich der liegende Teil der Auernig-Formation ablagerte. Als diese Restbecken verfüllt waren, entwickelte sich im oberen Teil der Auernig-Formation eine flachmarine, klastische und karbonatische Sedimentation eines Randmeeres.

Die Mischung von verschiedenen, geodynamisch unterschiedlich entstandenen Liefergebieten und vor allem die Beckenentwicklung der Hochwipfel-Formation führe ich auf die Lage des Ablagerungsraumes in einem „failed rift“ (Aulakogen) zurück, dass im Oberdevon bis Unterkarbon am Tripelpunkt Gondwana, Eurasien und Paläotethys entsteht. Dies erklärt am Besten die sedimentologischen, petrographischen und geochemischen Merkmale in den Sedimenten der Hochwipfel-Formation der Ostkarawanken, die von mindestens zwei unterschiedlichen Liefergebieten geschüttet werden, welche in sehr unterschiedlichen plattentektonischen Bereichen liegen. Zudem erklärt dieses geodynamische Modell sehr gut den Trend hin zu immer stärkeren kontinentalen Einflüssen der westlichen Karawanken und den Karnischen Alpen.

Abstract

This study focusses on the carboniferous sediments of the Eastern Karawanken Mountains (Austria/Slovenia). Based on sedimentological, petrographical and geochemical analysis I try to reconstruct the provenance areas for the carboniferous sediments, the geodynamic setting and the deposition areas. According to this analysis I try to constrain the geodynamic settings and the development of the variscian sediment basins of the Karawanke Mountains to compare them to the palaeogeographical situation in the southern Alps at the carboniferous time.

The Karawanken Mountains form an east-west striking mountain chain of the southeastern Alps in the border area of Austria and Slovenia. The Karawanken Mountains of Austria and Slovenia are the morphological and orographical continuation of the Carnic Alps and resemble their geological structure and deformation pattern. In the Karawanken Mountains of Austria and Slovenia only non or weakly metamorphosed paleozoic sediments are exposed. Structural boundaries are the Periadriatic Line in the north, the Gailitz Line in the west and the Save Line in the south. To the east, the Karawanken Mountains disappear beneath the Pannonian Basin. The Palaeozoic and Mesozoic units underwent mainly brittle deformation during both, the Variscan and/or Alpidic convergence respectively.

The eastern Karawanken Mountains consist of an approximately 950 m thick succession of clastic sediments of the Hochwipfel Formation and an approximately 250 m thick succession of alternating clastic and carbonate depositions of the Auernig Formation. From late Ordovician to early Carboniferous these sedimentary series were deposited on a passive continental margin. This geodynamic situation switched to an active continental margin during the Variscan orogeny at the early/late Carboniferous boundary leading to the formation of a south-verging fold-and-thrust belt. Subsequently sedimentation changed and a thick series of synorogenic sediments (Hochwipfel Formation) were deposited in a basin to the south. The sediments are disconformably overlain by Stefanian postorogenic fluvial-deltaic to shallow marine molasse deposits (Auernig Formation). The sediments of the Hochwipfel flysch reveal sedimentary structures and other features like turbidity currents or cohesive debris flows which are indicating deposition in a rapidly deepening basin. Detritus was yielded into the basin from the contemporaneous fold-and-thrust belt, from the uplifted metamorphic and igneous rocks of the Austroalpine hinterland and a magmatic arc at the paleotethys realm. Tuffitic ash layers are intercalated indicating contemporaneous volcanic activity.

The sedimentological results suggest that the deposition area of the Hochwipfel Formation was predominated by fine-grained deposits in the lower part, and coarse-grained deposits in the upper part. Therefore the deep marine sediments of the lower Hochwipfel Formation were deposited at a slope apron system, while the deposits of the upper Hochwipfel Formation were sedimented in a mixed slope apron/ramp system. For the Auernig Formation I can conclude that their sediments were deposited in a shallow marine, coastal influenced area. The transport and depositional processes of the sediments from the Auernig Formation show predominantly storm induced mechanisms in a coastal setting with coarse grained deposits from the hinterland (delta ?).

First of all, my petrographic studies were focussed on identification of detrital components and the graphically and statistically evaluation of this petrographical data. Variations of detrital modes of sandstones define four petrofacies types and allow the relation to stratigraphic units. These petrofacies types could be partly confirmed by the results of the gamma-ray-analysis. Petrofacies 1 in the lower most part of the Hochwipfel Formation is composed of very quartz-rich and strongly lithoclast-poor sublitharenites, subarkoses and lithic subarkoses. Petrofacies 2 in the upper next part of the Hochwipfel Formation is classified by sandstones which are quartz-rich and lithoclast-poor sublitharenites, litharenites, feldspatic litharenites and lithic subarkoses. Petrofacies 3 in the lower part of the Upper Hochwipfel Formation contains quartz-poor and lithoclast-rich feldspatic litharenites and litharenites. Petrofacies 4 in the upper most part of the Hochwipfel Formation is composed of very quartz-poor and lithoclasts-rich litharenites. The four petrofacies types can be grouped into a lithoclast-rich and feldspar-poor unit (Upper Hochwipfel Formation) and in a quartz-rich and feldspar-rich unit (Lower Hochwipfel Formation). Both petrofacies-units can be attributed to distinct geographic locations and stratigraphic environments. They reflect spatially and temporally changes in the provenance of the Hochwipfel Formation.

Petrographical and geochemical provenance analysis points to the deposition of the basal quartz-rich sandstones of the lower Hochwipfel Formation within the framework of a rifted continental margin. The deposits show mainly signatures of a recycled orogen. Deposition of lithoclast-rich sandstones indicates rearrangement to an active continental margin, which characterizes the upper Hochwipfel Formation. The

influence of a magmatic arc is getting stronger and the different petrographical provenance-diagrams show a dominating provenance from a dissected and eroded magmatic arc. The Auernig Formation can also be subdivided into three petrofacies-units, which show an increase of quartz and a decrease of lithoclasts toward the top of the Auernig Formation in the Eastern Karawanken Mountains. The sediments of the Auernig Formation show very clear signatures of a passive continental margin. The varying features in the Auernig sandstones can be explained by a gradual exhumation of a crystalline basement constrained by a higher amount of metamorphic and quartz-rich components from a deeper eroded basement in the upper Auernig Formation.

The geochemical analysis of heavy minerals confirmed the provenance signatures for the Hochwipfel Formation. All the investigated heavy minerals of the Hochwipfel Formation show signals of a mixture of the source area. The geochemical features of the chromites confirm a magmatic arc source in the upper (petrofacies 4) and the top of the lower part (petrofacies 2) of the Hochwipfel Formation. Chromite from the middle part of the Hochwipfel Formation (petrofacies 3) indicates a provenance from intraplate-, back arc-, or mid ocean ridge basalts. According to different metamorphic overprinted amphiboles from mafic material I can distinguish between two different source areas: a magmatic arc (petrofacies 2 and 4) and a high metamorphic continental area (petrofacies 3). The analysis of the garnets and the tourmalines of the Hochwipfel Formation confirm the results from the Chromite- and amphibole analysis, that the provenance of the Hochwipfel Formation shows a mixture between a continental and a magmatic arc source area. From the geochemical provenance indicators I propose, that the source area has an intermedial magmatic signature. The different provenance-diagrams show a mixture of a primitive magmatic arc and continental Island arc source area as well as influences from an active and passive continental margin. However, the geochemical investigations couldn't confirm the delimitation of the various types of petrofacies. The Auernig Formation shows the provenance signature of a passive continental margin in nearly all diagrams.

Using the rare earth element pattern I can differentiate the different petrofacies relative to their basin- and provenance-development because of the stability of the rare earth elements against chemical erosion and dissolution. The geochemical indicators of the rare earth elements lead to unaffected provenance features. According to the rare earth element pattern, the provenance signatures of the lower Hochwipfel Formation show influences from a passive continental margin and some signals from a magmatic arc. Toward the upper part of the Hochwipfel Formation, the provenance signatures in the sandstones change to an active and an eroded magmatic arc provenance.

The changes of the different provenance signatures within the whole Hochwipfel Formation and the Auernig Formation pointed me to the following basin development: Extension of a continental crust led to the formation of a basin in which the lower Hochwipfel Formation was deposited. The sediments were predominated by detritus from a continental source. Further on the influence of a magmatic arc in a nearby region started to grow and led to a mixture of source areas. After a last increase of sediments from a passive continental margin in the upper part of the lower Hochwipfel Formation the influence of a magmatic arc has started to increase once again. This can be traced back to a short-term high subduction rate of the paleotethys at the magmatic arc in the adjacent eastern part of the deposition area. In this phase of the sedimentation of the Hochwipfel Formation the developing primitive magmatic arc has delivered detritus into the Hochwipfel basin. In the following sedimentary phase the influence of the magmatic arc has increased and the influence of a passive continental margin has decreased. During sedimentation of the upper part of the Hochwipfel Formation the tectonic settings has changed into a compressive regime due to the Variscan orogeny. For that reason the basin has started to close and the basin margins were uplifted during continuous thrusting and strike-slip faults. This leads also to the dissection and erosion of the magmatic arc at the paleotethys realm. The eroded material was transported to the deposition area and has influenced most parts of the coarse grained sediments in the upper Hochwipfel Formation. After the closing of the Hochwipfel basin, small basins remained providing depositional area for the lower part of the Auernig Formation. During the sedimentation of the Auernig Formation in the Eastern Karawanken Mountains the deposition area changes toward the upper Auernig Formation to a shallow marine basin connected to an ocean. The sedimentation was predominated by clastic to carbonate sedimentation.

According to the mixture of different source areas and the postulated basin development of the Hochwipfel Formation I suggest a deposition area in a failed rift, which develops between the Upper Devonian and the Lower Carboniferous at the triplepoint of Gondwana, Eurasia and Paleotethys. This constellation explains best the sedimentary, petrographical and geochemical features of sediments of the Hochwipfel Formation. They were delivered by two different geodynamical source areas. Further more it explains the decreasing trend of a magmatic arc source in the sediments toward the Western part of the Karawanken Mountains and the Carnic Alps and otherwise the increasing of continental signatures.

Inhaltsverzeichnis:

Zusammenfassung

Abstract

1	Einleitung	1
1.1	Das Karawanken-Projekt	1
1.2	Frühere Bearbeiter	2
1.3	Zielsetzung	4
2	Geographischer und Geologischer Überblick	5
2.1	Geographie	5
2.2	Geologie	7
2.2.1	Das Paläozoikum der Ostkarawanken	9
2.2.2	Paläogeographische Entwicklung der Ostkarawanken	11
2.2.3	Strukturgeologischer Aufbau	15
3	Die Paläozoische Geschichte der südöstlichen Alpen	19
3.1	Das Basement des süd- und ostalpinen Raums	19
3.2	Modelle für die variszische Entstehung der südöstlichen Alpen	21
3.3	Terrane und tektonostratigraphische Einheiten	23
4	Methodik	25
4.1	Methodik im Gelände	25
4.1.1	Profilaufnahme	25
4.1.2	Gamma-Ray-Spektrometrie	25
4.2	Leichtminerale	26
4.2.1	Dünnschliffanalyse	26
4.2.2	Fehlerbetrachtung	29
4.3	Schwerminerale	31
4.3.1	Methodik	31
4.3.2	Schwermineralanalyse	31
4.3.3	Fehlerbetrachtung	32
4.4	Mineralchemie der Schwerminerale	33
4.4.1	Einführung	33
4.4.2	Geochemische Messungen mit dem energiedispersiven Detektor (EDAX)	33
4.4.3	Fehlerbetrachtung	33
4.5	Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)	34
4.5.1	Einführung	34
4.5.2	Methode	34
4.5.3	Fehlerbetrachtung	34
4.6	Massenspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaionisation mit Laserablation (LA-ICP-MS)	35
4.6.1	Einleitung	35
4.6.2	Methode	35
4.6.3	Fehlerbetrachtung	36
5	Die Sedimentologie des Seeberger Paläozoikums	37
5.1	Die Hochwipfel-Formation	37
5.1.1	Übersicht	37
5.1.2	Lithofaziesassoziationen im schematischen Übersichtsprofil	39
5.1.3	Der Ablagerungsraum	43
5.1.4	Zusammenfassung und Interpretation	44
5.2	Die Auernig-Formation	51
5.2.1	Übersicht	51
5.2.2	Lithofaziesassoziationen im schematischen Übersichtsprofil	51
5.2.3	Der Ablagerungsraum	56
5.2.4	Zusammenfassung und Interpretation	57

6	Sedimentpetrographische Analyse	59
6.1	Allgemeine petrographische Beschreibung	59
6.1.1	Hochwipfel-Formation	59
6.1.2	Auernig-Formation	60
6.2	Leichtmineralanalyse	60
6.2.1	Definition und Herkunft des detritischen Mineralbestands	60
6.2.2	Darstellung der Ergebnisse	66
6.2.2.1	Petrofazies	66
6.2.2.2	Provenanz	72
6.2.3	Fazit	86
6.3	Schwermineralanalyse	89
6.3.1	Definition und Herkunft des Schwermineralbestandes	89
6.3.2	Stabilitäts- und Verwitterungsparameter der Schwerminerale	97
6.3.3	Darstellung und Diskussion der Ergebnisse	101
6.3.3.1	Hochwipfel-Formation	101
6.3.3.2	Auernig-Formation	108
6.3.4	Fazit	111
6.3.5	Mineralchemie der Schwerminerale	113
6.3.5.1	Chromspinell	113
6.3.5.2	Amphibole (Hornblenden)	116
6.3.5.3	Granat	118
6.3.5.4	Turmalin	119
6.4	Beziehungen zwischen dem Leicht- und Schwermineralbestand sowie der Mineralchemie	121
7	Gamma-Ray-Spektrometer Untersuchung	124
8	Gesamtgesteins-Geochemie	129
8.1	Einleitung	129
8.2	Änderung der Elementgehalte durch exogene, diagenetisch und metamorphe Prozesse	129
8.2.1	Verwitterung und Erosion	129
8.2.2	Transport und Ablagerung	130
8.2.3	Schwermineralfraktionierung	130
8.2.4	Löslichkeitsprodukt der Elemente im Ozeanwasser	130
8.2.5	Diagenese und Metamorphose	130
8.2.6	Fazit	130
8.3	Hauptelemente	131
8.4	Spurenelemente	135
8.5	Seltene Erden	143
8.6	Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen	147
9	Interpretation	149
10	Diskussion	161
11	Danksagung	172
12	Literaturverzeichnis	173

Anhang

Lebenslauf

Beilage

1 Einleitung

1.1 Das Karawanken-Projekt

Das Karawanken-Projekt findet am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart statt und befasst sich mit der Untersuchung der variszischen Sedimente der Südalpen. Die Spuren der geodynamischen Entwicklung der Varisziden im Alpenraum sind am besten in den wenig deformierten paläozoischen Sedimenten dieser Region erhalten. Die während und vor der Kollision von Eurasien mit Gondwana abgelagerten Sedimente ermöglichen mit Hilfe von Methoden der Petrologie, der Genese von Magmatiten und Metamorphiten sowie der Tektonik und Geochemie dieser Bereiche eine Modellierung der Ablagerungsbecken. Im Rahmen meiner Dissertation untersuche ich deshalb die klastischen Sedimente des Karbons in den Karawanken. Dieses Grenzgebiet zwischen Österreich und Slowenien wurde bisher nicht genauer untersucht und stellt mit seinen paläozoischen klastischen Serien eines der wenigen Gebiete in den Alpen dar, die einen Blick auf die Entwicklung des südlichen Alpenraums im Paläozoikum zulässt (Abb. 1.1). Zusätzlich von Vorteil ist, dass die Gesteine der Karawanken im Laufe der alpidischen Orogenese relativ wenig überprägt wurden. Die Sedimente enthalten noch zum großen Teil die geodynamischen Signaturen, die während der Sedimentation der paläozoischen Abfolgen in den Ablagerungen konserviert wurden. Der Wandel der politischen Situation in den osteuropäischen Ländern ermöglichte zudem eine erste grenzüberschreitende Studie dieses Gebirgszuges. Innerhalb des Karawanken-Projektes übernahm mein Kollege Rüdiger Diener die Untersuchung der Westkarawanken, während ich mich mit dem Ostteil befasste.

Die mächtigsten in den Karawanken aufgeschlossenen klastischen Serien des Paläozoikums stammen aus dem Unter (Visé)- bis Oberkarbon (Stefan) und sind in der Literatur bisher als „Hochwipfelflysch“ und „Auernigsschichten“ bezeichnet worden. Auf diese Sedimentations-einheiten konzentrierte sich die Arbeitsgruppe, um aus diesen Sedimenten die geotektonische Situation im südlichen Randbereich der Varisziden abzuleiten.

In klastischen Sedimenten ist ein Großteil der Faktoren (Herkunftsgestein, Transportprozesse, Klima, Verwitterung und Diagenese) überliefert, die vom Liefer- bis in das Ablagerungsgebiet auf das transportierte Material einwirken. Die genaue Betrachtung der Sedimentologie und Sedimentpetrographie dieser Siliziklastika unterstützt deshalb die Rekonstruktion differenzierter geodynamischer Modelle.

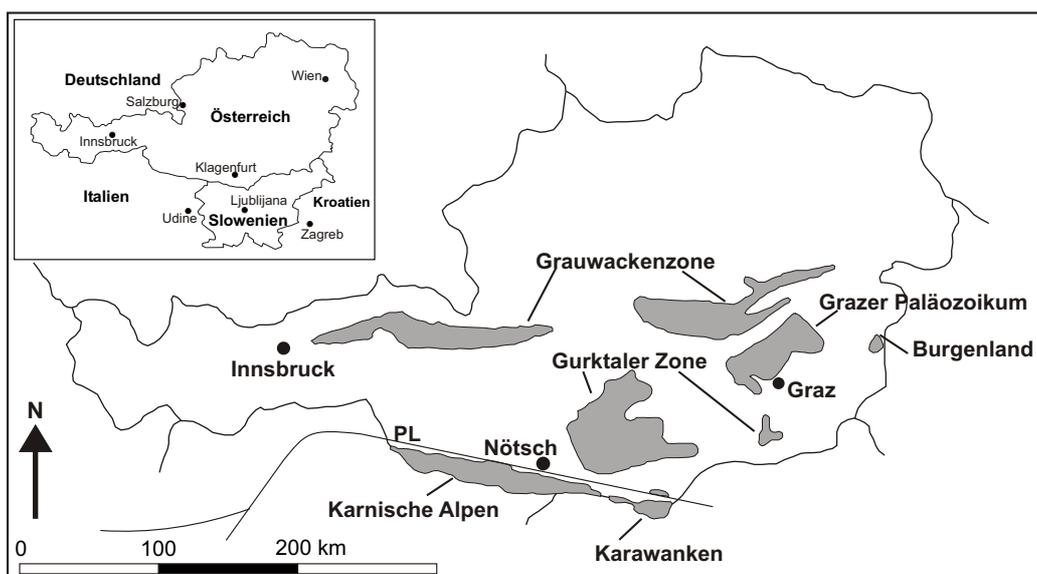


Abb. 1.1: Hauptbereiche paläozoischer Sedimentation in den Ostalpen, nördlich und südlich der Periadriatischen Naht (PL). Verändert nach SCHÖNLAUB (1993).

Die größten Probleme bei der Untersuchung der Sedimente in den Ostkarawanken ergeben sich durch die starke tektonische Zergliederung der paläozoischen Einheiten während der alpinen Orogenese. Ein anderes Problem ist die stratigraphische Eingliederung in gängige biostratigraphische Zeitraster, da in den Sedimenten der Karawanken vom Unterkarbon bis zum unteren Oberkarbon keine Biostratigraphie möglich ist. Zudem sind die Aufschlussverhältnisse auf Grund der klimatischen Umstände, morphologischen Gegebenheiten und den leicht verwitterbaren Gesteinen eher mäßig. Das Auftreten der paläozoischen Gesteine ist auf kleine Aufschlüsse in einer weiträumigen geographischen Verbreitung begrenzt. Die sedimentologische Interpretation wird zusätzlich noch durch nur schlecht erhaltene oder nicht vorhandene Sedimentstrukturen erschwert.

Um die einzelnen störenden Faktoren auszuschalten, untersuchte ich die klastischen Sedimente mit einer großen Anzahl an unterschiedlichen Methoden, die von der Petrographie über die Mineralchemie bis zur Geochemie reichten. Mit Hilfe dieses Untersuchungsansatzes sollen auch die verschiedenen Vorteile der einzelnen Methoden gebündelt werden, um eine möglichst große Bandbreite an Informationen zu erhalten.

1.2 Frühere Bearbeiter

Viele Untersuchungen in der Geologie befassten sich in der Vergangenheit vor allem mit der Tektonik oder den metamorphen und magmatischen Kernkomplexen alter Gebirgszüge sowie überlieferter Karbonatserien. Daraus leiten die Geologen unter anderem auch verschiedene Modelle für die Entstehung der Varisziden in der alpinen Region ab.

Mit den ersten Beschreibungen kristalliner Gesteine beginnt in den letzten Jahrzehnten des achtzehnten Jahrhunderts die geologische Erkundung in den Ostalpen. Erste geologische Karten werden im späten achtzehnten bis Mitte des neunzehnten Jahrhunderts veröffentlicht (HACQUET, 1784; UNGER, 1843; VON MORLOT, 1847; IN RAUMER & NEUBAUER, 1993). Zugleich wird mit Hilfe von Fossilien versucht, eine stratigraphische Ordnung in die Alpengeologie zu bringen. Die ordovizischen-silurischen Fossilien werden von STACHE (1874), die silurischen von HAUER (1847), die devonischen von UNGER (1843) und die karbonen von BUCH (1824B) beschrieben.

Die ersten wichtigen geologischen Arbeiten über die Karawanken sind im Zuge von geologischen Kartierungen der Ostkarawanken und der Steiner Alpen im Maßstab 1:75000 von TELLER (1898) durchgeführt worden. Er bearbeitete vor allem die stratigraphischen Einheiten im Ostteil der Karawanken. Die neogenen Klastika des Klagenfurter Beckens und der Nordkarawanken wurden von Kahler (KAHLER, 1953; 1971) untersucht. Neuere Arbeiten über die Fazies und Sedimentationsdynamik der paläozoischen Sedimente in den Karawanken stammen von Tessensohn (TESSENSOHN, 1968; 1971), der neben paläozoischen Kalken auch die karbonen Klastika im österreichischen Teil der Ostkarawanken sedimentologisch und sedimentpetrographisch untersuchte. Er stellte ein erstes Faziesmodell für die Hochwipfel-Formation auf. Die Sedimente wurden demnach in einem engen tiefen Becken durch turbiditische Ströme abgelagert. Er unterteilte die Hochwipfel-Formation der Ostkarawanken in eine Nordrandfazies, die aus Wechselfolgen von Grauwacken, Siltsteinen und Tonschiefern besteht und eine Seebergfazies, die zusätzlich gröberklastische Einschaltungen und mächtigere Abfolgen beinhaltet. Weiter beschrieb er als erster die Auernig-Formation in den Karawanken. Er interpretierte sie als Schelfsedimente und unterschied sie klar von der älteren Hochwipfel-Formation (TESSENSOHN, 1968; 1971; 1974). Tessensohn verglich in seinen Arbeiten den karbonen Ablagerungsraum der Karawanken mit dem der Karnischen Alpen. Er kam zu dem Ergebnis, dass sich beide Ablagerungsräume ähneln und eventuell zusammengehören. Die Gesteine der Eisenkappler Kristallinzone bearbeiteten LOESCHKE (1970) und EXNER (1972). Die altpaläozoischen Gesteine der Ostkarawanken wurden von KUPSCH et al. (1971) und der altpaläozoische Vulkanismus von LOESCHKE & ROLSER (1971) und LOESCHKE & WEBER (1973) untersucht, während sich auf slowenischer Seite Ramovs (RAMOVs, 1969A+B; 1971) mit den paläozoischen Schichtfolgen befasste. Eine erste strukturgeologische Entwicklung der

Ostkarawanken wurde von STRUCL (1970) und ROLSER & TESSENSOHN (1974) vorgestellt. Diese wurde im Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung der Karawanken, durch die Neubearbeitung der Sedimentationsgeschichte des Klagenfurter Beckens von HUSEN (1976; 1984) weiterentwickelt. Neue Arbeiten sind in Verbindung mit dem geologischen Kartenwerk der Karawanken im Maßstab 1:25000 von BAUER et al. (1981), BAUER (1984) und der Bearbeitung des Karawanken-Tonalits und der ihn umgebenden Sedimentgesteine von GOSEN (1989) erschienen. In zwei geophysikalischen Untersuchungen wurde das Bouguer-Schwerefeld (STEINHAUSER et al., 1980) bestimmt und die magnetischen Anomalien (SEIBERL & STEINHAUSER, 1980) in den Karawanken erkundet. LOESCHKE & SCHNEPF (1987) befassten sich mit dem Diabaszug von Eisenkappel und untersuchten seinen Aufbau. In weiteren Arbeiten setzte sich Loeschke mit der Zirkontypologie der Hochwipfel-Formation (SONNTAG et al. 1997), der Entwicklung eines geodynamischen Modells für die Karawanken (KULLMANN & LOESCHKE 1994, LOESCHKE & HEINISCH 1993) und der Geologie des Koschuta-Zuges (LOESCHKE et al. 1996) auseinander. Die neuesten tektonischen Arbeiten in den Karawanken stammen von POLINSKI (1991) und POLINSKI & EISBACHER (1992), in der die alpine, Ost-West gerichtete Überschiebungstektonik und die Nordwest-Südost gerichtete Bruchtektonik beschrieben wird. Diese Bruchtektonik ist für die starke Blockbildung in den Karawanken verantwortlich.

KRAINER (1992), der die karbonen Ablagerungen der Karnischen Alpen untersuchte, griff die Theorien von Tessensohn wieder auf und befasste sich auch mit den äquivalenten Sedimenten der Karawanken. Er bestätigte in seinen Untersuchungen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen die Vorstellung von Tessensohn, dass es sich bei dem Sedimentationstrog der Hochwipfel-Formation in den Karnischen Alpen und Karawanken um einen zusammenhängenden Ablagerungsraum handelt. In den Karnischen Alpen gab es weitere Untersuchungen der karbonen Sedimente. Ein Teil der Autoren (HINDERER, 1992; LÄUFER et al., 1993; LÄUFER, 1996; HUBICH, 2000) befaßte sich auch nebenbei mit den Verhältnissen in den Karawanken.

Angaben zum Modalbestand der Hochwipfel-Formation finden sich bei TESSENSOHN (1971), LÄUFER et al. (1993), KRAINER (1992), KULLMANN & LOESCHKE (1994), SONNTAG et al. (1997) und HUBICH (2000). Aufgrund unterschiedlicher Komponentenzusammensetzungen unterscheiden TESSENSOHN (1971) und LÄUFER et al. (1993) wieder in die zuvor erwähnten lithologischen Einheiten der Nordrandfazies und der Seebergfazies. LÄUFER et al. (1993) vermuten auf Grund ihrer Untersuchungsergebnisse der Karnischen Alpen für die Hochwipfel-Formation ein Liefergebiet, das Plutonite, Sedimente, Metamorphite und Vulkanite umfasste und wohl auch einige Ultrabasitkörper führte. Eine geochemische Charakterisierung der Hochwipfel-Sedimente der Karawanken existiert bislang nicht. Die in die Hochwipfel-Formation eingeschalteten alterierten Tuffe und die spät- bis postvariszischen Gänge besitzen nach LÄUFER et al. (1993) eine andesitische Zusammensetzung.

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe unterscheiden sich in ihrem Modalbestand von denen der Hochwipfel-Formation (TESSENSOHN, 1968; KRAINER, 1992). Sie sind durch einen teilweise sehr hohen Anteil an Quarz (bis 95%), einen hohen Anteil an detritischen Glimmern (bis 18%) und einen sehr geringen Anteil an Feldspäten (<5%) gekennzeichnet (KRAINER, 1992 und BLAUROCK, 2000). Eine Fusulinenstratigraphie für das Oberkarbon und Unterperm wurde von KAHLER (1986A+B) erarbeitet.

1.3 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Entwicklung des Ablagerungsraumes der karbonen Sedimente in den Ostkarawanken zu rekonstruieren und die geodynamische Stellung der Sedimentationsbecken in einen plattentektonischen Zusammenhang einzubinden, sowie eine karbonene Beckenentwicklung abzuleiten. Das daraus entstehende geodynamische Modell der Ostkarawanken wird dann mit bestehenden Modellen verglichen. Zuerst werden die klastischen Ablagerungen des Karbons mit Hilfe sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen in verschiedene Faziesbereiche unterteilt. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der geochemischen Ergebnisse führe ich anschließend eine Provenanzanalyse durch, mit dem Ziel: 1. die Art des oder der Liefergebiete zu beschreiben, 2. Informationen über den plattentektonischen Zusammenhang des Ablagerungsraums zu erhalten und 3. Änderungen im Hinterland während der Sedimentation der Hochwipfel-Formation zu erfassen.

Zusätzlich werden die lateralen Ausdehnungen der karbonen Sedimentbecken in den Karawanken und Karnischen Alpen sowie ihre Beziehungen zueinander andiskutiert.

Die Ergebnisse der Arbeit sollen dazu beitragen, die Entstehung der Varisziden im Bereich der Alpen besser zu verstehen, neue Anregungen zur Entwicklungsgeschichte zu liefern und die verschiedenen sedimentologischen, petrographischen und geochemischen Untersuchungsmethoden zu vergleichen.



Abb. 1.2: Blick vom Kärntner Storschitz auf die Steiner Alpen und den Seebergsattel

2 Geographischer und geologischer Überblick

2.1 Geographie

Die am Südostende der Alpen gelegenen Karawanken bilden einen Gebirgszug, der als östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen im Grenzbereich zwischen Österreich und Slowenien verläuft. Die Karawanken erstrecken sich über 120 km von Arnoldstein im Westen bis zum Kotschnasattel-Feistritz im Osten. Im Norden sind sie durch das Klagenfurter Becken und den Fluss Drau begrenzt. Die südliche Begrenzung bildet das Savetal. Die Karawanken werden am Loiblpass in Ost - und Westkarawanken unterteilt. Die Westkarawanken ziehen in einem schmalen Gebirgszug vom Gailitzdurchbruch (bei Arnoldstein) über den Wurzenpass (1073 m) bis zum Loiblpass (1368 m) (am Berg Mittagskogel). Die Ostkarawanken sind durch ein Hochtal (800 - 1100m) in zwei Gebirgszüge getrennt und reichen über Eisenkappel bis nach St. Veit (DEL-NEGRO, 1977).

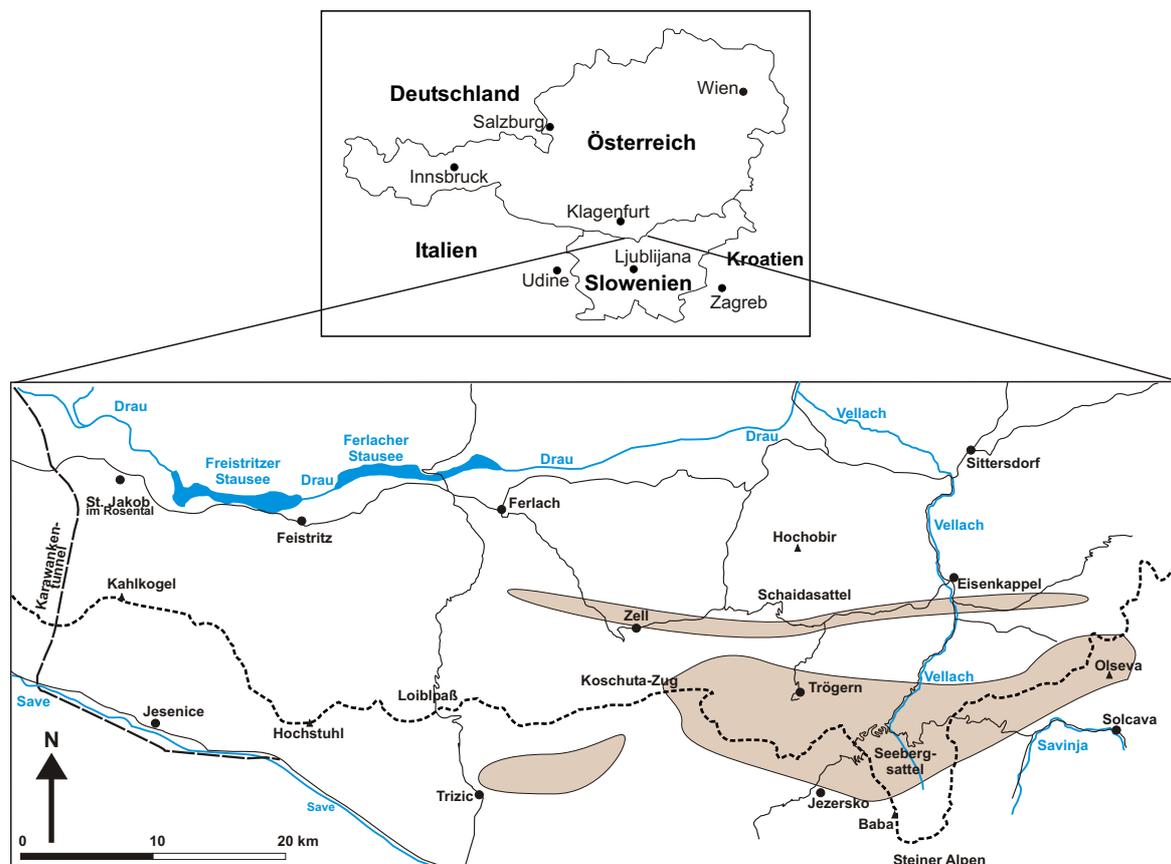


Abb. 2.1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes mit der geographischen Verteilung der paläozoischen Abfolgen (gefärbte Flächen).

Das Arbeitsgebiet wurde während 3 Geländekampagnen zwischen Sommer 1998 und Sommer 2000 untersucht. Es erstreckt sich über 35 Kilometer vom Loiblpas im Westen bis nach Solcava im Osten (Abb. 2.1). Die Nord-Süd-Ausdehnung beträgt 15 Kilometer. Die Fläche des untersuchten Gebietes beträgt ungefähr 500 km². In Österreich (Bundesland Kärnten) sind die Gebiete mit paläozoischen Ablagerungen vor allem im Bereich von Eisenkappel und dem Seebergsattel anzutreffen und ziehen in zwei schmalen Streifen entlang der periadriatischen Naht von Westen nach Osten. In Slowenien (Region Trizic, Cellje, Karin) keilen die paläozoischen Schichten nach Westen und Osten hin aus und haben ihr mächtigstes Auftreten zu beiden Seiten des Seebergsattels (Abb.2.1).

Das Arbeitsgebiet wird von mehreren Bachtälern, wie zum Beispiel der Trögerner Klamm, dem Ebriachtal, dem Vellacher Tal und dem Logar Tal durchschnitten. Die Bäche und kleineren Flüsse entwässern im Norden in die Drau und über die Donau ins Schwarze Meer.

Digitales Höhenmodell der Ostkarawanken (Seeberggebiet)

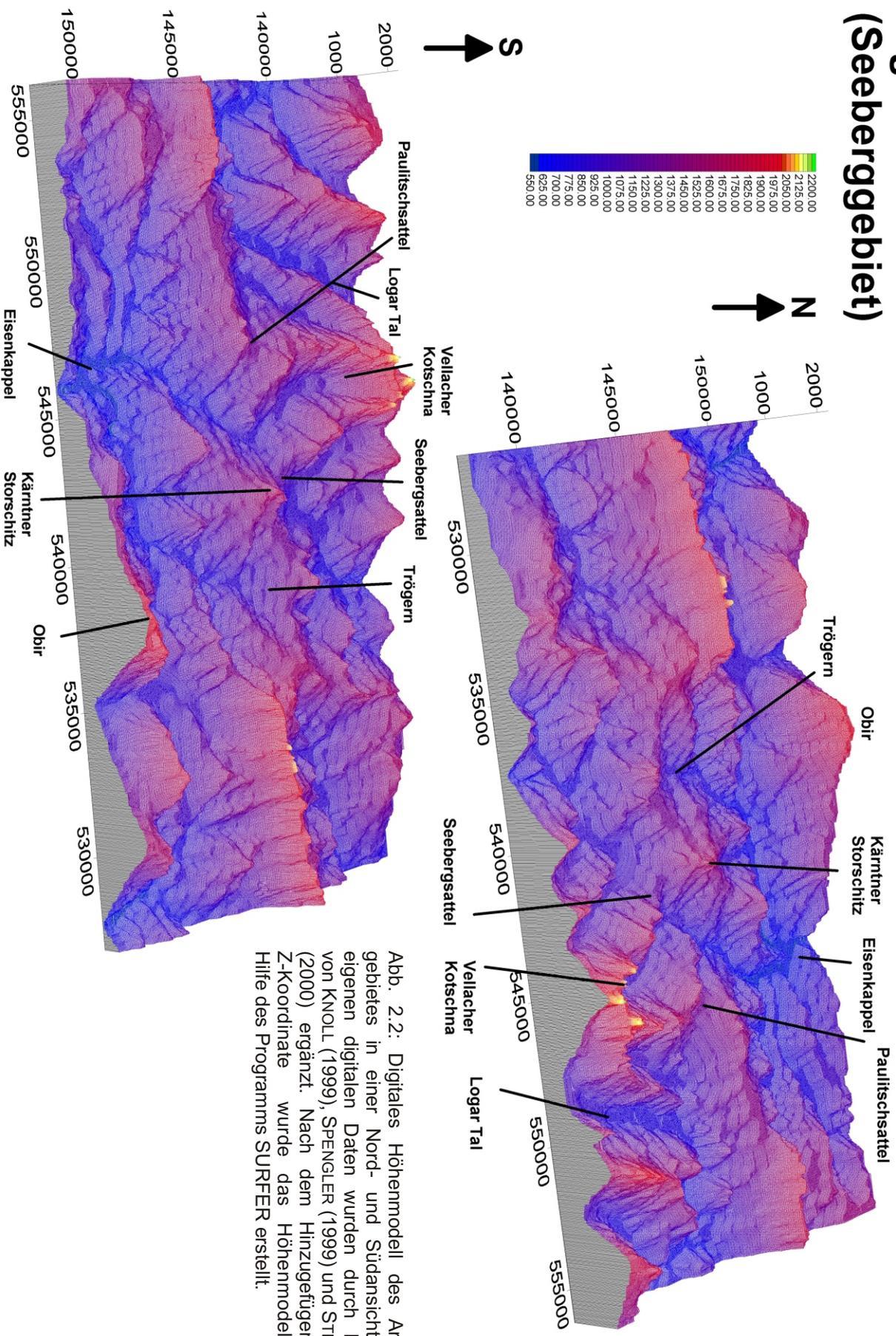


Abb. 2.2: Digitales Höhenmodell des Arbeitsgebietes in einer Nord- und Südansicht. Die eigenen digitalen Daten wurden durch Daten von KNOLL (1999), SPENGLER (1999) und STEUDLE (2000) ergänzt. Nach dem Hinzufügen der Z-Koordinate wurde das Höhenmodell mit Hilfe des Programms SURFER erstellt.

Im Süden entwässern die Karawanken über den Vorfluter Save ebenfalls in die Donau. Die Wasserscheide zwischen Drau und Save entspricht dabei ungefähr der Staatsgrenze zwischen Österreich und Slowenien.

Die Karawanken haben Mittel- bis Hochgebirgscharakter. Die Morphologie des Gebietes ist durch die lithologische Gegebenheiten zu erklären. Eine eher sanfte Morphologie bildet sich durch die klastischen, paläozoischen Sedimentgesteine. Ihr stehen steile und schroffe Gebirgszüge gegenüber. Diese bestehen aus Kalken des Devons und der Trias und stellen markante Punkte im Arbeitsgebiet dar. Der höchste Punkt im Arbeitsgebiet ist der Mrzla Gora (2203 m) am Rande der Vellacher Kotschna, während der niedrigste Punkt (554 m) im Luftkurort Eisenkappel liegt (Abb.2.2).

2.2 Geologie

Die Karawanken sind ein Ost-West streichender Gebirgszug in den südöstlichen Alpen (Abb. 2.3). Das Bouger-Schwerefeld der Karawanken zeigt jedoch, dass keine gravimetrisch erkennbare Gebirgswurzel vorhanden ist, die für ein selbstständiges Gebirge typisch wäre (STEINHAUSER et al., 1980). Die rechtslaterale Seitenverschiebungszone des Periadriatischen Lineaments teilt die Karawanken geologisch in eine nördliche und eine südliche Einheit (SCHÖNLAUB, 1979). Diese Störung stellt zugleich die Grenze zwischen den Zentralalpen und den Südalpen dar (Abb. 2.3, Abb. 2.5). Die Nordkarawanken bilden die Fortsetzung der zum Nordalpin gehörenden Gailtaler Alpen. Die Südkarawanken hingegen stellen das morphologische und orographische Äquivalent der Karnischen Alpen dar (Abb. 2.3, Abb. 2.5). Die paläozoischen Serien der Karawanken werden auch als Äquivalente der Karnischen Alpen aufgefasst (SCHÖNLAUB, 1979). Nicht- bis niedermetamorphe paläozoische Einheiten treten in den gesamten Karawanken nördlich und südlich des Periadriatischen Lineaments auf (vgl. Abb. 1.1) (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Die karbonen Sedimentbecken der Süd- und Ostalpen (Hochwipfel-Karbon der Karnischen Alpen und Karawanken, Karbon von Nötsch, Karbon der Veitscher Decke, Grazer Paläozoikum und Stolzalpendecke; Abb. 1.1) sind eine Folge der geodynamischen Prozesse während der variszischen Orogenese in Europa. Sie sind von triasischen Sedimenten oder metamorphem Basement umgeben (Abb. 2.3). Die Entwicklung der Varisziden im Bereich der Alpen wurde im Westen vor allem durch die Kollision Gondwanas mit Laurussia beeinflusst, während nach Osten hin die Entwicklung verstärkt von Terran-Akkretion bestimmt wurde. Der präalpine Zentralbereich der Alpen und Südeuropas ist daher eine Collage (STAMPFLI, 1996; FLÜGEL, 1990). Zum Zeitpunkt der variszischen Orogenese bildete dieses Basement den Rand der permischen "Paläotethys" (LOESCHKE & HEINISCH, 1993).

Die paläozoische Stratigraphie der Karawanken beginnt im Ordoviz und endet im Perm. Sie ist von klastischer und karbonatischer Sedimentation geprägt, in die vereinzelt vulkanische Ablagerungen eingeschaltet und einzelne Intrusiva eingedrungen sind (Abb. 2.4).

In den Karnischen Alpen und den Westkarawanken gehören die ältesten, mit Fossilfunden belegten stratigraphischen Einheiten, dem Ordoviz (ältestes Caradoc) an (SCHÖNLAUB, 1979)(Abb. 2.4). Es handelt sich um Abfolgen, die während einer Synrift-Phase zur Ablagerung kamen. Vom Devon bis in das Unterkarbon (Visé) entwickelte sich ein passiver Kontinentalrand mit überwiegend karbonatischer Sedimentation (Abb. 2.4). In Folge der variszischen Ereignisse änderte sich ab dem mittleren Visé die geotektonische Situation (KUTTEROLF & KRAWINKEL, 2000B). Der Sedimentationsstil ändert sich diachron zu einer Flysch-Sedimentation (Hochwipfel-Formation). Diese Sedimente werden winkeldiskordant von karbonatischen und siliziklastischen flachmarinen Molasseablagerungen des Oberkarbons (Stefan; Auernig-Gruppe) überlagert (KRAINER, 1992)(Abb. 2.4.). Der variszische Komplex wurde während der alpinen Orogenese mehrfach überprägt und ist im Bereich des Periadriatischen Lineaments stark zerschert worden.

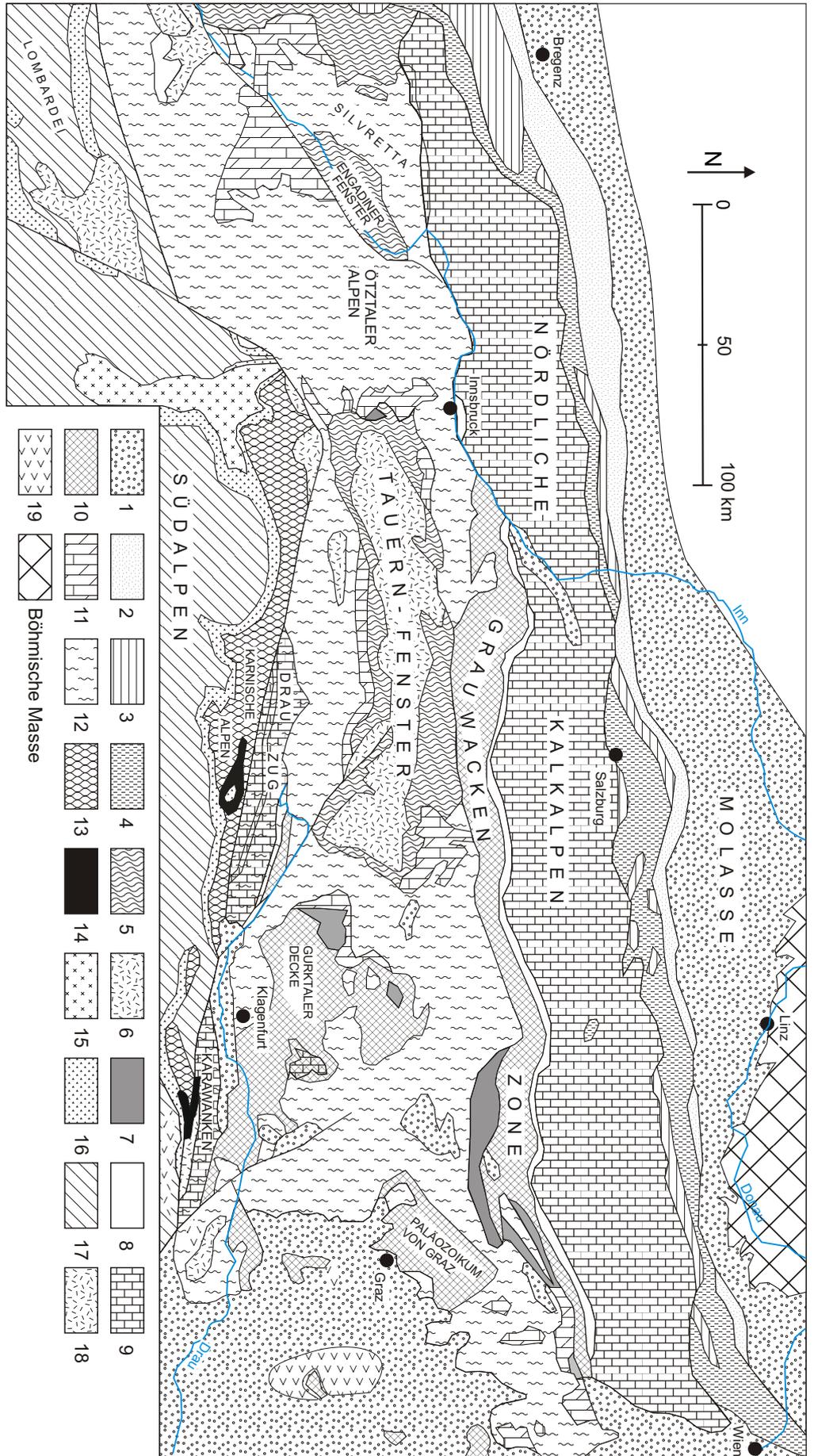


Abb. 2.3: Geologische Übersichtskarte von Österreich (verändert nach KRÄNER, 1993). 1 Molasse; 2 Subalpine Molasse; 3 Helvetikum und Klippenzone; 4 Rhenodanubischer Flysch; 5 Metasedimentäre Gesteine der Penninischen Zone; 6 Kristallines Basement der Penninischen Zone; 7 Karbone Sedimente der Ostalpen (Oberes Ostalpin); 8 permo-triassische Sedimente der Ostalpen (Oberes Ostalpin); 9 Mesozoikum der Ostalpen (Ober-Ostalpin); 10 Paläozoikum (Ordoviz - Unterkarbon) der Ostalpen; 11 Permo-Mesozoikum der Zentralalpenfazies (Unteres-Mittleres Ostalpin); 12 Metamorphes Basement ("Altkristallin"); 13 Paläozoikum (Ordoviz - Unterkarbon der Südalpen; 14 Sedimente des Oberkarbon der Südalpen; 15 Bozener Porphyr; 16 permotriassische Sedimente der Südalpen; 17 Mesozoikum der Südalpen; 18 Periadriatische Intrusivgesteine; 19 Neogene Vulkanite

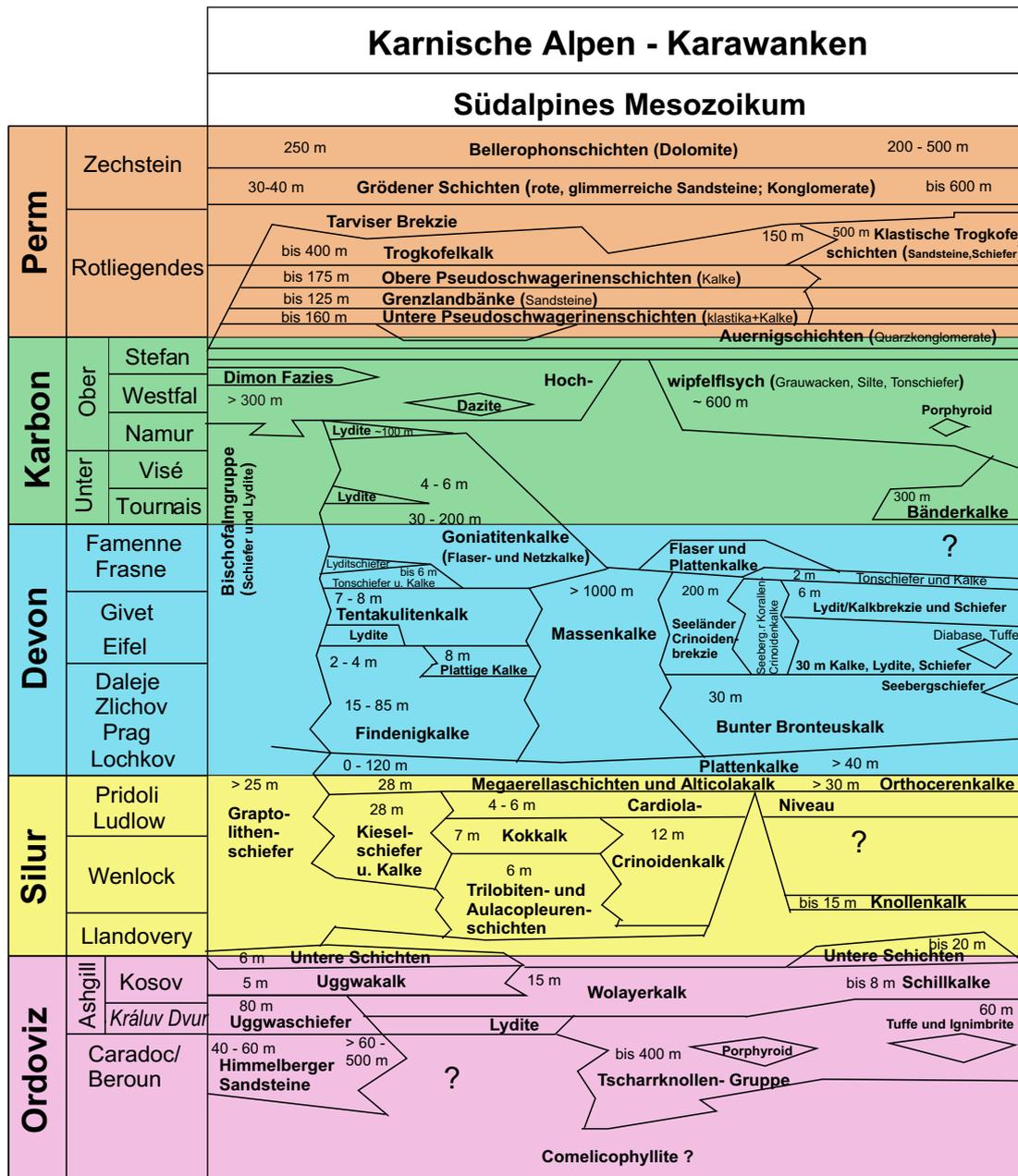


Abb. 2.4: Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums der Karnischen Alpen und der Karawanken. Verändert nach KREUTZER (1990)

2.2.1 Das Paläozoikum der Ostkarawanken

Der Eisenkappeler Aufbruch

In den östlichen Karawanken tritt nördlich des periadriatischen Lineaments bei Eisenkappel ein schmales tektonisches Segment, der sogenannte Eisenkappeler Aufbruch, auf. Dieser ist aus kristallinem Basementgestein aufgebaut (EXNER, 1972) und besteht nach NEUBAUER et al. (1989) aus einer metamorphen Sequenz, dem Eisenkappeler Diabaszug, und aus dem Karawanken Granitpluton.

Der Eisenkappeler Aufbruch gliedert sich von Nord nach Süd in folgende Gesteinskomplexe (vgl. Abb. 2.5):

- Der **Eisenkappeler Diabaszug** besteht im Gelände aus ungefähr 180 m mächtigen, metamorph überprägten, basischen Magmatiten mit Kissenlaven, Diabas-Lagergängen und Tuffen (LOESCHKE, 1970) (vgl. Kap. 5; Fototafel 1 – sonstiges [1,2] An der Basis und am Top der vulkanischen Gesteine des Eisenkappeler Gebietes treten lithische Wacken auf, die den Sandsteinen der Hochwipfel- Formation ähneln (LOESCHKE et al., 1993). Die Petrographie

und Geochemie des Diabaszuges ist mit Alkalibasalten, die in kontinentalen Rifts, auf ozeanischen Inseln und in Back-Arc-Becken entstanden sind, zu vergleichen. Aufgrund von K-Ar Datierungen des ersten grünschieferfaziellen Metamorphose-Ereignisses kann man ein Mindestalter von 300 bzw. 315 Mio. Jahre für diesen Diabaszug annehmen (LOESCHKE & ROLSER, 1971). Durch magnetische Messungen der Eisenkappeler-Zone ergibt sich nach SEIBERL & STEINHAUSER (1980) eine errechnete Gesamtmächtigkeit des Diabaszuges von ungefähr 700 Metern. Diese setzt sich aus den aufgeschlossenen und unter der Erdoberfläche liegenden Vorkommen zusammen. Aus den Messungen ergeben sich weiterhin Hinweise darauf, dass die erneute magnetische Ausrichtung der magnetischen Partikel während der Metamorphose des Diabaszuges von Eisenkappel entweder in niederen geomagnetischen Breiten stattgefunden hat, oder dass der Gesteinskörper tektonisch verstellt wurde (SEIBERL & STEINHAUSER, 1980).

- Der **Karawanken Granit** besteht hauptsächlich aus Granit und untergeordnet aus Granodioriten, Dioriten und Gabbros. Daneben treten auch granodioritische Dykes, Pegmatite, Aplite und lamprophyrische Dykes auf. Messungen des Alters ergaben 252 ± 9 Mio. a (K-Ar-Methode, gemessen an Amphibolen; CLIFF et al., 1975) bzw. 232 Mio. a (Rb-Sr-Methode, gemessen an Biotit; SCHARBERT, 1975). Die Abkühlung hat demnach im späten Perm und der frühen Trias stattgefunden.
- Das **Eisenkappeler Altkristallin** besteht aus Gesteinen, die altpaläozoischen bis möglicherweise präkambrischen Ursprungs sind. Die metamorphe Sequenz umfasst Biotit-Plagioklas-Paragneise als vorherrschende Gesteinstypen, sowie graphitreiche Quarzite, Gneise, Amphibolite und Mikroklin-Orthogneise (EXNER, 1972; GOSEN, 1989).
- Der **Eisenkappeler Tonalitgneis** ist ein intensiv postkristallin deformierter Plutonit, der in den Karawanken auf einer Länge von 41 km und in einer Breite von maximal 2,2 km aufgeschlossen ist. Der Tonalitgneis der Karawanken ist nach EXNER (1972) ein echter Pluton, der aufgrund extremer tektonischer Beanspruchungen zu einer langgestreckten und sehr schmalen Gneislamelle deformiert wurde.

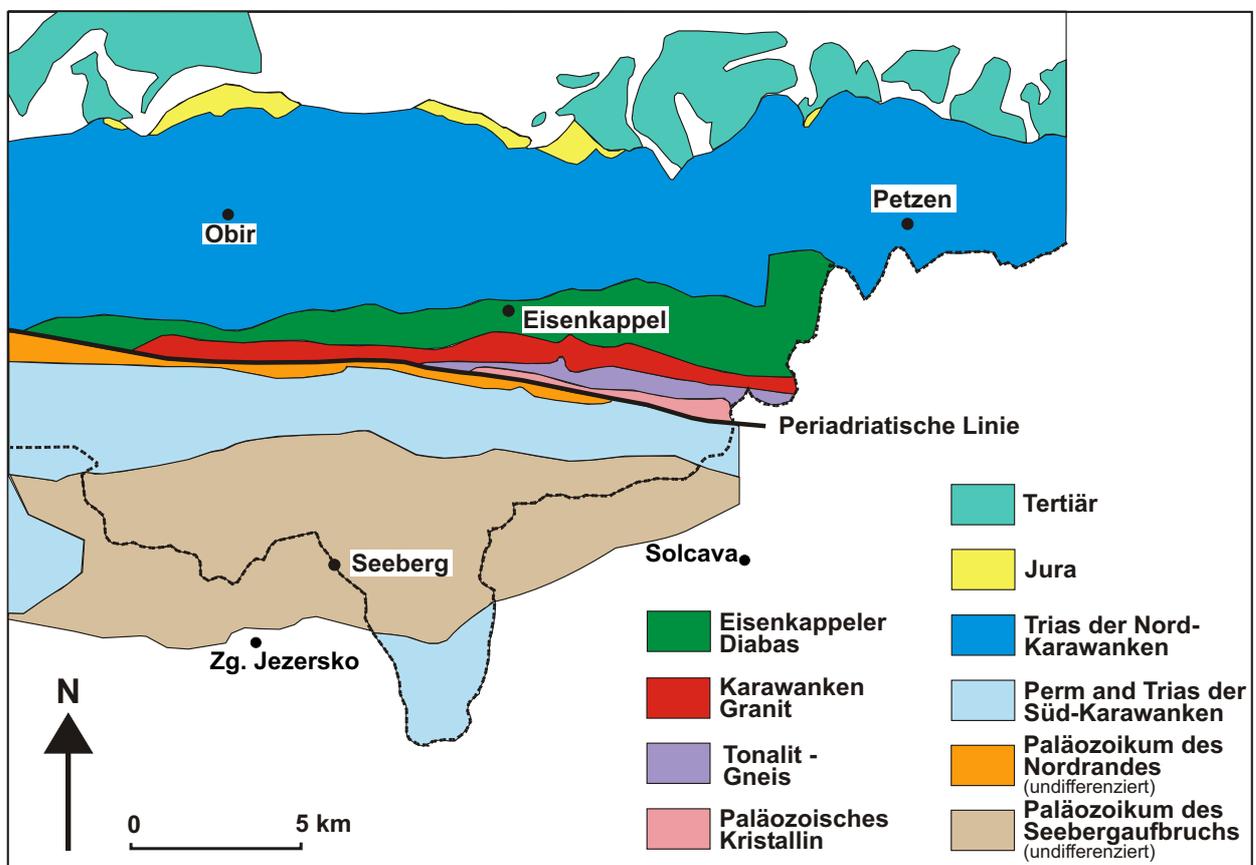


Abb. 2.5: Vereinfachte geologische Karte der östlichen Karawanken (verändert nach KULLMANN & LOESCHKE, 1994; KUTTEROLF & KRAWINKEL, 2000A).

2.2.2 Paläogeographische Entwicklung der Ostkarawanken

Ordoviz

Im Ordoviz befindet sich das alpine Gebiet nach paläogeographischen Rekonstruktionen von SCOTSE & MCKERROW (1990) in subantarktischen Breite (Abb. 2.6). Die Serien des Oberordoviz bis Silur zeigen eine fazielle Ausbildung, die mit der Rift- und beginnenden Subsidenzphase während der klassischen Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes korreliert (KUTTEROLF & KRAWINKEL, 2000B). In den Westkarawanken gleicht die karbonatische Ausbildung des Oberordoviz dem der östlichen Karnischen Alpen. Im Seeberger Gebiet treten hingegen im Übergang zwischen Ordoviz und Silur (Asgill/Llandovery) bis zu 60 m mächtige Tuffe und Ignimbrite auf, die durch Flachwasserkalke überlagert werden (TESSENHORN, 1968). Der Fossilgehalt dieser Kalksteine weist nach SCHÖNLAUB (1993) auf ein gemäßigtes Klima in niederen Breiten hin, wobei das Klima im Laufe des Ordoviz immer wärmer wurde.

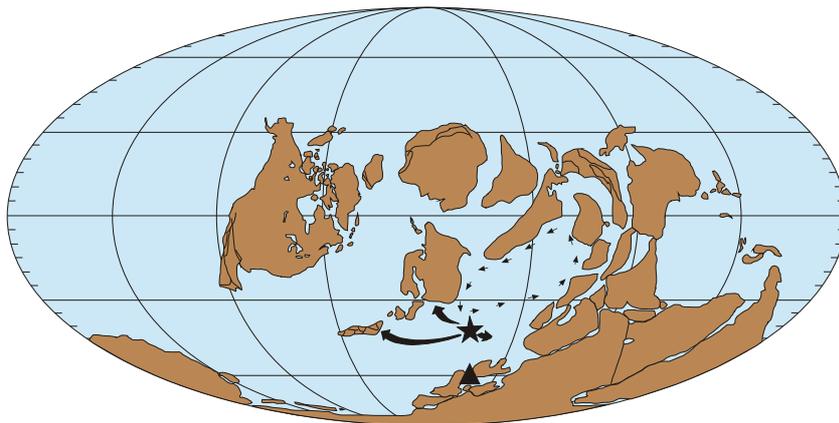


Abb. 2.6: Paläogeographie des späten Ordoviz. Das Dreieck markiert die Position der Südalpen nach SCOTSE & MCKERROW (1990). Die Position nach SCHÖNLAUB (1993) wird durch den Stern markiert. Die faunistischen Beziehungen und das ozeanische Zirkulationssystem nach Schönlaub wurden durch Pfeile markiert. Verändert nach SCHÖNLAUB (1993).

Silur

Im Silur fand eine rasche, nordwärts gerichtete Bewegung des alpinen Gebiets statt (SCHÖNLAUB, 1993). Diese Vermutung wird durch paläomagnetische Daten von BACHTADSE & BRIDEN (1990) und KENT & VOO (1990) unterstützt. Die Südlichen Alpen und die Zentralen Alpen unterscheiden sich in zwei Hauptpunkten. Das Silur der Zentralen Alpen ist durch eine Warmwasser-Fauna (Rugosa und tabulate Korallen) gekennzeichnet. Die Südalpen beinhalten hingegen Fossilgemeinschaften einer weiter südlicheren und damit kühleren Umgebung. Diese Unterschiede weisen nach SCHÖNLAUB (1993) auf zwei getrennte Terrane oder Mikrokontinente vor der variszischen Deformation hin. Allgemein besteht weiterhin die geodynamische Situation eines passiven Kontinentalrandes.

Terrigene bis randmarine Folgen gehen in den Karawanken an der Wende Llandovery/Wenlock (Untersilur) in rein pelagische Kalke und Tonschiefer-Lydit-Wechselfolgen über (ANDERLE, 1977; SCHÖNLAUB, 1979; SIEWERT, 1984; MOSHAMMER, 1989). Das obere Silur ist durch biogenhaltige Kalke und eine mergelige bituminöse Kalk-Wechselagerung gekennzeichnet. Darüber folgen rote und graue Knollenkalke des obersten Silur (Ludlow) (MOSHAMMER, 1989).

Während des Silurs erfolgte die Sedimentation in niederen Breiten (Subtropen) (SCHÖNLAUB, 1993).

Devon

Im Vergleich zum späten Ordoviz und dem Silur steigt die Subsidenzrate und Bildung neuen Meeresbodens im Devon erkennbar an (SCHÖNLAUB, 1993). Das sich ausbildende Becken zwischen Gondwana und Eurasia hat die Eigenschaften eines breiten intrakontinentalen Rifts. Es ist gekennzeichnet durch ausgedünnte kontinentale Kruste. Zu beiden Seiten bestehen Beckenränder, die passiven Kontinentalrändern ähnlich sind. Das Becken repräsentiert die westliche Fortsetzung der Paläotethys im Osten (NEUGEBAUER, 1988 & FRISCH & NEUBAUER, 1989) (Abb. 2.7).

Vom Unterdevon bis in das Oberdevon besteht weiterhin die Situation eines passiven Kontinentalrandes mit überwiegend karbonatischer Sedimentation (SCHÖNLAUB, 1979). Nach TESSENHORN (1983) und EBNER (1990) kann man zu dieser Zeit kontinuierliche Sedimentation, aber im späten Devon auch Erosion und Resedimentation älterer Einheiten beobachten. Dies

sind die ersten Anzeichen, dass sich die geodynamische Situation zu einem kompressiven System (Subduktion) ändert. Es kommt zur Heraushebung und Erosion der Beckenränder und zur Subsidenz der Becken, in denen pelagische Kalksteine und Radiolarite abgelagert werden (LOESCHKE & HEINISCH, 1993).

Im Unter- bis Oberdevon lagern sich im Gebiet der Karawanken benthosarme, bituminöse Kalk-Ton-Wechselfolgen ab. Ab dem späten Unterdevon (Ems) bildet sich ein zentraler Riffgürtel aus, den man im Gelände auf etwa 15 km verfolgen kann. Der Riffbereich wird überwiegend aus Crinoidenkalken („Fore reef“), Korallen-Stromatoporen-Kalken (Riffkern), Algen- und Crinoidenkalken („Back reef“) sowie roten Flaserkalken in der Randfazies aufgebaut (ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1979, 1993; SIEWERT, 1984; MOSHAMMER, 1989). Im Mittel- und Oberdevon (Frasné) ist eine bis 25 m mächtige Lydit-Mergelschiefer-Fazies ausgebildet, die anscheinend noch im obersten Oberdevon (Famenne) in den klastischen „Hochwipfel-Flysch“ überleitet (vgl. ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1971, 1973, 1979, 1993; SIEWERT, 1984; MOSHAMMER, 1989). Die kalkigen Sedimente des Devons lagern sich nach SCHÖNLAUB (1993) in einem tropischen Gürtel ab (Abb. 2.7).

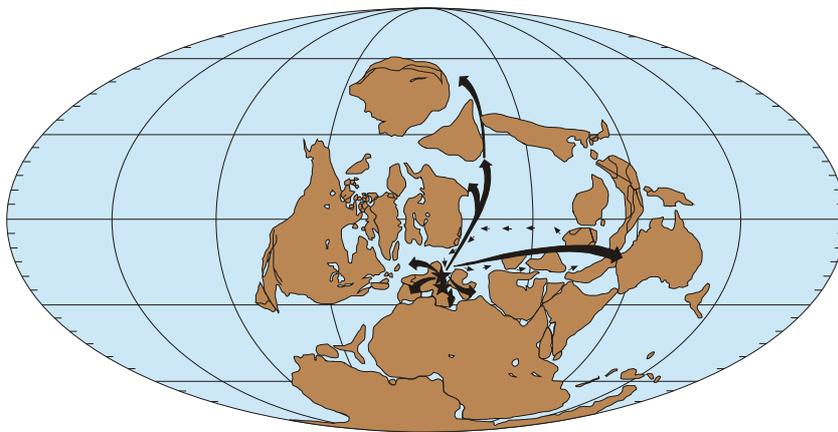


Abb. 2.7: Paläogeographie des Devons. Die Sterne markieren die Position der Südalpen nach SCOTESE & MCKERROW (1990) und nach Schönlaub (1993).

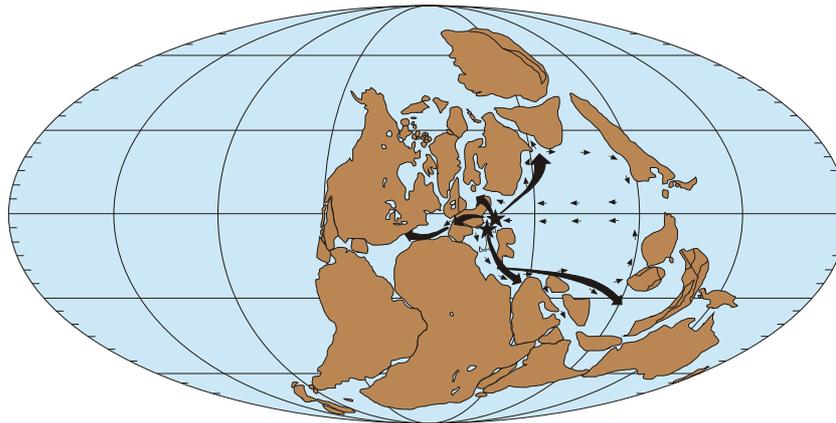
Die faunistischen Beziehungen und das ozeanische Zirkulationssystem nach Schönlaub wurden durch Pfeile markiert. Verändert nach SCHÖNLAUB (1993).

Karbon

Nach SCOTESE & MCKERROW (1990) und SCHÖNLAUB (1993) befindet sich das Gebiet der Süd- und Zentralalpen zur Zeit des Karbons ungefähr in einer äquatorialen Position (Abb. 2.8a+b). Dies zeigt auch der scheinbare Polwanderungsweg (Abb. 2.9). Ab dem Unterkarbon (mittleres Visé) ändert sich die geotektonische Situation. Am Südrand von Laurussia wird die Paläotethys subduziert. Mit der Kollision von Gondwana und Laurussia sowie der Bildung des Superkontinents Pangäa im oberen Unterkarbon (höheres Westfal) erreicht die variszische Orogenese ihren Höhepunkt (KRAINER, 1992; KULLMANN & LOESCHKE, 1994). In die entstandenen tiefen Becken („ozeanisches Pull-Apart-Becken“ nach KRAINER, 1992; „Fore-Arc-Becken“ nach KULLMANN & LOESCHKE, 1994) sedimentieren klastische Abfolgen, die im Bereich der Karnischen Alpen und Karawanken der Hochwipfel-Formation entsprechen. Im Anschluss an die variszische Orogenese bildeten sich in den Karnischen Alpen und Karawanken durch Bruchtektonik einzelne Westnordwest-Ostsüdost streichende Becken (VENTURINI et al., 1982), die eine Verbindung mit dem offenen Meer haben. In diese Becken wird die Auernig-Formation sedimentiert.

Die Hochwipfel-Formation besteht in den Karnischen Alpen und den Karawanken meist aus Turbiditen, die weiter in das Beckeninnere gelangten und in die untergeordnet auch Turbidite des Beckenrandes, Lydit-Brekzien, rötliche Tufflagen (intermediärer bis saurer Zusammensetzung) sowie stellenweise mächtige Kalk-Olistolithe aus den ehemaligen devonischen Riff- und Plattformkalken eingeschaltet sind (TESSENSOHN, 1968, 1971, 1974, SCHÖNLAUB, 1979; KRAINER, 1992; LÄUFER et al., 1993; KULLMANN & LOESCHKE, 1994 und eigene Daten). Die Karbonate des unteren Karbons sind in den Karawanken bis in das Ober-Visé mit Conodonten biostratigraphisch belegt (TESSENSOHN, 1968). Die fossilarmen, klastischen Serien der Hochwipfel-Formation sind biostratigraphisch jedoch nicht direkt einzuordnen (TESSENSOHN, 1968).

a)



b)

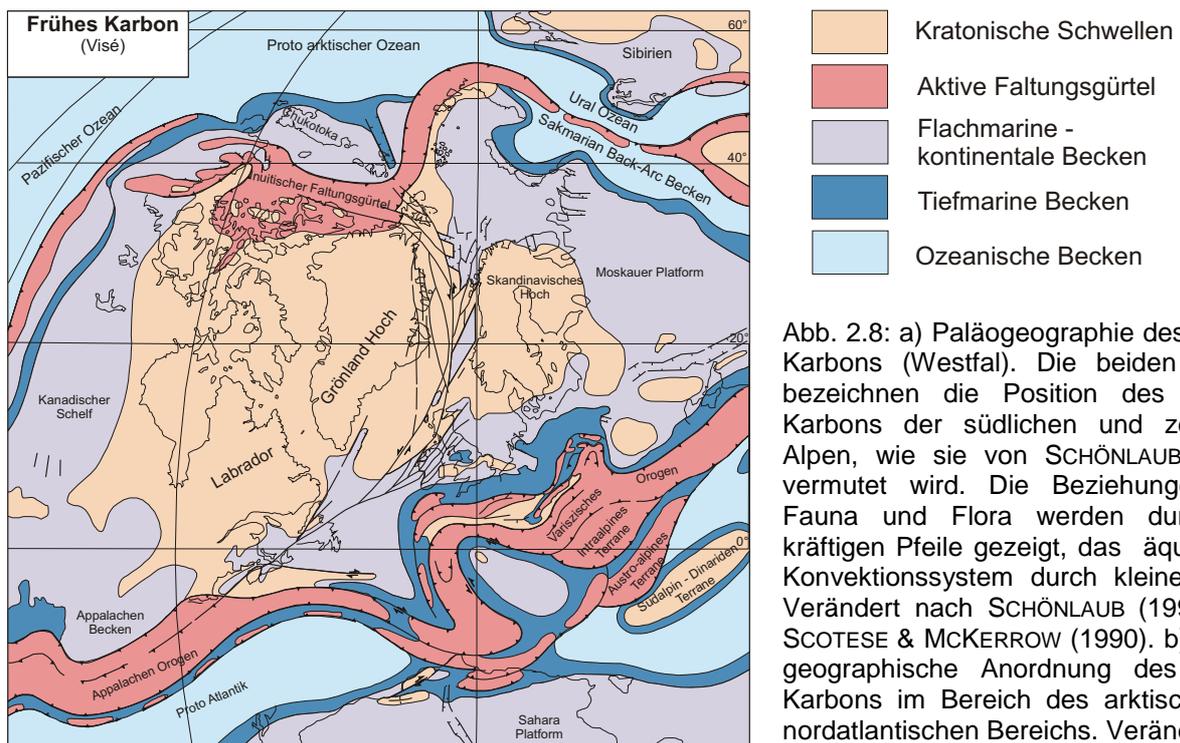


Abb. 2.8: a) Paläogeographie des späten Karbons (Westfal). Die beiden Sterne bezeichnen die Position des alpinen Karbons der südlichen und zentralen Alpen, wie sie von SCHÖNLAUB (1993) vermutet wird. Die Beziehungen von Fauna und Flora werden durch die kräftigen Pfeile gezeigt, das äquatoriale Konvektionssystem durch kleine Pfeile. Verändert nach SCHÖNLAUB (1993) und SCOTSE & MCKERROW (1990). b) Paläogeographische Anordnung des frühen Karbons im Bereich des arktischen bis nordatlantischen Bereichs. Verändert nach ZIEGLER (1993).

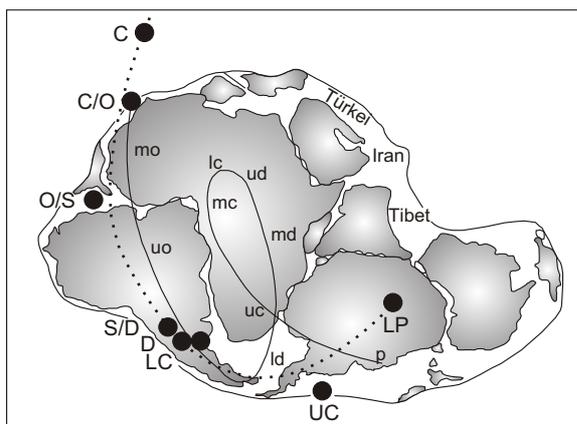


Abb. 2.9: Vergleich der Polwanderungspfade (APWP) für Gondwana während des Paläozoikums nach BACHTADSE & BRIDEN (1990) (gepunktete Linie) (C= Kambrium; C/O= Kambrium/Ordoviz; O/S= Ordoviz/Silur; S/D= Silur/Devon; D= Devon; LC= unteres Karbon; UC= oberes Karbon; LP= unteres Perm). Die durchgezogene Linie zeigt die paläoklimatisch bestimmten Polpunkte nach SCOTSE & MCKERROW (1990) (mo= mittleres Ordoviz; uo= oberes Ordoviz; ld= unteres Devon; md= mittleres Devon; ud= oberes Devon; lc= unteres Karbon; mc= mittleres Karbon; uc= oberes Karbon; p= Perm). Verändert nach SCHÖNLAUB (1993)

Über einer Winkeldiskordanz folgen zuerst überwiegend flachmarine Schelfsedimente der oberkarbonen Auernig-Gruppe. Anschließend werden die Sedimente der permischen Trogkofel-Gruppe (KRAINER, 1992), dann der Grödener-Schichten und zum Schluss der Bellerophon-Schichten abgelagert (vgl. Abb. 2.4). Die Ablagerung der Auernig-Formation erfolgt an der Grenze Karbon/Perm (obere Moskauer Stufe bis etwa zur Grenze Gzhel/Assel; (KAHLER, 1971, 1986A, 1986B). Die Untergliederung der Auernig-Formation der Karnischen Alpen in eine Untere

Kalkarme-, Untere Kalkreiche-, Mittlere Kalkarme-, Obere Kalkreiche- und Obere Kalkarme-Schichtgruppe geht auf HERITSCH et al. (1933) zurück. Die wichtigsten lithofaziellen Typen sind quarzreiche Konglomerate, Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung, bioturbirte, untergeordnet fossilreiche Silt- und Tonsteine sowie fossilreiche Kalksteine, die reich an Algen sind (ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1979; SIEWERT, 1984; KRAINER, 1990, 1992; LÄUFER et al., 1993; LÄUFER, 1996). KRAINER (1992) stellt eine zyklische Sedimentabfolge fest, die er mit glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen in Verbindung bringt.

Für die Sedimentation im Karbon ist die variszische Orogenese das prägende Ereignis. Daneben spielen aber auch die klimatischen Verhältnisse eine große Rolle, die beispielsweise zu einer gewaltigen Entwicklung der Pflanzenwelt sowie der Amphibien und Insekten führten. Nach SCHÖNLAUB (1993) deuten die klimatischen Hinweise der südlichen Alpen auf ein humides Klima für das Karbon und das frühe Perm hin. Die Temperatur steigt dabei während des frühen Karbon (Visé) an und das Klima wird humider (SCHÖNLAUB, 1993). Nach VISSER (1990) beginnt die kontinentale Vereisung in der südlichen Hemisphäre im Namur und verursacht eine Abkühlung in den hohen Breitengraden und eine gleichzeitige äquatoriale Erwärmungsperiode. Das Klima ist auch für die permokarbone Gondwana-Vereisung verantwortlich.

Perm

Nach FLÜGEL (1990) bilden sich im Zuge einer letzten kompressiven Phase der variszischen Orogenese im Perm Pull-Apart-Becken aus. Die permischen Ablagerungen werden von KRAINER (1990) als eine Art intramontaner Molasse interpretiert. Die Molasse wird mit dazwischen geschalteten vulkanischen Schichten sedimentiert und beendet die Faltungsphasen der variszischen Orogenese. Das Perm der Südalpen besteht aus verschiedenen Abfolgen terrestrischer Vulkanite, fluviatiler Rotsedimente, lakustriner Sedimente und küstennaher Ablagerungen (KRAINER, 1989; SYLVESTER, 1989). Das untere Perm ist im wesentlichen durch klastisch-karbonatische Ablagerungssysteme der Rattendorfer-Schichten und der Trogkofel-Schichten gekennzeichnet. Im Mittelperm (Trogkofel- und Sosio-Stufe) liegen im Gebiet Sloweniens zwei verschiedene Sedimentationsräume vor. Ein Sedimentationsraum mit überwiegend klastischer Fazies und ein Sedimentationsraum mit Riffbildung (RAMOVS, 1969; RAMOVS, 1971). Über den Ablagerungen des Mittelperms folgen diskordant die Tarviser Brekzie (vgl. Kap. 5; Fototafel 1 – sonstiges [4]), und die siliziklastischen Grödener-Schichten. Nach der Ablagerung der flachmarinen Bellerophon-Schichten des obersten Perms und der gemischt karbonatisch-klastischen Werfener-Schichten des Skyth (untere Trias) stellt sich erneut eine Situation ein, welche die Ausbildung einer mächtigen Karbonatplattform ermöglicht (SCHÖNLAUB, 1979).

Im frühen Perm setzt sich noch das humide Klima des Karbons fort und ändert sich ab dem mittleren Perm zu einem semiariden bis ariden Klima (SCHÖNLAUB, 1993). Kontinuierliche Norddrift während des Oberkarbons und des Perms führt dazu, dass sich im Gebiet nördlich des Periadriatischen Lineaments bereits im Unterperm semiaride bis aride Bedingungen einstellen, während dies in den Südalpen erst im Mittelperm der Fall ist.



Abb. 2.10: Blick vom Dreiländereck ins untere Gailtal

2.2.3 Strukturgeologischer Aufbau

In den Alpen waren zwei große Gebirgsbildungsphasen wirksam. Die Deformationsstrukturen der variszischen und alpidischen Orogenese können in den Ablagerungen des späten Paläozoikums (Karbon und Perm) und des Mesozoikums nachgewiesen werden.

Die Kollision der Hauptmasse Gondwanas mit Eurasia im Karbon fand entlang einer heute im Mittelmeerraum gelegenen Suture statt (POHL, 1984). Im Penninikum und in allen austroalpinen Einheiten sind variszische Faltenstrukturen und Überschiebungen zu beobachten (FRISCH et al., 1990). Die paläozoischen Einheiten der Karnischen Alpen und Karawanken bildeten einen stark südvergente Überschiebungskomplex (LOESCHKE & HEINISCH, 1993; LÄUFER, 1996). Der heutige nordvergente Faltenbau ist das Ergebnis der alpidischen Gebirgsbildung, welche die variszischen Strukturen sehr stark überprägt hat (vgl. Abb. 2.11).

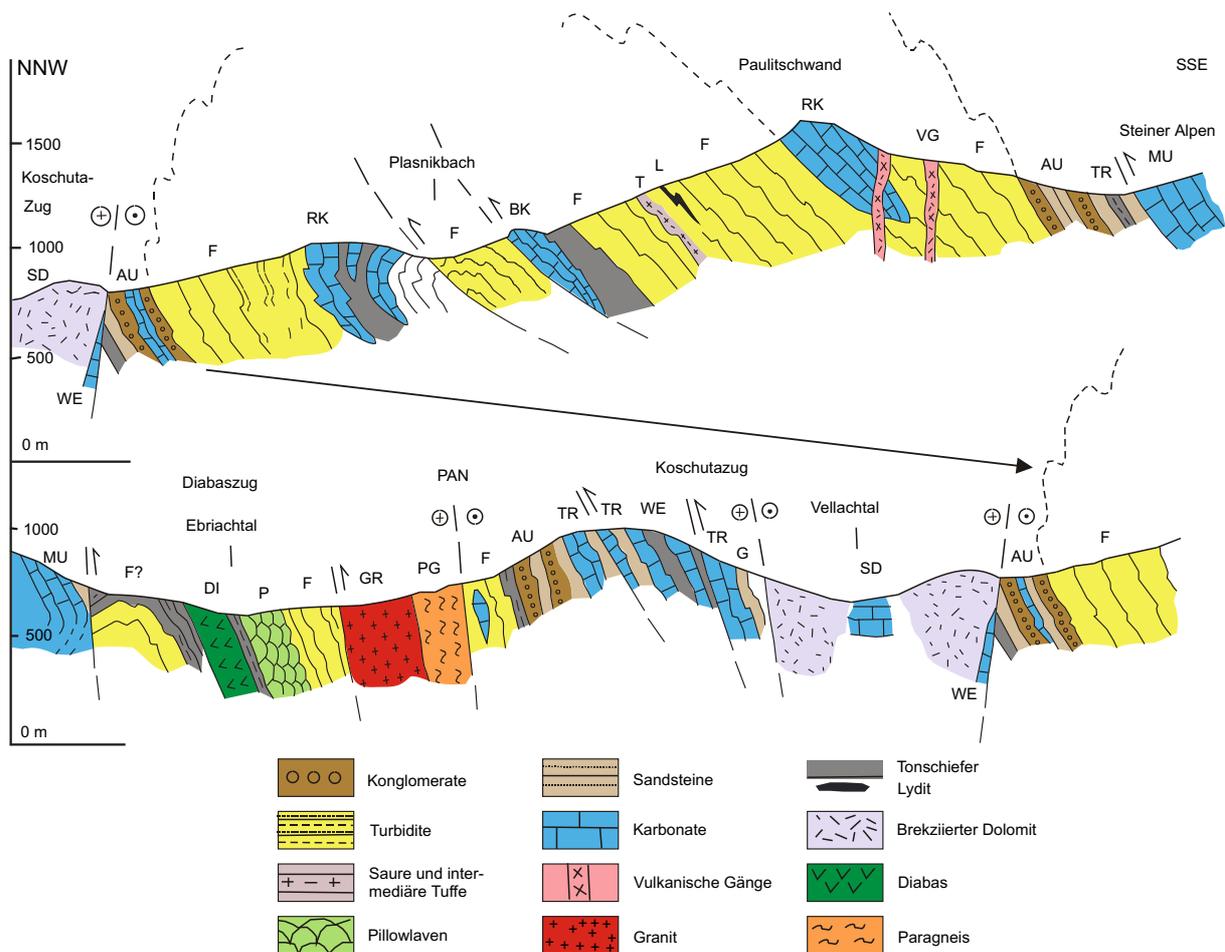


Abb. 2.11: Geologisches Profil durch das Seeberger und Eisenkappler Paläozoikum. AU= Auernig Formation, BK= Bänderkalke, DI= Diabas, F= Hochwipfel Formation, G= Grödener Schichten, GR= Granit, L= Lydit, MU= Muschelkalk, P= Pillowlaven, PAN= Periadriatische Naht, PG= Paragneis, RK = Riffkalk, SD= Schlerndolomit, T= Tuff, TR= Trogkofelschichten, VG= Vulkanische Gänge, WE= Werfener Schichten. Verändert nach KULLMANN & LOESCHKE (1994).

Das Periadriatische Lineament

Die Hauptstruktur des Karawanken-Gebiets ist nach SIEWERT (1984) das alpidisch aktive Periadriatische Lineament. FLÜGEL (1975A) spricht sich für eine alte Anlage dieser Störungszone aus und CASTELLARIN & VAI (1981) vermuten beträchtliche dextrale Seitenverschiebungen während des Oberdevons und des Unterkarbons an diesem Lineament.

Bau der Ostkarawanken

Das Paläozoikum der Ostkarawanken tritt in zwei Ost-West streichenden, von triassischen Gesteinen umrahmten Vorkommen auf. Sie bestehen aus der „Eisenkappeler Aufbruchzone“ im Norden und der „Seeberger Aufbruchzone“ sowie der Trögern Region im Südwesten. Die tektonische Gliederung in Ost-West verlaufenden Zonen entspricht ungefähr den Ost-West angelegten altpaläozoischen Sedimentationströgen (KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Die Ablagerungen dieser Becken in den Ostkarawanken sind im zentralen und südlichen Teil durch nordvergente Antiklinal-Strukturen gekennzeichnet. Die Achsen fallen schwach nach Südwesten ein.

Für den Bau der Ostkarawanken sind darüber hinaus weitere Strukturelemente von Bedeutung. Dazu gehören (1) Ost-West streichende Blattverschiebungen; (2) Aufschiebungen über das Vorland an den Außenrändern des Gebirges; (3) Nordwest-Südost gerichtete Störungsflächen, mit dextralen Versatzkomponenten sowie (4) Nord-Süd streichende Querstörungen (SCHÖNLAUB 1979). Die strukturelle Hauptprägung der Ostkarawanken ist in erster Linie in alpidischer Zeit erfolgt. Sie geht auf eine gleichzeitig stattfindende dextrale Seitenverschiebung (Westnordwest/Ostsüdost) und eine Nord-Süd Einengung an den Plattengrenzen zurück (vgl. HERITSCH et al., 1933; ROLSER & TESSENHORN, 1974).

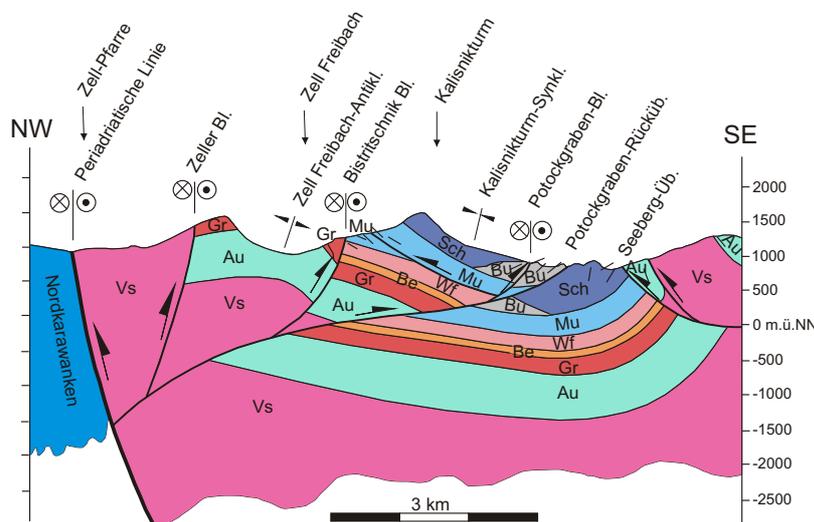


Abb. 2.12: Profil durch die Südostkarawanken; Sch= Schlern dolomit, Bu= Buchensteiner Schichten, Mu= Muschelkalk, Wf= Werfener Schichten, Be= Bellerophon dolomit, Gr= Gröden Schichten und Trogkofelkalk, Au= Auernig, Vs= Variszische Sockelgesteine (Hochwipfel-Formation, Devonkalke). Verändert nach POLINSKI (1991).

Zusätzlich zu den großen Faltenstrukturen mit Amplituden von einigen hundert Metern, ist im Seeberg Gebiet eine kleinräumige Faltung weit verbreitet (ROLSER & TESSENHORN, 1974). Das Gebiet der Ostkarawanken wird gegen Ende der alpidischen Orogenese durch steile Blattverschiebungs-Zonen stark zerblockt (POLINSKI, 1991). Ein zwischen Waidischtal und Trögern gelegtes Profil (Abb. 2.12) zeigt eine zweidimensionale Modellvorstellung für die Südostkarawanken nach POLINSKI (1991).

Tektonik im Arbeitsgebiet

Um den tektonischen Aufbau des Seebergsattel-Gebietes besser zu verstehen, wurde das Arbeitsgebiet von Marc Steudle im Rahmen seiner Diplomarbeit (STEUDLE, 2000) eingehend strukturgeologisch untersucht. Im Folgenden werden seine Ergebnisse zusammengefasst.

Südlich des Periadriatischen Lineaments sind zwei vorherrschende Richtungen und Großstrukturen vorhanden (Abb. 2.13). Dies sind mehr oder weniger Ost-West verlaufende Überschiebungen und ungefähr Nordwest-Südost verlaufende, jüngere Blattverschiebungen, die erstere versetzen. STEUDLE (2000) beschreibt neben dem Periadriatischen Lineament einige Zweigstörungen dieser großen Seitenverschiebung. Diese entsprechen den Nordwest-Südost verlaufenden Blattverschiebungen von POLINSKI (1991). Nach dem Riedel-Schermodell stellen sie Riedelstörungen dar, welche die Periadriatische Naht begleiten und diese als eine Schar von Seitenverschiebungen kennzeichnen. Sie sind im Zuge der alpidischen Orogenese neu entstanden oder stellen reaktivierte Störungen früherer Deformationsereignisse dar.

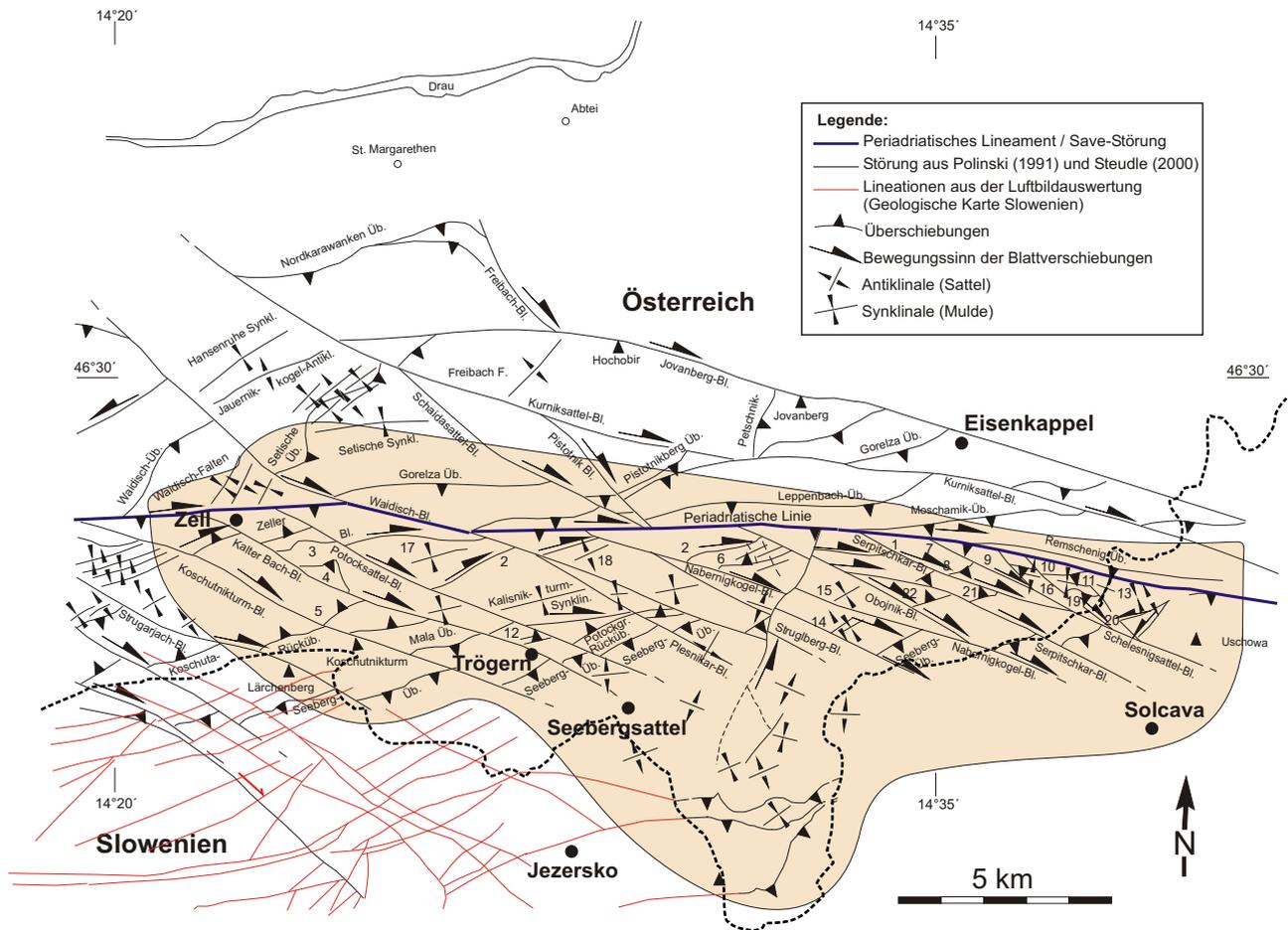


Abb. 2.13: Großstrukturen des Arbeitsgebietes (gefärbte Fläche). Verändert nach POLINSKI (1991) und STEUDLE (2000). 1= Schelesnigsattel-Blattverschiebung, 2= Bistritschnik-Blattverschiebung, 3= Kalter Bach-Überschiebung, 4= Selenz-Überschiebung, 5= Wilze-Überschiebung, 6= Obojnikgraben-Rück-Überschiebung, Obojnikgraben-Falten, 7= Serpitschkogel-Blattverschiebung, 8= Serpitschkogel-Überschiebung, 9= Tomaschitz-Blattverschiebung, 10= Kupitzklamm-Überschiebung, 11= Rivajitzabach-Falten, 12= Potokgraben-Antiklinale, Potokgraben-Blattverschiebung, 13= Pettlar-Falten, 14= Podpesnik-Falten, 15= Zimpaserkogel-Synklinale, 16= Kuratkogel-Blattverschiebung, 17= Zell-Freibach-Antiklinale, 18= Hirs-Antiklinale, 19= Kuratkogel-Überschiebung, 20= Rivajitzabach-Blattverschiebung, 21= Vellach-Rücküberschiebung, 22= Zimpaserkogel-Rücküberschiebung.

Nach STEUDLE (2000) ergeben sich für die Karawanken im Gebiet des Seebersattels sechs Deformationsphasen die folgende zeitliche Abfolge aufweisen:

- (1) Nordwest-Südost streichende, sinistrale Scherflächen in den devonischen Kalk-Olistolithen der Hochwipfel-Formation weisen auf das älteste **Deformationsereignis (1. Variszische Deformation; D1a)** im Arbeitsgebiet hin. Durch eine schräge Kompressionsrichtung bilden sich Transversalstörungen im Umfeld eines aktiven Kontinentalrandes aus und deren tektonische Spuren in den devonischen Kalken überliefert sind. Anschließend setzt eine extensive Phase ein, die sich in Ost-West und untergeordnet Nordwest-Südost streichende Slumpstrukturen und Knickfalten äußert. Diese syndementäre Strukturen weisen auf eine extensive Komponente während oder nach der Sedimentation hin, die im Zuge der weiteren Beckenöffnung und Vertiefung entstanden sein könnte. Diese Strukturen sind auf die Hochwipfel-Formation begrenzt.
- (2) Am Ende der variszischen Gebirgsbildung tritt eine **Deformationsphase (2. Variszische Deformation; D1b)** mit groß angelegten Strike-Slip Systemen auf, die den Stress der Kontinentalkollision kompensieren. Dies äußert sich in identischen Nord-Süd Richtungen der Faltenachsen und Runzelfältelungen sowie Nordost-Südwest streichenden schichtparallelen Schieferungen der Hochwipfel-Formation und der Auernig-Formation.

- (3) Das erste alpidische Deformationsereignis im Arbeitsgebiet stellt eine Nordnordwest-Südsüdost bis Nordwest-Südost gerichtete Kompression dar. Resultate dieser **Deformationsphase (D2)** sind Ost-West gerichtete Faltenachsen, die sowohl in den Ablagerungen der Trias als auch des Paläozoikums zu finden sind und deshalb der alpinen Orogenese zugeordnet werden. Im weiteren Verlauf der Einengung kommt es zu Ost-West streichenden Überschiebungen, die mit etwa 60° nach Süden einfallen. Dazu gehört auch die Seebergüberschiebung, an der paläozoische Einheiten auf triassische Einheiten überschoben sind. Die Seeberg-Überschiebung ist vermutlich eines der ersten Strukturelemente, die bei der alpidischen Orogenese entsteht, da sie an mehreren Stellen durch jüngere Störungen versetzt ist (vgl. Abb. 2.13).
- (4) In der **Deformationsphase D3** wird das Scherflächensystem der vorherigen Deformationsphase reaktiviert und die Überschiebungsbahnen gehen in Blattverschiebungen über. Ein Hauptelement dieser Deformationsphase ist die erneute Aktivierung des Periadriatischen Elements und die Bildung der sinistralen Nordost-Südwest und dextralen Nordwest-Südost streichenden Riedelstörungen.
- (5) Die Strukturen der **Deformationsphase D4** sind im Gelände nur sehr untergeordnet erkennbar. Sie ist durch Nordwest-Südost streichende Scherflächen mit dextralem Bewegungssinn gekennzeichnet. Nach POLINSKI (1991) und POLINSKI & EISBACHER (1992) ist diese Deformationsphase D4 durch Großstrukturen wie die Heilige Wand- und Waidisch-Blattverschiebung repräsentiert, die in das Periadriatische Lineament münden oder dieses versetzen.
- (6) Nord-Süd gerichtete Harnische, welche die Bewegungsspuren der vorangegangenen Phasen eindeutig überlagern, sind Deformationsstrukturen der letzten nachweisbaren **Deformationsphase (D5)**. Sie weisen auf extensive Verhältnisse hin, die durch ein gravitatives Zergleiten entstanden sind, als die unteren Krustenstockwerke durch den isostatischen Ausgleich gehoben wurden.



Abb. 2.14: Blick auf den Seebergsattel vom Lesnikhof

3 Die Paläozoische Geschichte der südöstlichen Alpen

3.1 Das Basement des süd- und ostalpinen Raums

Nach paläomagnetischen Daten ist das geodynamische Geschehen im Paläozoikum von der Verschmelzung der Kratone Baltica (Fennosarmatia), Laurentia und Gondwana zu dem Superkontinent Pangäa, im Zuge der variszischen Orogenese, beherrscht (RAUMER & NEUBAUER, 1993B). Die entstandenen tektonostratigraphischen Einheiten bilden heute den größten Teil des alpinen Basements.

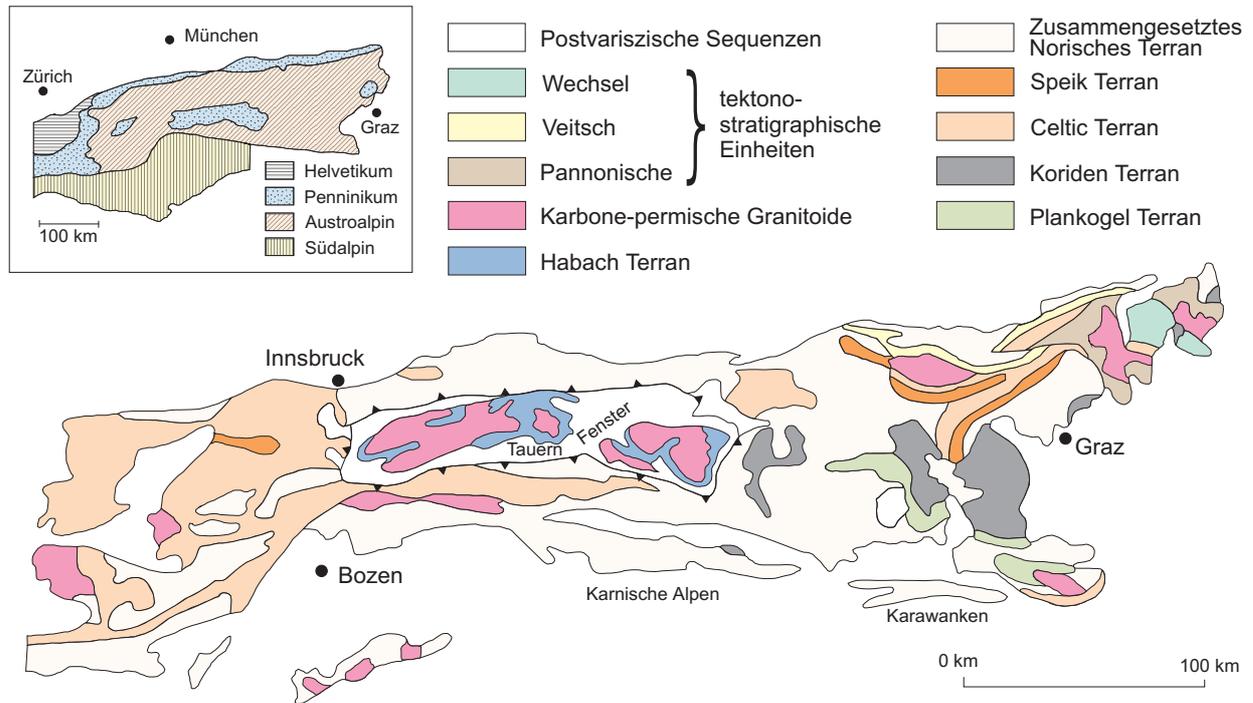


Abb. 3.1: Übersichtskarte der paläozoischen Terrane und tektonostratigraphischen Einheiten im Basement-Komplex der Ostalpen. Das Basement des Penninikums ist im Tauern Fenster aufgeschlossen. Alle anderen Einheiten gehören zur Austroalpinen Einheit oder, südlich der Periadriatischen Naht, zu der Südalpinen Einheit. Verändert nach FRISCH & NEUBAUER (1989) und RATSCHBACHER & FRISCH (1993).

Die Basement-Zonen der Alpen zeigen eine komplexe paläozoische Geschichte, welche durch alpine Metamorphose und Tektonik verschleiert wird (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Sie bestehen aus lithostratigraphischen Einheiten, die verschiedene geodynamische Systeme beinhalten (FRISCH et al., 1984). Diese prämesozoischen Krustenelemente treten in den vier tektonostratigraphischen Einheiten der Alpen – Helvetikum, Penninikum, Austroalpin und Südalpin – auf (Abb. 3.1). Die Karawanken gehören nach RAUMER (1998) zum Basement des Südalpin und Austroalpin und sind wahrscheinlich ein Teil des zusammengesetzten Norischen Terrans (vgl. Abb. 3.1, Abb. 3.2).

Das zwischen Gondwana und Laurussia liegende prämesozoische Basement der Alpen ist von allen orogenen Phasen seit dem Präkambrium überprägt (RAUMER & NEUBAUER, 1993B). Während des Ordoviz, Devon und Karbon führen Rift-, asymmetrische Drift-, Strike-Slip- und Rotationsprozesse zur schrittweisen Amalgamierung und Konsolidierung von Krustenfragmenten im variszischen Orogengürtel (RAUMER & NEUBAUER, 1993B).

Um diese Prozesse und damit auch das Basement der Alpen sinnvoll zu gliedern, hat man die unterschiedlichen Basement-Einheiten datiert. Im Süd- und Ostalpinen Raum gibt es zahlreiche Hinweise auf die Existenz eines altpaläozoischen oder älteren Basements.

Eine lokale Diskontinuität zwischen kristallinem Basement und niedergradigen, ordovizischen Metasedimenten im Austroalpinen Basement (Kaintaleck; NEUBAUER, 1985) gibt Hinweise auf ein präkambrisches Alter dieses Basement-Komplexes. Schwerminerale, magmatische und metamorphe Klasten in Konglomeraten spätordevizischer bis frühdevonischer, detritischer

3.2 Modelle für die variszische Entstehung der südöstlichen Alpen

Inzwischen geht ein Großteil der Autoren von der Annahme aus, dass das alpine Basement eine Kollage von allochthonen Terranen und tektonostratigraphischen Einheiten (Abb.3.2, Tab.3.1) ist. Nach FRISCH et al. (1990) waren diese Blöcke während des späten Präkambriums und im Paläozoikum mobil und wurden am späteren eurasischen Kontinentalrand amalgamiert (vgl.: BADHAM, 1982; ZIEGLER, 1984, 1986; LEFORT, 1989 UND FLÜGEL 1990).

Die unterschiedlichen Vorstellungen für die variszische Entstehung der südöstlichen Alpen kann man auf 4 prinzipielle Modelle reduzieren:

- Das „klassische“ plattentektonische Konzept (WEBER & BEHR, 1983; LORENZ & NICHOLLS, 1984; ZIEGLER, 1984, 1986; MÉNARD & MOLNAR, 1988; FRANKE & ENGEL, 1986; FRANKE, 1989) sieht die geodynamische Entwicklung der europäischen Varisziden als Folge von Subduktions- und Kollisionsprozessen. Es schließen sich einer oder mehrere unterschiedlich breite Ozeane im Zeitraum von Oberdevon bis Unterkarbon. Ursache hierfür ist die Norddrift Gondwanas. Im Anschluss an die variszische Kollision und Deformation entstehen Vorland-Becken, in denen die spätkarbonischen und permischen Sedimente abgelagert werden.
- Das „Mega-Transform“-Konzept (VAI, 1979; ARTHAUD & MATTE, 1977; CASTELLARIN & VAI, 1981; BADHAM, 1982; BEHR et al., 1984; VAI & COCOZZA, 1986; MATTE, 1986; NEUGEBAUER, 1988, 1989; KRAINER, 1992) deutet die Varisziden als Strike-Slip-Orogen, das durch dextrale Bewegung zwischen Europa (Laurussia) und Afrika (Gondwana) entsteht. Es wird mit der Schließung des Japetus-Ozeans und anschließender Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Schließung des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht. Die Sedimentationsbecken entstehen hier durch Extensionstektonik, verbunden mit Transformbewegungen entlang von Megascherzonen.
- Das „Kordilleren-Typ“-Konzept (FRISCH et al., 1984; NEUBAUER, 1988A; NEUBAUER, 1988; FRISCH et al., 1989; NEUBAUER et al., 1989; SCHÖNLAUB, 1993) erklärt die Entstehung der Varisziden als Folge der Akkretion eines oder mehrerer von Gondwana stammenden Terranen (Intraalpines Terran, vgl. ZIEGLER, 1988; Austroalpines Terran oder Norisches Terran, vgl. RAUMER & NEUBAUER, 1993B) an den aktiven eurasischen Kontinentalrand. Anschließend kollabiert die verdickte Kruste. Bei diesem Modell entwickelt sich der spätere Ablagerungsraum für die karbonen Sedimente als Forearc-Becken. Dieses Becken entsteht mit dem Beginn der Subduktion der Paläotethys im Norden. Das bedeutet, dass das Becken schon im Unterkarbon angelegt wurde.
- Das „Terranakkretions“-Modell nach (BAUD & STAMPFLI, 1989; STAMPFLI et al., 1991; BAUD et al., 1991A; KOZUR, 1991; STAMPFLI, 1996) geht für das variszische Orogen von Mitteleuropa ebenfalls von einer Bildung aufgrund von Terran-Akkretion und nachfolgendem Kollaps einer überdickten Kruste aus. Bei diesem Modell entwickeln sich die späteren Ablagerungsräume aber nicht als Fore-Arc-Becken. STAMPFLI et al. (1991) UND STAMPFLI (1996) vermutet die Bildung von oberkarbonen Back-Arc-Becken (vgl. Hallstatt-Meliata-Ozean) und Seitenverschiebungs-Zonen innerhalb des permo-triassischen, eurasischen Randes. Ursache hierfür ist die schiefe Subduktion der Paläotethys unter den Kontinentalrand bei welcher der eurasische Rand von einem aktiven zu einem passiven Kontinentalrand umgewandelt wurde. Der südliche austroalpine Rand, dem auch das heutige Gebiet der Südkarawanken angehört, verändert sich von einem aktiven zu einem passiven Plattenrand.

Tabelle 3.1: Darstellung der Charakteristika der paläozoischen Terrans und tektonostratigraphischen Einheiten der Ostalpen. Verändert nach FRISCH UND NEUBAUER (1991).

	Habach Terran	Wechsel Einheit	Pannonische Einheit	Veitsch Einheit	Kordan Terran	Plankogel Terran	Celtic Terran	Speik Terran	Norisches Terran
Definition	ehemaliger, metamorph überprägter frühpaläozoischer Inselbogen=Basement des Penninkurus (Tauernfenster)	metamorph überprägter klassischer Scheiff (?) ohne Gemeinsamkeiten zu den anderen Zonen	metamorph überprägter aktiver Kontinentalrand	im Devon metamorph verändertes Basement, bedeckt durch frühkarbonische molasseartige Ablagerungen	stark metamorph veränderter und verlagertes Akkretionskeil	ophiolitische Sutur Zone, komplizierte Internstruktur => zerrissenes Terran	stark metamorph veränderter frühpaläozoischer magmatischer Inselbogen	metamorphe ophiolitische, back-arc-ähnliche Einheit	spätordovizischer bis frühkarbonischer passiver Kontinentalrand
Beschreibung (Sedimentation und Magmatismus)	ophiolitischer Back-Arc Komplex (Stubach Komplex), kalkalkaline magmatische Gesteinvergesellschaftung mit schwarzen Tonen und Cherts (Habach-Komplex)	Klasika, schwarze Tone und basische pyroklastische Gesteine	hochmetamorph überprägte klassische Sedimente	flachmarine und kontinentale detritische Sedimente mit dazwischengeschalteten Karbonaten und basischen vulkanischen Gesteinen	metamorph überprägte monotone fischartige Sedimente und Gabbros	metamorphe Melange die einige Teile einer ungliederen ophiolitischen Einheit, alkalischer Seamounts und Karbonate beinhaltet	verschiedene Einheiten von kalkalkalinen magmatischen Gesteinen und Grauwacken	Peridotite, ultramafische und mafische Kumulate, Basalte und pelagische (?) Sedimente	absinkende Shelfabfolge; spätordovizischer kalkalkaliner Vulkanismus; silurischer und devonischer alkalischer Vulkanismus; karbonale Flyschablagerungen
Alter der Sedimentation und des Magmatismus	frühpaläozoisch	früh- bis mittelpaläozoisch	vorkarbonisch	karbonisch	mittelpaläozoisches Alter	früh- bis mittelpaläozoisches Alter	spätes Präkambrium bis frühes Ordoviz	vermutetes frühes paläozoisches Alter	spätes Ordoviz bis frühes Karbon
Basement	ophiolitische Back-Arc Kruste	wahrscheinlich vorkarbonisches Basement (mit kalkalkalinen magmatischen Gesteinen)	nicht bekannt	devonische Metamorphose und Magmatismus, Hinweis auf präkambrische Zirkonen von Paragneissen	nicht bekannt	nicht bekannt	mögliche panafrikanische Gesteine (W), präkambrisches Hinterland; zum Teil präkambrisches Basement (E)		zum Teil Celtic und Speik Terrans
Informationen zur Definition des Terrans									
Informationen zur Akkretionsgeschichte									
Alter der Akkretion	Karbon	spätes Devon bis frühes Karbon	Karbon ?	Devon	Karbon ?	Karbon ?	Ordoviz	Ordoviz	Karbon
Magmatismus	S- und I- Typ Granite des Karbon	basische und saure Tuffe	karbone S-Typ Granite; permische (?) Granite und intermediäre bis saure vulkanische Gesteine	seltenes Auftreten von Graniten und Trondhjemiten			große Volumina an ordovizischen Graniten, geringere Volumina an spädevonischen bis karbonischen Graniten	Hochdruck Metamorphose (vor dem späten Ordoviz)	alkalischer und kalkalkalischer Vulkanismus; permische I-(Typ) Granite und kalkalkalische vulkanische Gesteine
Metamorphose und Deformation	nieder bis mittelgradige Metamorphose, zum Teil Kontaktmetamorphose	spärliche Relikte von devonisch/frühkarbonischer Metamorphose	karbonische Hochdruck/Niederdruck Metamorphose	devonische Hochtemperatur-Metamorphose	(?) Hochdruck-Metamorphose (Eklogite); karbonpermische Hochtemperatur-Metamorphose	mittelgradige, frühe Hochdruck Metamorphose	vormittelordovizische Hochdruck/Hochtemperatur Metamorphose; ordovizische mittel bis hochgradige Metamorphose		zum Teil sehr nieder- bis niedergradige Metamorphose (spätes Karbon), zum Teil mittel- bis hochgradige Metamorphose (frühes bis spätes Karbon); karbonale Überschiebungen
Bedeckung	permische (?) terrestrische Sedimente	permische (?) terrestrische Sedimente	permische (?) terrestrische Sedimente	spätkarbonische und permische (?) terrestrische Sedimente	nicht bekannt	nicht bekannt	spätordovizische bis frühkarbonische Schelfsequenzen	spätordovizische bis frühkarbonische Schelfsequenzen	spätkarbonische Molasse Ablagerungen

3.3 Terrane und tektonostratigraphische Einheiten

Die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der Terrane und tektonostratigraphischen Einheiten in den Ost- und Südalpen ist die Grundlage für viele der vorgestellten Modelle der variszische Orogenese aus Kapitel 3.2. In diesem Abschnitt folgt ein kleiner Überblick über die Entstehung, Lage und Geschichte der wichtigsten Einheiten. Abb. 3.1 zeigt die heutige Anordnung dieser Basement-Komplexe in den Ostalpen nach RAUMER (1998). In Abb. 3.2 ist die vormesozoische Verteilung der paläozoischen Terrane und Zonen nach FRISCH & NEUBAUER (1989) rekonstruiert. Abb. 3.3 und Tab. 3.1 zeigen die lithostratigraphischen Kennzeichen der Terrane und tektonostratigraphischen Einheiten nach FRISCH & NEUBAUER (1989) sowie ihr zeitliches Auftreten.

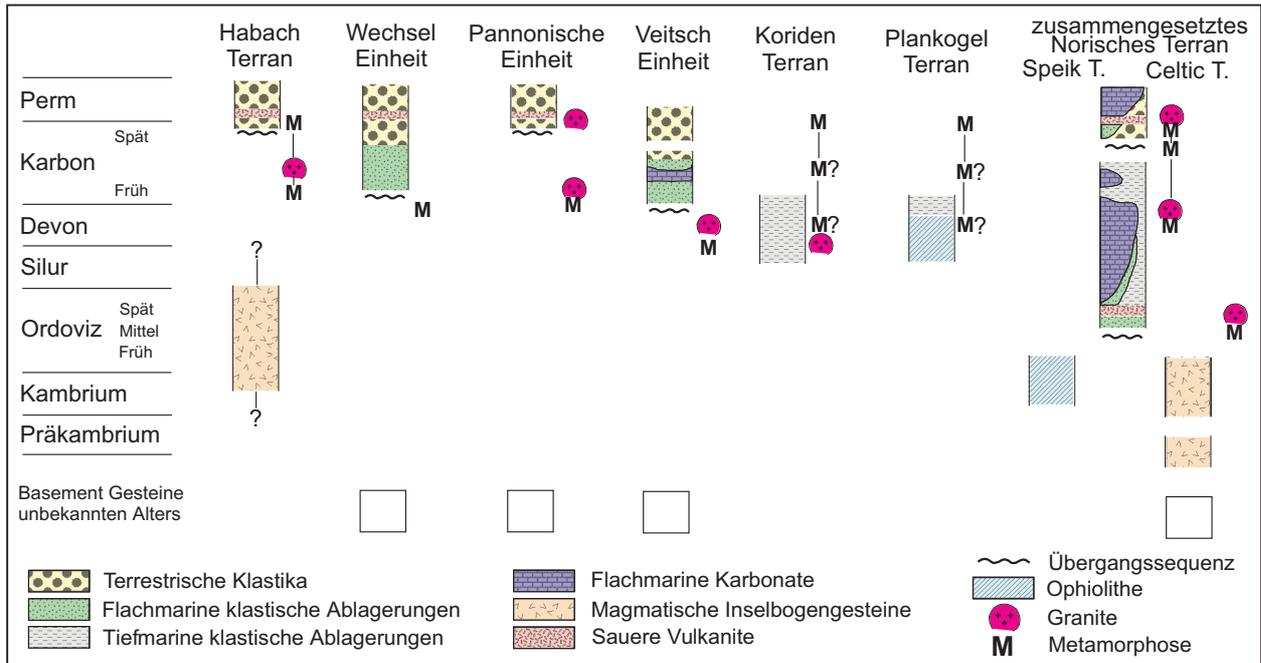


Abb. 3.3: Lithostratigraphische Charakteristika und zeitliche Einordnung der paläozoischen Terrane, der tektonostratigraphischen Einheiten der Ostalpen und der Übergangssequenzen. Verändert nach FRISCH & NEUBAUER (1989).

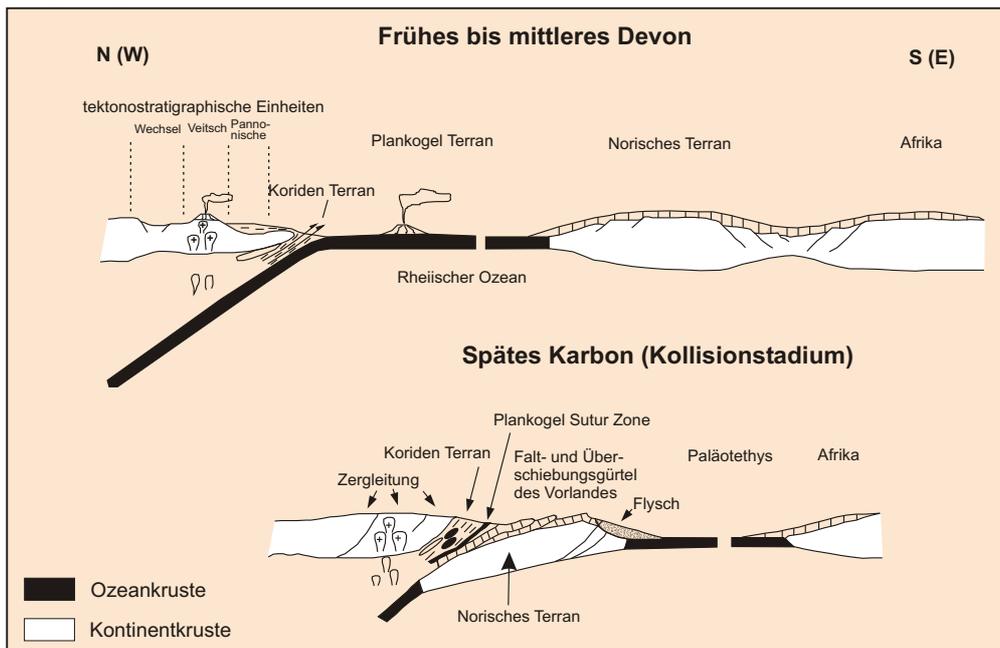


Abb. 3.4: Das Modell aus FRISCH & NEUBAUER (1989) durch den östlichen Teil der Ostalpen zeigt die vermutete Situation im frühen bis mittleren Devon (Dehnungs- und Subduktionsstadium) und im späten Karbon (Kollisionsstadium).

Eines der bedeutendsten Elemente des ostalpinen Basements ist das Norische Terran, welches sich nach FRISCH & NEUBAUER (1989) aus dem Celtic und Speik Terran gebildet hat (vgl. Abb. 3.2, Tab. 3.1, Abb. 3.3). NEUGEBAUER (1988) und PERROUD et al. (1984) nehmen an, dass das Celtic Terran ein Vorgebirge von Afrika war oder eine afrikanische Position hatte. Später wurde es dann von Afrika getrennt. Nach FRISCH & NEUBAUER (1989) entwickelt sich am Celtic Terran im Kambrium bis Ordovizium ein Kontinentalrand oder ein Inselbogen mit intensivem subduktionsbezogenen Magmatismus aus. Im frühen Paläozoikum wurden infolge eines orogenen Ereignisses verschiedene Teile des magmatischen Bogens des Celtic Terrans und ein Span der ozeanischen Kruste (Speik-Terran) auf den Kontinentalrand obduziert und metamorph verändert (FRISCH & NEUBAUER, 1989). FRISCH & NEUBAUER (1989) nehmen an, dass die Amalgamierung des Celtic und Speik Terrans zum südlich liegenden Basement der Norischen Einheit im frühen bis mittleren Ordoviz stattfand.

Gleichzeitig zur Norischen Einheit entwickelt sich das Habbach Terran aus einem intra-ozeanischen Inselbogen, der nördlich des norischen Terrans im Rheischen Ozean lag (NEUBAUER & FRISCH, 1993). Das Habach Terran zeigt aber keine präkambrischen Spuren.

Am nördlichen Kontinentalrand werden die tektonostratigraphischen Einheiten von der Subduktion des Rheischen Ozeans und dem verschiedenartig ausgebildeten Kontinentalrand geprägt. FRISCH & NEUBAUER (1989) vermuten, dass die Pannonische, Veitsch und Wechsel Einheit ein Teil des Kontinentalrandes im Norden des Beckens waren. Der Ozean wird wahrscheinlich während des Devons und des frühen Karbons entlang dieses nördlichen Randes subduziert (Abb.3.4). Die melangeartigen Plankogel und Koriden Terrans sind ein Teil des Subduktionskomplexes, welcher an diesem nördlichen Kontinentalrand akkretioniert wurde. Die Veitsch und Wechsel Einheiten, die devonische Deformation und Metamorphose gemein haben, sind ein Teil der internen Region des variszischen Orogens in den Ostalpen (Abb. 3.4) (RAUMER & NEUBAUER, 1993B).



Abb. 3.5: Blick auf die Steiner Alpen vom Hochobir

4 Methodik

Im Rahmen dieser Arbeit kommen verschiedene „klassische“ und „moderne“ sedimentologische Methoden zum Einsatz. Zu den „klassischen“ Methoden gehören die Profilaufnahme sowie die Leicht- und Schwermineralanalyse, während zu den „modernen“ Methoden die Einzelmineralchemie der Schwerminerale und die Gesamtgesteinschemie gezählt werden. Ein Vergleich der verschiedenen Methoden zeigt sinnvolle Kombinationen der einzelnen Vorgehensweisen auf. Die Kombination der unterschiedlichen Methoden soll zum einen die Stärken und Schwächen jeder einzelnen Methode bestimmen und zum anderen möglichst viele Informationen für die Provenanzanalyse zusammentragen. In Abb. 4.1 ist das methodische Vorgehen, in Abb. 4.2 die Aufbereitung der Proben in einem Flussdiagramm zusammengefasst.

4.1 Methodik im Gelände

4.1.1 Profilaufnahme

Während dreier Geländeaufenthalte in den Jahren 1998 bis 2000 wurden 63 Einzelprofile sedimentologisch aufgenommen, deren Mächtigkeit von 4 m bis 150 m reicht. Die Aufschlüsse sind meist schlecht erhalten und auch frischere Aufschlüsse werden sehr schnell durch Verwitterung und den Bewuchs zerstört. Bei der Profilaufnahme wurde die Reihenfolge, Mächtigkeit und Beschaffenheit der lithologischen Wechsel dokumentiert. Außerdem wurde für jede Schicht neben der Mächtigkeit und den augenscheinlichen Änderungen (Gradierungen, Bänderungen, etc.) innerhalb jeder Schicht, die Art der Komponenten, der Sortierungs- und Rundungsgrad dieser Komponenten und wenn möglich, Sedimentstrukturen und Transportrichtungen bestimmt. Zusammenhängende Profilkomplexe sind kaum oder gar nicht vorhanden. Die gezeichneten Profile sind im Anhang 2 und die Profilbeschreibung in Anhang 1 aufgeführt. Aus den Einzelprofilen wurde für die Hochwipfel- und Auernig-Formation mit Hilfe von teilweise vorhandenen, vulkanischen Aschenlagen, typischen lithologischen Wechseln und kennzeichnenden Sandstein-Zusammensetzungen jeweils ein Übersichtsprofil kompiliert.

4.1.2 Gamma-Ray-Spektrometrie

Mit dem Gamma-Ray-Spektrometer („GR-320“ Portable-Gamma-Ray-Spectrometer der Firma Exploranium) wurde die natürliche Strahlungsintensität einzelner Abschnitte innerhalb der Profilaufnahmen der Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation in einem festgelegten Abstand von 20 cm bestimmt. Bei Profillücken oder schlechter Aufschlussqualität wurde dieser Abstand variiert. Mit dem Programm „Explore“ und Eichdaten der Herstellerfirma kann von der Gesamtstrahlung der Strahlungsanteil der Kalium-, Uran- und Thorium-Komponente berechnet und in quantitative Werte von Kalium (%), Thorium (ppm) und Uran (ppm) umgerechnet werden. Der Strahlungsanteil der einzelnen Elemente an der Gesamtstrahlung kann wie folgt angegeben werden: 1 ppm Uran entspricht 3,65 ppm Thorium und 2,70% Kalium (BAASKE, 1999).

Während einer Messung wird der zu messende Bereich 100 Sekunden mit einer Cäsiumquelle, die im Innern der Gamma-Ray-Sonde integriert ist, beschossen, um so die natürliche Strahlung des Gesteins anzuregen. Eine Messung beinhaltet zudem eine Kontrolleichung über 5 Sekunden, die das Gerät mit einer Tageseichung vergleicht, die am Anfang der Messreihe bestimmt wird. Mit Hilfe der ermittelten Strahlungsintensität („counts per minutes“, „milli ray per minute“) jedes gemessenen Abschnittes kann man über das Profil verteilt eine Kurve erstellen, die mit Kurven anderer Profile verglichen und gegebenenfalls korreliert werden können (Abb. 4.2).

Die Kurven spiegeln feine Änderungen innerhalb der Zusammensetzung der Sedimente wieder (Tongehalt, Kalifeldspatgehalt, Spurenelemente in Akzessorien) und ergänzen die makroskopische Gesteinsansprache (BAASKE, 1999).

Die Ergebnisse der Gamma-Ray-Spektrometrie wurden zusätzlich zu den üblichen Parametern aus Kap. 4.1.1 zur Korrelation der Einzelprofile herangezogen, um diese zu erleichtern und zu überprüfen. Zusätzlich konnte man die bestimmten Kalium-, Thorium- und Urangelhalte mit den geochemischen Ergebnissen der Röntgenfluoreszenz-Analyse vergleichen.

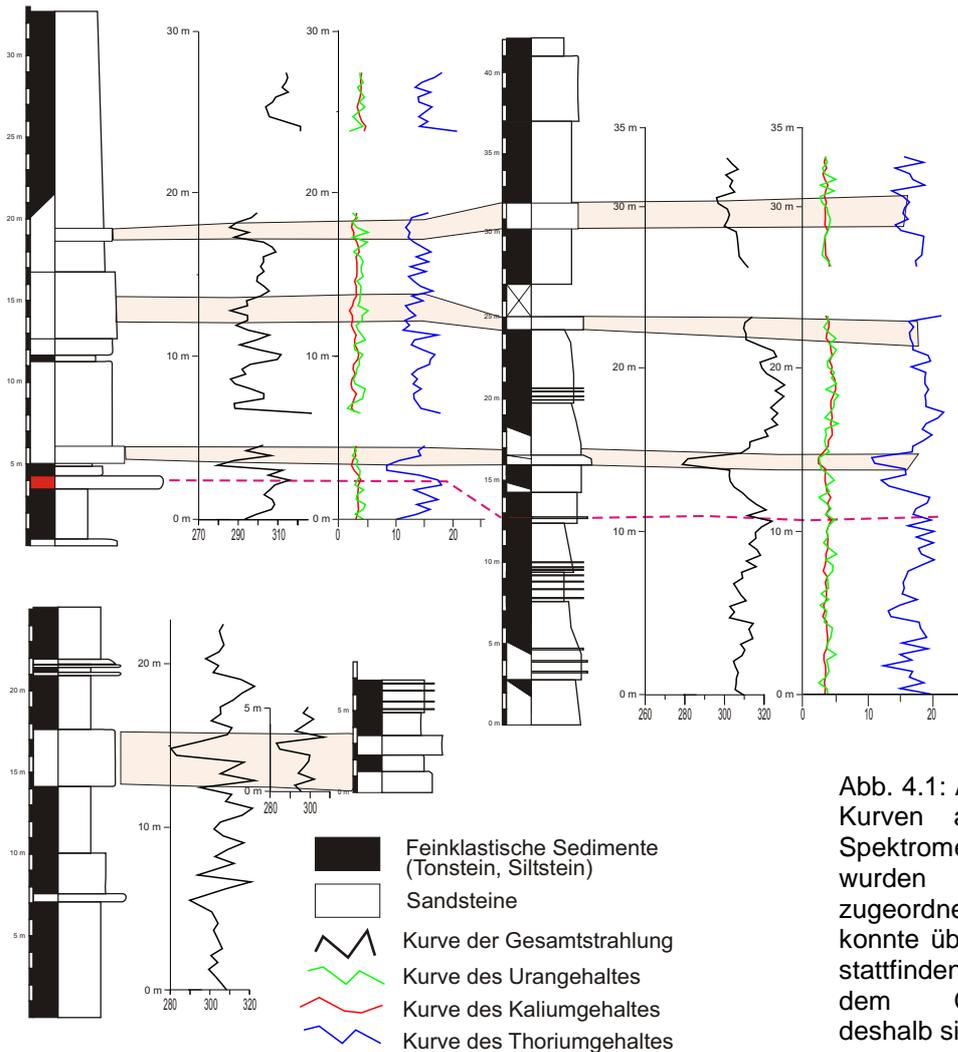


Abb. 4.1: Abgebildet sind als Beispiel Kurven aus den Gamma Ray-Spektrometer-Messungen. Sie wurden den jeweiligen Profilen zugeordnet. Die Profilaufnahme konnte über einen größeren Bereich stattfinden als die Messungen mit dem Gamma-Ray-Spektrometer, deshalb sind die Nulllagen versetzt.

4.2 Leichtminerale

4.2.1 Dünnschliffanalyse

Insgesamt wurden 231 Dünnschliffe mittelkörniger Sandsteine der Hochwipfel-Formation und 73 Dünnschliffe von mittel- bis feinkiesigen Sandsteinen der Auernig-Formation nach DICKINSON & SUCZEK (1979); INGERSOLL et al. (1984), und ZUFFA (1985) ausgewertet. Pro Schliff wurden nach dem Punktzählverfahren mindestens 400 Körner an einem Leitz-Polarisationsmikroskop ausgezählt. Einzelminerale > 63 μm in polymineralischen Aggregaten wurden nicht als Einzelmineral gezählt, sondern dem entsprechenden Lithoklast zugeordnet. Komponenten ab drei unterschiedlichen Subkörnern wurden als Lithoklasten gezählt. Dadurch bleiben Informationen über das Liefergebiet der Sandsteine erhalten (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Es wurden nur Dünnschliffe eines Korngrößenspektrums ausgewertet, um Korngrößeneffekte möglichst gering zu halten. Pseudomatrix und Zemente wurden nicht berücksichtigt (vgl. DICKINSON, 1970). Zusätzlich wurden Glimmer, opake Minerale und Schwerminerale erfasst. Die detritischen Haupt- und Nebenparameter sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Das Ergebnis der sedimentpetrographischen Auszählung ist im Anhang 2 aufgeführt.

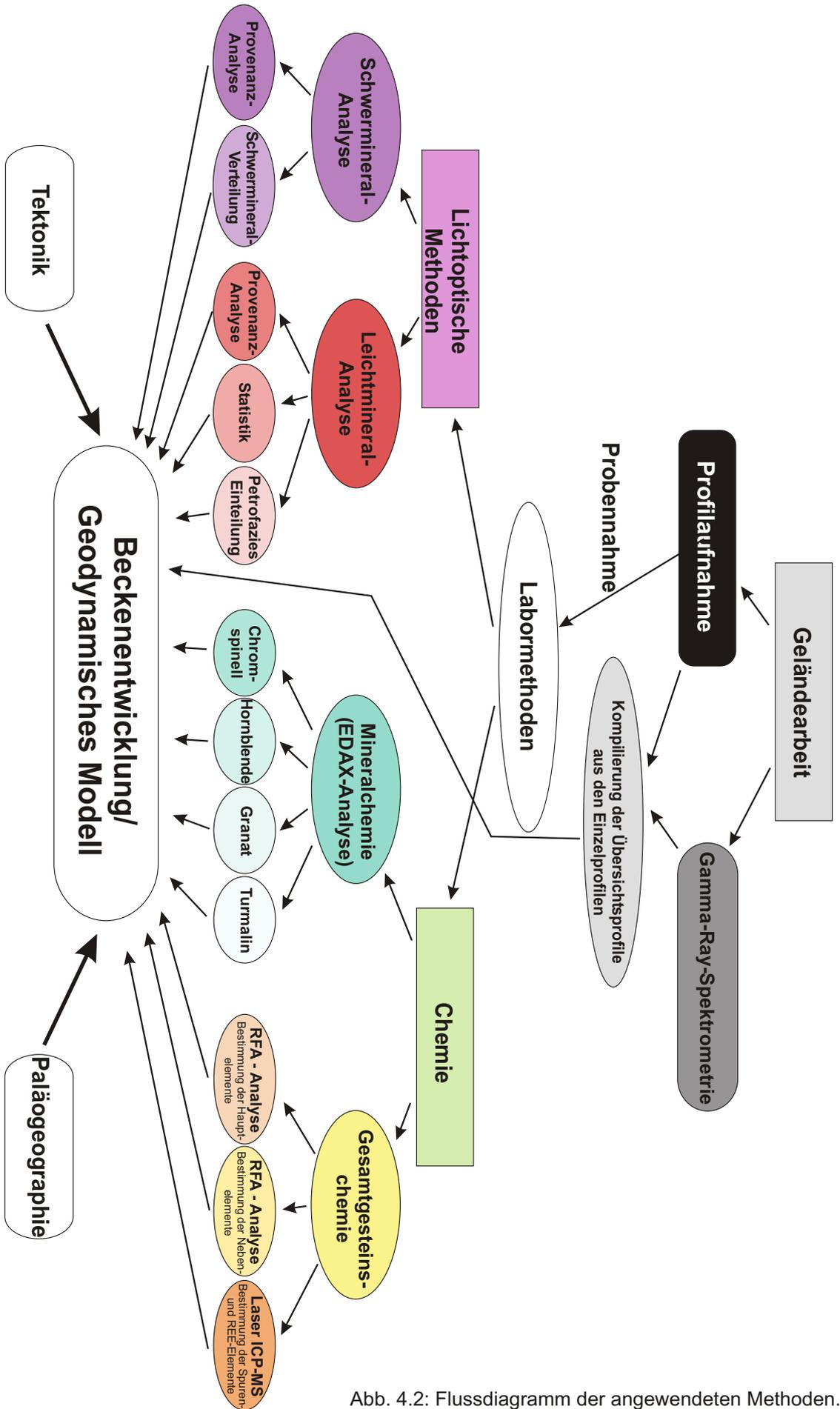


Abb. 4.2: Flussdiagramm der angewendeten Methoden.

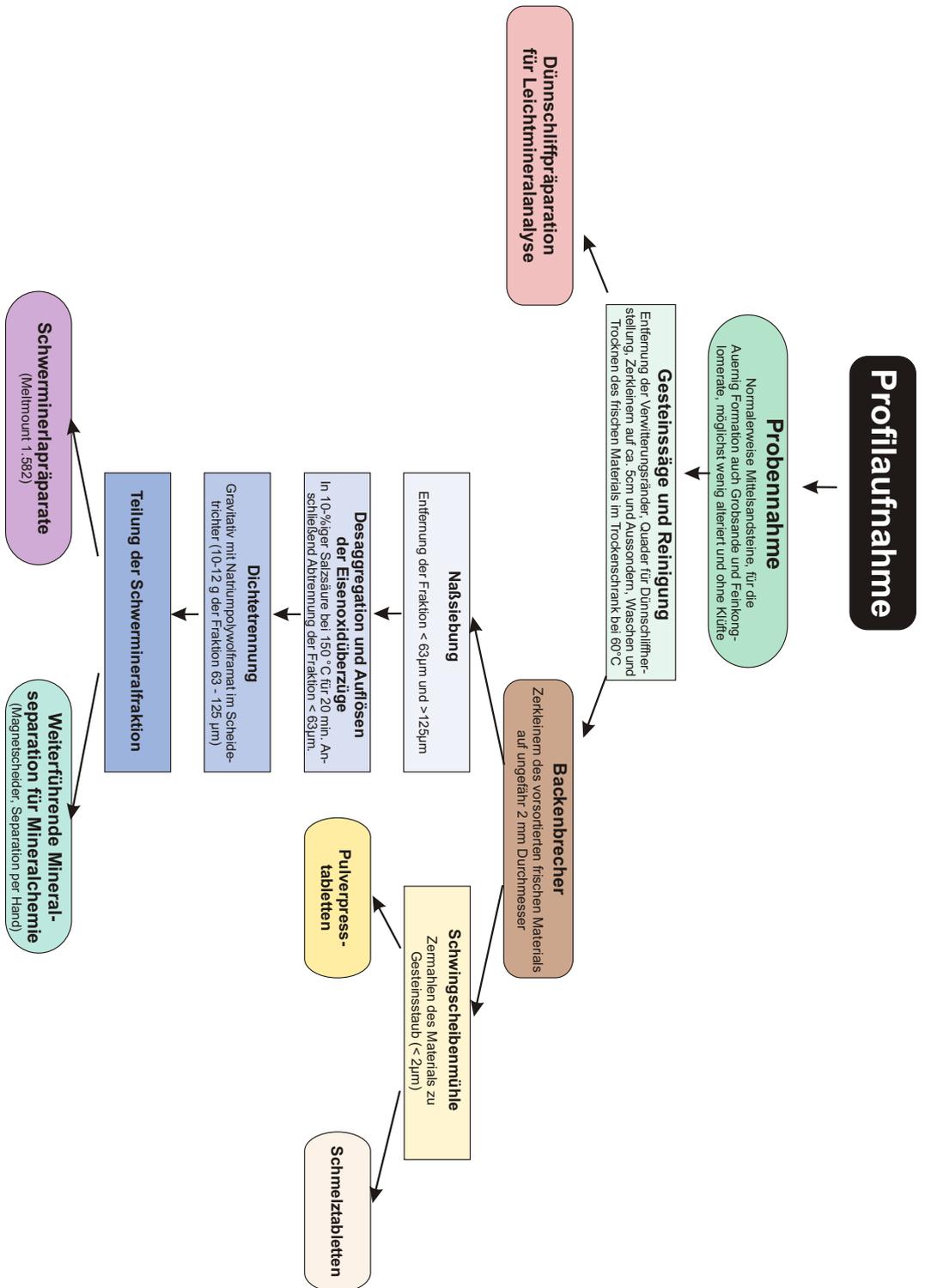


Abb. 4.3: Flussdiagramm zur Aufbereitung der Proben.

Tabelle 4.1: Hauptparameter, Nebenparameter und berechnete Parameter

Symbol	Definition	Symbol	Definition
Hauptparameter		Berechnete Parameter	
<i>Qm</i>	Monomineralischer Quarz	<i>Q</i>	Gesamtgehalt an Quarzen (= $Q_m + Q_p$)
<i>Qp</i>	Polyquarz	<i>F</i>	Gesamtgehalt an Feldspäten (= $P + K$)
<i>P</i>	Plagioklas	<i>L</i>	Lithoklasten ohne Polyquarze (= $L_m + L_s + M$)
<i>K</i>	Kalifeldspat	<i>Lt</i>	Alle Lithoklasten (= $L + Q_p$)
<i>G</i>	Glimmer	<i>Lm</i>	Metamorphe Lithoklasten
<i>PL</i>	Plutonitische Lithoklasten	<i>Lvm</i>	Vulkanische und metavulkanische Lithoklasten (= $L_v + \text{Glas}$)
<i>Lv</i>	Vulkanische Lithoklasten	<i>Lsm</i>	Sedimentäre und metasedimentäre Lithoklasten (= $L_s + L_{lm}$)
<i>Ls</i>	Sedimentäre Lithoklasten	<i>Mag</i>	Magmatische Lithoklasten
<i>Llm</i>	Leicht metamorphe Lithoklasten	<i>Lmq</i>	$L_m + Q_p$
<i>Lhm</i>	Stark metamorphe Lithoklasten	<i>Lsed</i>	$L_s + Q_m$
<i>SM</i>	Opake Schwerminerale/ Schwerminerale	<i>Sed</i>	$L_{sm} + Q_{mn}$
<i>K</i>	Karbonatzement	<i>D1</i>	Diskriminantenfunktion 1 von QFL
Nebenparameter		<i>D2</i>	Diskriminantenfunktion 2 von QFL
<i>Qmn</i>	Monomineralische Quarze, nicht undulös	<i>D3</i>	Diskriminantenfunktion 1 von QmFLt (3 Gruppen)
<i>Qmu</i>	Monomineralische Quarze, undulös	<i>D4</i>	Diskriminantenfunktion 2 von QmFLt (3 Gruppen)
<i>Qpg</i>	Polyquarze gerade Kontakte	<i>D5</i>	Diskriminantenfunktion 1 von QmFLt (7 Gruppen)
<i>Qps</i>	Polyquarze suturierte Kontakte	<i>D6</i>	Diskriminantenfunktion 2 von QmFLt (7 Gruppen)
<i>Qpl</i>	Polyquarze langgestreckt	<i>D7</i>	Diskriminantenfunktion 1 von QundQp
<i>C</i>	Cherts	<i>D8</i>	Diskriminantenfunktion 2 von QundQp
<i>Glas</i>	Vulkanische Glasrelikte		
<i>St</i>	Tonstein		
<i>Ssi</i>	Siltstein		
<i>Ssa</i>	Sandstein		
<i>Ly</i>	Lydit		
<i>Mt</i>	Tonschiefer		
<i>Mss</i>	Metasedimente		
<i>Mph</i>	Phyllite		
<i>Mgq</i>	Glimmer und Quarz Verwachsungen	$Ln(Q/L)$	$Ln(Q/F)$
<i>Mgv</i>	Gestreckte Quarz/Glimmer Verwachsungen	$Ln(Sed/Met)$	$Ln(L_v/Pl)$
<i>Mgs</i>	Glimmerschiefer	$Ln(L_{met}/L_{sed})$	$Ln(Mag/Met)$
<i>Mgn</i>	Gneis		

4.2.2 Fehlerbetrachtung

Wenn man die Fehler bei der sedimentpetrographischen Analyse von Dünnschliffen betrachtet, muss man sich im Klaren sein, dass ein Dünnschliff nur ein ausgesuchtes Teilstück aus einer unterschiedlich mächtigen Sandsteinlage ist. Um den möglichen Fehler dieser Vorauswahl zu minimalisieren, wurden möglichst viele, statistisch verteilte Proben entnommen und analysiert. Tab. 4.2 zeigt in einer theoretischen Berechnung von PLAS & TOBI (1965), dass der zu erwartende Fehler bei 100 ausgezählten Körnern deutlich höher liegt als bei 300 ausgezählten Körnern. Bei 600 ausgezählten Körnern ist der Fehler nochmals erheblich kleiner, aber der Zeitaufwand, um 600 Körner auszuzählen, verdoppelt sich im Vergleich zu 300 ausgezählten Körnern. Es ist deshalb sinnvoller, mehr Proben zu untersuchen, als mit wenigen Proben hohe statistische Genauigkeiten zu erzielen (BOENIGK, 1983), um eine möglichst große Bandbreite zu erfassen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit habe ich jeweils 400 Körner ausgezählt. Damit liegt der theoretische Fehler zwischen 2,18 % bei einem Komponentenanteil von 5% am Gesamtmodalbestand und 4,9 % bei einem Komponentenanteil von 40% am Gesamtmodalbestand (Tab. 4.2).

Tab. 4.2: Theoretischer Fehler (2s) in % bei unterschiedlicher Anzahl von ausgezählten Körnern und unterschiedlichem Komponentenanteil des Gesamtmodalbestandes (p) nach PLAS & TOBI (1965). Berechnung nach $s = \sqrt{p(100-p)/n}$. Der Fehler beträgt 2s (bei 95% Wahrscheinlichkeit).

P	Fehler 2s (bei 100 ausgezählten Körnern)	Fehler 2s (bei 200 ausgezählten Körnern)	Fehler 2s (bei 300 ausgezählten Körnern)	Fehler 2s (bei 600 ausgezählten Körnern)	Fehler 2s (bei 400 ausgezählten Körnern)
5%	4,4	3,1	2,5	1,8	2,18
10%	6,0	4,2	3,5	2,5	3
20%	8,0	5,7	4,6	3,3	4
40%	9,8	6,9	5,7	4,0	4,9

Der theoretisch ermittelte Fehler wurde überprüft, indem 4 Proben aus unterschiedlichen Petro- und Lithofaziestypen jeweils 4 mal über den gesamten Zeitraum verteilt, ausgewertet wurden. Dadurch wurden mögliche individuelle Fehler des Bearbeiters im Laufe des Auswertungszeitraums berücksichtigt. Aus den vier Auszählungen jeder Probe wurden die Mittelwerte des Komponentenbestandes errechnet und der Fehler (Standardabweichung) jeder einzelnen Auszählung zu diesem Mittelwert bestimmt. Die aus diesen Auswertungen errechneten Standardabweichungen (2s, siehe Tab. 4.3) liegen in der Nähe des theoretischen errechneten Fehlers aus Tab. 4.2 (Abb.4.3), wobei sich bessere Standardabweichungen ergeben, als die theoretisch errechneten Werte.

Tab. 4.3: Mittelwert m und mittlerer Fehler 2s (Standardabweichung, 95% Wahrscheinlichkeit) der häufigsten Komponenten von 4 Hochwipfel-Sandsteinproben, die 4 mal mit n= 400 Körnern ausgewertet wurden. Die Standardabweichung wurde berechnet nach $s = \sqrt{(\sum(x-m)^2)/(n-1)}$ (GRÄNICHER, 1994 zitiert in EYNATTEN VON, 1996).

Probe		Q	F	L	Lt	Qp	Qm	Lm	Lv	Ls
P 24/01	m	48,10	12,19	39,72	57,86	18,14	29,95	17,25	12,92	6,35
	2s	(3,30)	(1,32)	(1,99)	(3,41)	(4,82)	(2,71)	(2,09)	(1,15)	(2,28)
P 25/06	m	48,96	12,61	38,43	56,67	18,24	30,71	14,94	14,09	4,58
	2s	(1,39)	(0,90)	(1,85)	(2,39)	(2,75)	(2,05)	(1,76)	(1,49)	(1,69)
P 43/07	m	53,42	8,44	38,14	58,57	20,44	32,98	23,04	5,28	6,89
	2s	(3,97)	(1,38)	(2,69)	(1,88)	(3,24)	(2,16)	(6,18)	(1,44)	(2,40)
P 56/01	m	45,77	7,13	47,10	62,77	15,67	30,10	31,16	6,44	7,95
	2s	(1,80)	(1,01)	(1,97)	(2,30)	(3,15)	(2,40)	(2,61)	(0,52)	(1,01)

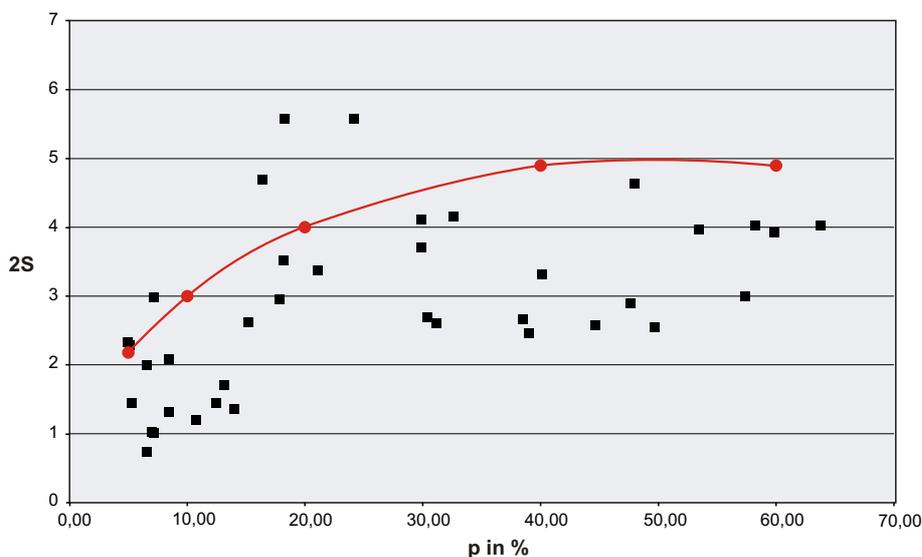


Abb. 4.4: Das Verhältnis der Standardabweichung (2s) zur auftretenden Quantität eines Korntyps in %. Die Kurve und die rote Kreissignaturen zeigen die theoretischen Werte aus Tab. 5.2 für n=400. Die Vierecke zeigen die ermittelten Standardabweichungen aus Tab. 5.3.

Eine weitere Fehlerquelle betrifft die Diskriminations-Diagramme nach DICKINSON (1985). Die Feldereinteilung der Dickinson-Diagramme (Abb. 6.7) erfolgte mittels Daten, die mit der Gazzi-Dickinson Methode ermittelt wurden. Bei dieser Methode werden die einzelnen Bestandteile von polymineralischen Aggregaten, die größer als $63\mu\text{m}$ sind, als Komponenten gezählt. Im Vergleich zu den Daten, die nach der klassischen Methode ausgezählt wurden, ergeben sich daher Veränderungen im Hauptmodalbestand, da ein Teil der Lithoklasten wegfällt (EYNATTEN VON, 1996). Ein Teil der Vulkanoklasten mit Feldspatmineralen $> 63\mu\text{m}$ würden somit als Feldspäte und ein Teil der Lithoklasten mit Quarzen $> 63\mu\text{m}$ als Quarze gezählt werden. Dies muss man in meinem Fall bei der Anwendung der Provenanzdiagramme nach DICKINSON (1985) berücksichtigen und kann für fehlerhafte Provenanz-Aussagen (Unterbewertung der Feldspat- und/oder Quarzkomponente) im QFL- und QmFLt- Diagramm von DICKINSON (1985) verantwortlich sein.

4.3 Schwerminerale

Die Gruppe der Schwerminerale hat ein spezifisches Gewicht, das größer als $2,89\text{ g/cm}^3$ ist. Diese stellen nach BOENIGK (1983) innerhalb von klastischen Sedimenten einen starken Provenanz-Indikator dar. Das Vorkommen einzelner Schwerminerale gibt deutliche Hinweise auf bestimmte Liefergebiete und kann Rückschlüsse auf plattentektonische Situationen ermöglichen (MANGE & MAURER, 1991). Deshalb ist die klassische Schwermineralanalyse eine Methode, welche die Dünnschliffanalyse kontrollieren und unterstützen kann.

4.3.1 Methodik

Für die Probenaufbereitung und die Mineralbestimmung finden sich bei BOENIGK (1983) und MANGE & MAURER (1991) ausführliche Anleitungen. In Abbildung 4.3 sind die wichtigsten Aufbereitungsschritte schematisch in einem Flussdiagramm skizziert. Das vorsichtige Zerkleinern von Sedimentgesteinen zeigt dabei nach HENNINGSEN (1966A) keine signifikanten Auswirkungen auf die Anzahl und Form der Schwerminerale. Eine Versuchstrennung ohne vorherige Behandlung mit Salzsäure ergab, dass die meisten Schwerminerale in Eisenoxid-Aggregaten gefangen waren und sehr viel Fremdmaterial (ca. 80%, z.B. Quarz mit Eisenüberzug) in die Schwermineral-Fraktion gelangte. Deshalb bevorzugte ich gekochte Proben, obwohl ich in Kauf nehmen musste, dass das Schwermineral Apatit nicht mehr vorhanden war. Die Schwermineralaufbereitung wurde im Labor des Geographischen Instituts der Universität Stuttgart durchgeführt.

Insgesamt habe ich Schwermineralanalysen an 88 Proben der Hochwipfel-Formation und an 31 Proben der Auernig-Formation durchgeführt. Im Hinblick auf die untersuchte Korngrößenfraktion wurden zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen. Zum einen die Fraktion zwischen $63\text{-}125\mu\text{m}$ und zum anderen die Fraktion zwischen $125\text{-}200\mu\text{m}$. Aufgrund der begrenzten Probenmenge, Vorsortierungseffekte bei den gröbereren Korngrößen und der Probleme beim Einbetten, wurde auf die von BOENIGK (1983) und MANGE & MAURER (1991) empfohlene $63\text{-}125\mu\text{m}$ Fraktion zurückgegriffen. Diese Fraktion zeigt auch die stärkste Anreicherung von Schwermineralen. Die Kornzählung erfolgte an einem Leitz-Orthoplan-Polarisationsmikroskop. Die Präparate sind mit der Bänderzählmethode ausgezählt worden, um Abhängigkeiten von der Korngröße zu vermeiden. In der Regel wurden 200 transluzente Körner ausgezählt.

4.3.2 Schwermineralanalyse

Folgende Schwermineral-Spezies wurden bestimmt: Zirkon, Turmalin, Rutil, Granat, Chromspinnell, grüner und brauner Amphibol, die Aktinolith-Gruppe, Hypersthen, Enstatit und Titanit. Chloritoid, Minerale der Epidot-Gruppe, Brookit/Anatas und Minerale der Disthen-Sillimanit-Andalusit-Gruppe wurden als „metamorphe Sonstige“ zusammengefasst. Die Tabelle der Schwermineralauswertung ist in Anhang 3 aufgelistet. Der Anteil an opaken Mineralen wurde getrennt erfasst. Bei mehreren Präparaten reichte die Schwermineralführung eines einzelnen Präparates nicht aus, um die 200 Körner zu bestimmen. Wenn dieser Wert weit unter 200 lag, wurde ein zweites Präparat gestreut und vollständig ausgewertet.

4.3.3 Fehlerbetrachtung

Die Fehlerbetrachtung der Schwermineralanalyse entspricht grundsätzlich der Fehlerbetrachtung bei der Dünnschliffanalyse (Kap. 4.2.3). Im Unterschied zu den Leichtmineralen sind jedoch Sortierungseffekte durch die hohen Dichteunterschiede innerhalb der Schwermineral-Populationen bei Transport und Ablagerung der Sedimente stärker zu bewerten. BOENIGK (1983) bevorzugt daher eine Auszählung von 100 Körnern und eine engstündigere Beprobung anstatt einer hohen statistischen Genauigkeit von Einzelproben. Da auch seltene Einzelminerale eine signifikante Aussage über die Provenanz enthalten können, empfehlen MANGE & MAURER (1991) die Auszählung von 200 Körnern, um auch seltenere Spezies erfassen zu können. Diese Anzahl bevorzugten auch weitere Autoren (HUMPHREYS et al., 1991; NECHAEV & ISPHORDING, 1993; KRAWINKEL et al., 1999; WOZAZEK, 2000 freundliche mündliche Mitteilung). Die zu erwartenden theoretischen Fehler entsprechen denen in Tab. 4.1, für 200 ausgezählte Körner, angegebenen Fehlerbereiche. Um den tatsächlichen Fehler zu überprüfen, sind drei Schwermineral-Präparate mehrfach ausgewertet und die ermittelten Fehler in einem Diagramm gegen die theoretischen Werte aufgetragen worden (Tab. 4.3, Abb. 4.4). Die errechneten Standardabweichungen $2s$, (siehe Tab. 4.3) der Mehrfach-Zählungen lagen erneut in der Nähe des theoretischen errechneten Fehlers aus Tab. 4.2 (Abb. 4.4), wobei die Auswertungen der Schwerminerale meist bessere Standardabweichungen ergaben, als die theoretisch errechneten Werte. Dies könnte bei den Schwermineralen an der zuverlässigeren optischen Bestimmung von Einzelmineralen in einem Einbettungsmittel ohne störenden Einfluss von umgebenden Komponenten liegen (EYNATTEN VON, 1996).

Tab. 4.4: Mittelwert m und mittlerer Fehler $2s$ (Standardabweichung, 95% Wahrscheinlichkeit) der häufigsten Komponenten von 4 Hochwipfel-Schwermineralpräparaten, die 4 mal mit $n = 200$ Körnern ausgewertet wurden. Die Standardabweichung wurde berechnet nach $s = \sqrt{(\sum(x-m)^2)/(n-1)}$ GRÄNICHER, 1994 zitiert in EYNATTEN VON, 1996).

Probe		Zirkon	Turmalin	Rutil	Amphibole	Chromspinell	Granat
P 06/05	m	66,51	12,29	11,49	4,70	2,43	0,63
	2s	(4,48)	(3,88)	(1,13)	(0,94)	(1,91)	(1,02)
P 27/01	m	30,13	41,73	18,90	2,27	0,57	1,56
	2s	(3,55)	(3,11)	(3,71)	(1,3)	(1,66)	(3,03)
P 25/06	m	18,95	18,00	10,29	2,75	0,13	43,38
	2s	(3,7)	(2,72)	(3,4)	(2,5)	(0,5)	(5,44)
P 33/07	m	14,57	61,68	6,06	7,44	4,07	3,34
	2s	(3,67)	(3,48)	(2,18)	(1,68)	(1,8)	(3,36)

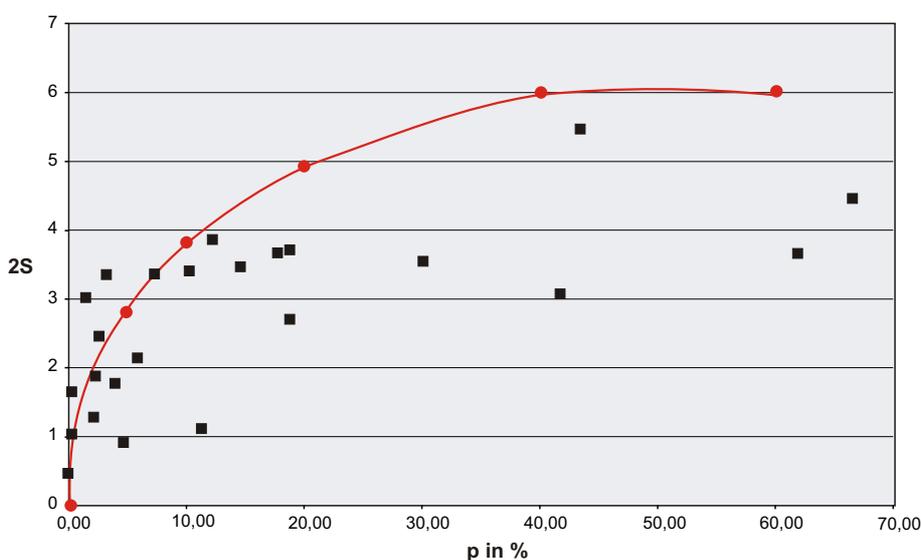


Abb. 4.5: Das Verhältnis der Standardabweichung ($2s$) zur auftretenden Quantität eines Schwermineraltyps in Prozent. Die Kurve und die roten Kreissignaturen zeigen die theoretischen Werte aus Tab. 5.2 für $n=200$. Die Vierecke zeigen die ermittelten Standardabweichungen aus Tab. 5.3.

4.4 Mineralchemie der Schwerminerale

4.4.1 Einführung

Die Aussagekraft der Schwermineralanalyse kann durch die chemische Analyse der einzelnen Schwermineral-Populationen gegenüber der reinen optischen Bestimmung gesteigert werden (MORTON 1991). Die mineralchemische Untersuchung von Schwermineralen verhindert Fehlinterpretationen bei der Mineralerkennung und erlaubt es, Mineralgruppen, die sich aus Endgliedern von Mischkristallreihen zusammensetzen, genau zu bestimmen. Die unterschiedlichen geochemischen Zusammensetzungen dieser Mineralgruppen sind oftmals sehr gute Provenanz-Indikatoren (BOCK et al., 1998). Ebenso kann die Änderung der geochemischen Zusammensetzung einer Mineralspezies innerhalb einer Probenabfolge oftmals eine Änderung der Provenanz oder der Ausgangsgesteine anzeigen (MORTON, 1991; BOCK et al., 1998; EYNATTEN & GAUPP, 1999).

4.4.2 Geochemische Messungen mit dem energiedispersiven Detektor (EDAX)

Die separierten Einzelminerale (vgl. Abb. 4.3) analysierte ich mit einem energiedispersiven Spektrometer (EDAX). Dafür benutzte ich ein „Camscan“- Rasterelektronenmikroskop, in das ein kalibriertes, energiedispersives Analysesystem integriert ist, welches Röntgenstrahlung misst (EDAX). Im Gegensatz zu Mikrosonden-Analysen ist diese Methode nicht standardisiert und weist demnach einen größeren Messfehler auf. Dafür ist dies aber ein schnelles und billiges Verfahren, um einen ersten Überblick über die geochemische Zusammensetzung einer Probe und Veränderungen innerhalb einer Probenreihe zu bekommen (KRAWINKEL et al., 1999). Mit diesem Verfahren lassen sich Elemente mit einer Ordnungszahl > 10 erkennen, wobei die leichteren Elemente, wie Natrium und Magnesium, größere Messfehler aufweisen können.

Die Analyse mittels eines EDAX-Systems an einem Rasterelektronenmikroskop ermöglicht die Analyse von Einzelmineralen, ohne sie vorher aufwendig zu präparieren. Nach der Besputterung mit Kohlenstoff sind die Präparate zur Analyse bereit. Das Prinzip beruht auf den charakteristischen, röntgenspektroskopischen Eigenschaften der einzelnen chemischen Elemente. Mit einer Wolframkathode wird im Hochvakuum ($< 10^{-5}$ bar) ein Elektronenstrahl erzeugt, der durch eine Anode beschleunigt und auf die Probe fokussiert wird. Das Auftreffen des Elektronenstrahls auf die Probe regt die Emission der charakteristischen Röntgenstrahlung für die im betroffenen Volumen vorhandenen Atome an (EYNATTEN VON, 1996). Die Intensität der jeweiligen elementspezifischen Wellenlängen wird gemessen (Counts) und mittels eines Programms (Subquant) in quantitative Werte (Gewichtsprozent) umgerechnet. Für die Berechnung werden vorgegebene, elementspezifische Impulshöhenfaktoren verwendet. Die Berechnung des Elementgehalts erfolgt auf 100% aller erkannten Elemente (FELS, 1999). In dieser Arbeit untersuche ich die Schwerminerale Chromspinell, Hornblende, Granat und Turmalin. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Anhang 5 beigefügt.

4.4.3 Fehlerbetrachtung

Bei der Fehlerbetrachtung der EDAX-Analysen sind mehrere Faktoren zu berücksichtigen: Matrix-Effekte, zählstatistische Fehler des Spektrometers und Fehler durch die nicht standardisierte Methode. Die Matrix-Effekte werden durch die sogenannte ZAF-Korrektur ausgeglichen, bei der mit einem Korrekturfaktor die Ordnungszahl, die Absorption und die Fluoreszenz der Elemente berücksichtigt werden (FELS, 1999; PAVICEVIC, 2000).

Der zählstatistische Fehler baut sich aus dem Faktor der Konzentration der gemessenen Elemente und der Messzeit auf. Bei geringer Konzentration und geringer Messzeit sind die höchsten Fehler zu erwarten. Außerdem beeinflusst die Oberflächen-Beschaffenheit der einzelnen Minerale den Konzentrationsfaktor, da leichte Alterierungserscheinungen an den Mineralen nicht ausgeschlossen werden können. Durch die Mehrfachmessung der jeweiligen Minerale habe ich versucht, diese Fehler zu minimieren.

Das Problem bei dieser Art der geochemischen Analyse ist die erforderliche Genauigkeit und der relevante Messbereich, der für die Darstellung in Diagrammen benötigt wird. Um zum

Beispiel differenzierte Aussagen über das tektonische Milieu von Chromspinellen zu erhalten, müssen sich die TiO_2 -Gehalte im Bereich von einem Zehntel Prozent bewegen. Diese Genauigkeit ist mit der EDAX-Messung nur schwer nachzuvollziehen.

Im Vergleich zur Mikrosondenanalytik wirkt sich der Fehler der nichtstandardisierten Messung am stärksten auf die Genauigkeit der chemischen Analyse aus. Nach FELS (1999) (<http://www.reclot.de/kapitel/0kurs.htm>) und KRAWINKEL et al. (1999) liegen die Messgenauigkeiten bei einem nichtstandardisierten quantitativen Verfahren mit der EDAX-Sonde am Rasterelektronenmikroskop des Instituts für Geologie und Paläontologie in Stuttgart bei ungefähr 10 %. Die meisten Diskriminanten-Diagramme weisen jedoch eine erheblich höhere Zeichnungsgenauigkeit auf und die Auflösung in den Diagrammachsen liegt meist bei 5-10%, und daher im Fehlerbereich der Analytik.

4.5 Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)

4.5.1 Einführung

Die chemischen Haupt- und Nebengruppenelemente einer Probe können durch die Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) sowohl qualitativ wie auch quantitativ bestimmt werden. Diese Methode ist im Hinblick auf das verwendete Ausgangsmaterial weitgehend zerstörungsfrei, und dadurch wird die chemische Zusammensetzung der Proben nicht verändert. Das Spektrum der analysierbaren Elemente reicht von Bor bis Uran. Die unteren Nachweisgrenzen liegen meist zwischen 1 und 10 ppm und die Ergebnisse sind sehr gut reproduzierbar (WEBER-DIEFENBACH, 2000).

4.5.2 Methode

Elektronen-, Ionen-, Röntgen- und Gammastrahlen sowie mechanische Stoßprozesse können die Atome in einer Probe zu ihrer kennzeichnenden Röntgenstrahlung (Röntgenfluoreszenz) anregen (WEBER-DIEFENBACH, 2000). Wie bei der EDAX-Spektrometrie besteht zwischen der chemischen Zusammensetzung und dem gemessenen Röntgenfluoreszenz-Spektrum ein direkter Zusammenhang.

Die Aufbereitung der Proben für die RFA-Analytik ist in Abb. 4.3 erklärt. Zur Bestimmung der Haupt- und Nebenelemente empfiehlt es sich, Schmelztabletten zu benutzen, da störende Matrixeffekte deutlich geschwächt werden. Für die Spurenelemente eignen sich hingegen Pulverpresslinge besser, da sie bessere Nachweisgrenzen ergeben (WEBER-DIEFENBACH, 2000).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 66 Mittelsandsteine der Hochwipfel-Formation, 13 Sandsteine und Feinkiese der Auernig-Formation, eine Probe einer Aschenlage aus der Hochwipfel-Formation und eine Probe des Diabas von Eisenkappel analysiert. 38 Proben wurden am Geowissenschaftlichen Institut der Universität Mainz mit einem Gerät von Phillips („PW 104“; Strahlungsquelle: Rhodiumröhre) gemessen. Der Rest wurde am Bodenkundlichen Institut der Universität Hohenheim mit einem Gerät von Cameca analysiert. Um vergleichbare Ergebnisse zu bekommen, wurden 2 Proben der ersten Messungen in Mainz nochmals in Hohenheim gemessen. Die Abweichungen betragen 2-5 % und sind somit gut vergleichbar. Im Anhang 7 sind die berechneten Oxidwerte der gemessenen Hauptelemente (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5) und der gemessenen Neben- und Spurenelemente (Pb, Th, U, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) in ppm aufgelistet. Bei den Messungen in Hohenheim mit dem Cameca-Gerät fehlten allerdings die Standards für Sc, Ga, Y und Nb.

4.5.3 Fehlerbetrachtung

Grundsätzlich gilt auch für die RFA-Methode, dass die Stärke der Röntgenfluoreszenz-Strahlung proportional zur Konzentration der Probenelemente ist. Diese Beziehung wird im Normalfall durch „Matrixeffekte“ gestört. Durch geeignete Präparation der Proben und rechnerische Korrekturen können diese Effekte ausgeschlossen werden (WEBER-DIEFENBACH, 2000). Damit man die Analyse-Ergebnisse auch durch Mehrfach-Messungen nachvollziehen

und mit anderen Methoden vergleichen kann, werden internationale Gesteins-Standardproben verwendet. Bei guter Standardisierung liegen die Nachweis-Grenzen nach WEBER-DIEFENBACH (2000) für die leichten Elemente Na, Mg, Al, Si und P bei 1150-110 ppm und für die Elemente K – U bei 1-10 ppm. Von einer Probe wurden, um die analysierten Werte zu überprüfen, drei Schmelz- und Pulvertabletten hergestellt und dann jede der drei Tabletten drei mal gemessen. Bei den Hauptelementen ergab sich eine größte Abweichung von 1 %, bei den Neben- und Spurenelementen 5 – 10%. Die Ergebnisse ließen sich also ohne große Fehler reproduzieren.

4.6 Massenspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaionisation mit Laserablation (LA-ICP-MS)

4.6.1 Einleitung

Die anorganische Massenspektrometrie wird hauptsächlich für die Bestimmung von Spurenelement-Konzentrationen durchgeführt (GIJBELS & ADRIAENS, 2000). Ich habe die Konzentrationen der Seltenen Erden und einiger anderer Elemente mengenmäßig ermittelt. Die Konzentrationen dieser Elemente habe ich dann verwendet, um die Seltenen Erden Muster und Multielementdiagramme zu erstellen. Um aus einem Gestein mittels Massenspektrometrie die Elementkonzentration zu bestimmen, muss ein Teil der Probe zuerst verdampft und dieser Dampf dann in einer Ionenquelle ionisiert werden, bevor die Ionen im Massenspektrometer gemessen werden (GIJBELS & ADRIAENS, 2000). Ich benutzte hierfür die Schmelztabletten, die bereits zur Röntgenfluoreszenz-Analyse gebraucht wurden.

4.6.2 Methode

Um das Material der Probe zu ionisieren, wird ein Teil davon zuerst durch einen Laserstrahl verdampft (atomisiert). Dem entstandenen Gasgemisch wird in einer Plasmaquelle („Plasma“= ionisiertes Gas) genügend Energie zugeführt, um es zu ionisieren. Ein Teil des ionisierten Gases (Gemisch von Neutralteilchen, Ionen und Elektronen) wird in das Massenspektrometer eingebracht, wo es nach Masse pro elektrischer Ladung getrennt wird. Durch verschiedene Detektoren (Fotoplatte, Faradaykäfig, Elektronenvervielfacher, Daly-Detektor) wird das sich ergebende Massenspektrum mengenmäßig bestimmt (GIJBELS & ADRIAENS, 2000). Der Vorteil der Laserablations-ICP-MS Analyse ist, dass die Atomisierung und die Ionisierung getrennt durchgeführt werden und damit jeder Prozess für sich optimiert werden kann, ohne den anderen Prozess zu beeinflussen (JOCHUM et al., 2000). Mit Ausnahme von Wasserstoff, den Edelgasen und wenigen anderen Elementen sind alle stabilen Elemente mit der ICP-MS analysierbar (JOCHUM et al., 2000).

Die in diesem Fall an Schmelztabletten durchgeführte Messung ist in der Analytik noch nicht üblich, da noch nicht klar ist, inwieweit die Homogenität der Probe in den Schmelztabletten verwirklicht ist. Sie ist jedoch eine schnelle und ohne größeren Aufwand anwendbare Methode. Ein weiterer Vorteil ist, dass bei der Anwendung der Laserablation die Aufbereitung der Proben entfällt, da man die Schmelztabletten der RFA benutzen kann. Der Nachteil ist, dass es bei dieser Art der ICP-MS Analyse noch sehr wenig Erfahrungswerte gibt und die Fehlergrenzen der Methodik bei der Bestimmung der Gesamtgesteinschemie noch nicht richtig bekannt sind.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 17 Sandsteine der Hochwipfel-Formation, eine Probe der Auernig-Formation, eine Probe einer Aschenlage und eine Probe des Diabas von Eisenkappel analysiert. Die Messungen führte ich am Institut für Geologie der Universität Jena mit dem Gerät PQ3 der Firma VG Elemental (Winsford, UK) durch. Ich habe die Elemente La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Bi, Th, U, Pb, Ba, Nb, Sc, Sr, Zr und Y quantitativ bestimmt. Im Anhang 7 sind die gemessenen Spurenelemente in ppm aufgelistet. Vor jeder Messreihe sind internationale Standardmaterialien mitgemessen worden, mit denen man die Messungen kalibrierte. Um die Ergebnisse der ICP-MS-Messung mit den Ergebnissen der RFA aus Mainz zu vergleichen und gegebenenfalls zu standardisieren, wurden einige Spurenelemente der RFA (Sr, Zr, Ba, Y, Th, U, Pb) bei der LA-ICP-MS Analyse mitgemessen. Einige dieser Elemente eignen sich sehr gut als interner Standard. Als bestes Element für den

internen Standard erwies sich dabei Barium, das sowohl bei der RFA, als auch bei der ICP-MS Analyse im mittleren Bereich der Nachweisgrenzen lag und eine gute Korrelations-Funktion ergab.

4.6.3 Fehlerbetrachtung

Die Abweichung der Multielement-Spektrometrie liegt im allgemeinen für Elemente, deren Konzentration höher als 0,5 ppm ist, bei 1-5 % (Jochum et al., 2000).

LICHTE (1995) stellt eine Analyseverfahren vor, bei der das Gesteinspulver mit Lithiumborat verschmelzt (entspricht den Schmelztabletten der RFA) und dann mit einer Laserablation untersucht wird (JOCHUM et al., 2000). Für die meisten Elemente stieg dabei die Nachweisempfindlichkeit um den Faktor 7 gegenüber der ICP-MS Messung an Lösungen an. Die Tabelle 4.5 zeigt einen Vergleich zwischen einer Standard-Materialmessung mit LA-ICP-MS LICHTE (1995) und Lösungs- ICP-MS Daten (WESTGATE et al. 1994). Die Messergebnisse der Laserablations-Methode weichen nicht gravierend von den Messungen mit der Lösungsmethode ab (5-10%) und haben einen geringeren Fehler zum tatsächlichen Gehalt der untersuchten Probe (Tab.4.5). Deshalb ist die lasergestützte Untersuchung von RFA-Glastabletten eine gute, schnelle und relativ genaue Methode, um auch die Seltenen Erden und Spurenelemente zu bestimmen.

Diese Fehlerbereiche können nach den Messungen an meinen Schmelztabletten der RFA bestätigt werden. Meist liegt die Abweichung zur RFA bei 5-15 %. Je weiter man sich der unteren Nachweisgrenze der RFA und der oberen Nachweisgrenze der ICP-MS nähert, desto größer können die Fehler werden (10-30%). Bei Benutzung eines internen Standards ist dabei immer zu beachten, dass die Genauigkeit der ICP-MS Messung von der Genauigkeit der zuvor erfolgten RFA abhängt.

Auch bei der LA-ICP-MS Analyse sind drei unterschiedliche Schmelztabletten einer Probe je 3 mal gemessen worden, um die analysierten Werte zu überprüfen. Mit 5 bis 10% liegen dabei die Abweichungen im optimalen Bereich.

Tab. 4.5: Vergleich zwischen Konzentrationen ($\mu\text{g/g}$) von Spurenelementen im Standardmaterial AGV-1, mit den entsprechenden durch ICP-MS (Westgate et al., 1994) und mit LA-ICP-MS (Lichte, 1995) bestimmten Werten und den Abweichungen in % zum Standard (verändert nach JOCHUM et al., 2000)

Element	Angenommene Konzentration	LA-ICP-MS (LICHTE 1995)	Abweichung zur Referenzkonzentration in %	ICP-MS (WESTGATE et al. 1994)	Abweichung zur Referenzkonzentration in %
Sc	12,2	12,1	0,82	11,4	6,56
V	121	124	2,48	130	7,44
Cr	10,1	9,7	3,96	9,1	9,90
Co	15,3	16	4,58	15,8	3,27
Cu	60	51	15,00	90	50,00
Zn	88	89	1,14	106	20,45
Ga	20	20	0,00	21	5,00
Rb	67,3	66,1	1,78	68,8	2,23
Sr	662	650	1,81	698	5,44
Y	20	18	10,00	16	20,00
Zr	227	223	1,76	22,1	90,26
Nb	15	13	13,33	14	6,67
Cs	1,28	1,3	1,56	1,14	10,94
Ba	1226	1260	2,77	12,66	98,97
Hf	5,1	5,6	9,80	4,6	9,80
Ta	0,90	0,88	2,22	1,07	18,89
Pb	36	35	2,78	36	0,00
Th	6,5	6,5	0,00	5,5	15,38
U	1,92	1,7	11,46	1,83	4,69

5 Die Sedimentologie des Seeberger Paläozoikums

Im Arbeitsgebiet treten paläozoische Serien vom Ordoviz bis in das Perm auf. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sind nur die karbonen Ablagerungen der Hochwipfel- und Auernig-Formation detailliert untersucht worden. Mit Hilfe von lithologischen Wechseln, vulkanischen Aschenlagen, sedimentpetrographischen Daten und Gamma-Ray Kurven sind die Einzelprofile zuerst stratigraphisch geordnet und anschließend zu Übersichtsprofilen der Hochwipfel- und Auernig-Formation kompiliert worden.

5.1 Die Hochwipfel-Formation

5.1.1 Übersicht

In den Ostkarawanken sind im Gebiet des Seebergsattels die karbonen Serien der Hochwipfel-Formation auf größerer Fläche aufgeschlossen (vgl. Abb. 2.5). Für die Hochwipfel-Formation in den Karawanken wird bisher eine durchschnittliche Mächtigkeit zwischen ungefähr 800 (SCHÖNLAUB, 1979) und 1300 m (HUBICH, 2000) angegeben. Nach den Ergebnissen der Arbeitsgruppe beträgt die Mächtigkeit im Ostteil der Karawanken ca. 950 m (vgl. Abb. 5.1) und steigt im Westteil bis auf ca. 2000 m an (mündliche Mitteilung RÜDIGER DIENER, 2001).

Die Hochwipfel-Formation besteht in den Ostkarawanken aus Abfolgen von schiefrigen Tonsteinen, Siltsteinen, Sandsteinen und untergeordnet Feinkonglomeraten (vgl. Fototafel 1 – Hochwipfel). Die Sandsteine zeigen nur wenige Sedimentstrukturen, wie planare und trogförmige Schrägschichtung, vollständige und unvollständige Bouma-Folgen, Sohlmarken und Aufarbeitungsklasten (vgl. Fototafel 1 – Hochwipfel [1,5,6,9]). An manchen Stellen sind Rinnenstrukturen ausgebildet. In den pelitischen Anteilen treten Slump-Strukturen auf. Zwischengeschaltet sind cm- bis dm-mächtige schichtparallele, rötliche Tufflagen, die eine intermediäre bis saure Zusammensetzung haben (KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Die Hochwipfel-Formation wird zudem von intermediären bis sauren Ganggesteinen durchschlagen (LÄUFER, 1996). Innerhalb der klastischen Abfolge treten devonische bis unterkarbone Kalkblöcke auf, die teilweise ein Volumen bis zu mehreren km³ aufweisen und als Olistolithe betrachtet werden (KULLMANN & LOESCHKE, 1994)(vgl. Fototafel 1 – sonstige [3]).

Die Gesteine der Hochwipfel-Formation sind häufig stark verwittert. Die Sandsteine weisen meistens eine graue bis braun/rotbraune Farbe auf. Die Korngrößen in den aufgenommenen Profilen reichen von Fein- bis Grobsand (mit Übergängen zu Feinkonglomeraten). Vor allem in den Grobsandsteinen finden sich auch gröbere Bestandteile bis maximal 1 cm. Es handelt sich dabei um Quarzkörner oder Lithoklasten. Aus der Geländebeobachtung kann man erkennen, dass die Sandsteine mäßig bis schlecht sortiert sind. Sie enthalten Quarz, Glimmer, teilweise Feldspäte und Lithoklasten. Auffällig sind die in manchen Profilen auftretenden, teilweise eingeregelteten Tonstein/Siltsteinklasten und Cherts. Außerdem treten in seltenen Fällen Tonstein- und Siltsteinklasten als Aufarbeitungsklasten („Rip-up-clasts“; vgl. Fototafel 1 Hochwipfel [6]) an der Basis von Sandsteinbänken auf. Die einzelnen Bänke können sowohl dünnbankig (im cm Bereich) wie auch dickbankig (im dm bis m Bereich) ausgebildet sein (vgl. Fototafel 1 – Hochwipfel [4,7,8]). Die Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls grau bis schwarz und verwittern bräunlich bis rot. Die Siltsteinbänke sind geringmächtiger als die Sandsteinbänke und wechsellagern häufig mit schiefrigen Tonsteinen. Die schiefrigen Tonsteine haben meist eine graue bis schwarze Farbe und spalten mit ebenen Flächen.

Die Schüttung der Hochwipfel-Formation in den Karawanken erfolgte von Norden und Süden (vgl. TESSENHORN, 1971; KRÄINER, 1992). Dazu kam ein meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten gerichteter Sedimenttransport. Dies zeigt sich an den Linearen von Rinnenachsen (NW, ESE, ENE), Schrägschichtungen (S, SW, N, NE, NNE, NNW) und eingeregelteten Klasten (S, SW, SSW, NE). Die Breite des Troges soll nach TESSENHORN (1971) 15-20 km betragen haben. Die Spurenfossil-Vergesellschaftung (Nereites-Assoziation) weist auf bathyale bis abyssale Bedingungen hin (KRÄINER, 1992).

5.1.2 Lithofaziesassoziationen im schematischen Übersichtsprofil:

Die Sedimente der Hochwipfel-Formation zeigen klastische Abfolgen in typischer Tiefwasser- ausbildung (Turbidite, Spurenfossilien, vgl. KRAINER, 1992). Die Lithofaziestypen der Hochwipfel-Formation wurden deshalb in Anlehnung an PICKERING et al. (1989) und nach Turbiditmodellen von BOUMA (1962) und STOW & BOWEN (1980) klassifiziert. Die Transportprozesse der tiefmarinen klastischen Sedimentation sind vor allem durch turbulente Strömungsprozesse und Trümmerströme gekennzeichnet (WALKER, 1978; PICKERING et al., 1989). Dementsprechend wurden die nach PICKERING et al. (1989) beschriebenen Lithofaziestypen der Hochwipfel-Formation nach diesen Transport- und Ablagerungsprozessen interpretiert (vgl. Tab. 5.1 + Tab. 5.2). SHANMUGHAM (1996A, 2000) führte zu den bestehenden Transportprozessen den Begriff der sandigen Trümmerströme ein. Er ist der Meinung, dass viele hochkonzentrierte Turbidite aufgrund ihres Fließverhaltens als sandige Trümmerströme zu bezeichnen sind. Nach SHANMUGHAM (2000) sind deshalb eine Großzahl der Ablagerungen aus der grobkörnigen Turbidit-Klassifikation nach LOWE (1982) Ablagerungen aus sandigen Trümmerströmen. Für die Lithofaziesinterpretation nach PICKERING et al. (1989) habe ich deshalb für alle Lithofazies des Types A und B diese Möglichkeit des Transports mit berücksichtigt.

In den einzelnen Profilen treten verschieden mächtige, konkordante, vulkanische Lagen auf (5 – 100 cm), die stark bentonitisiert sind. Sie unterscheiden sich durch ihre rote Farbe und ihre linsenförmigen, weißlichen Komponenten von den restlichen Sedimenten der Hochwipfel-Formation. Aufgrund ihres seltenen und meist geringmächtigen Auftretens werden ihnen keine eigenen Lithofaziestypen zugeordnet. Diese Aschenlagen treten erst ab dem zweiten Teil der unteren Hochwipfel-Formation auf und nehmen zum Hangenden der Hochwipfel-Formation zu. Genauso treten in den Einzelprofilen sporadisch die schon erwähnten Kalkstein-Olistolithe auf, die aber im Übersichtsprofil nicht berücksichtigt werden können. Auch diesen Gesteinen kann keine eigene Lithofazies zugeordnet werden und sie sind nicht direkt an eine Lithofaziesassoziation gebunden. Ihr Auftreten nimmt aber auch zum Hangenden der Hochwipfel-Formation zu. Kalkstein-Olistolithe und vulkanische Aschenlagen werden deshalb in der folgenden Beschreibung der Lithofaziesassoziationen nicht gesondert aufgeführt.

Die verschiedenen Lithofaziestypen lassen sich in der Hochwipfel-Formation in vier Lithofaziesassoziationen zusammenfassen (Tab. 5.1 und Tab. 5.2). Das schematische Übersichtsprofil wurde dann mit Hilfe von Lithofaziestypen, Lithofaziesassoziationen und den in Tab. 5.1 und 5.2 vorgestellten Interpretationsansätzen (Abb. 5.1, zusammengefasstes Übersichtsprofil) in Abschnitte gleicher Ablagerungsverhältnisse und ähnlicher Sedimentationsprozesse unterteilt und interpretiert. Das komplette Übersichtsprofil sowie die Einzelprofile sind in Beilage 1 und im Anhang 2 angefügt.

Das schematische, aus 46 Einzelprofilen kompilierte Übersichtsprofil der Hochwipfel-Formation in den Ostkarawanken kann in 17 Profilabschnitte unterteilt werden, in denen bestimmte Lithofaziesassoziationen (Tab. 5.1 und 5.2) vorherrschen (vgl. Abb. 5.1).

Der Profillbereich im Liegenden der Hochwipfel-Formation wird in erster Linie durch feinerklastische Ablagerungen gekennzeichnet. Von Profilmeter 0 bis 522 wechseln sich überwiegend die Silt -schlammsteindominierten Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 1 und Ton- Silt – Sandsteinwechselfolgen der Lithofaziesassoziation 2 ab. Dazwischen treten geringmächtigere gröberklastische Schüttungen auf, die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziationen 3 und 4 gekennzeichnet sind. Zum Hangenden der Hochwipfel-Formation nehmen diese gröberklastische Schüttungen deutlich zu und wechseln sich mit feinklastischen Ablagerungen ab.

Die ersten 50 Profilmeter (Profilabschnitt 1) werden durch die silt -schlammdominierten Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 1 aufgebaut, die kaum sandige, durch Bodenfracht transportierte Sedimente beinhalten. Es treten teilweise turbiditische Abfolgen (T0-T3 nach STOW, 1986) in gebankten, gradierten Siltsteinen auf. Man kann aber auch massige, teilweise gradierte, sandige Siltsteine erkennen. Die verschiedenen Lithofaziestypen dieses Bereichs zeigen deshalb hauptsächlich Hinweise auf einen suspensionsgebundenen Sedimenttransport in nieder oder hochkonzentrierten turbiditischen, schlammreichen Strömen. Die Schichten entstehen meist durch das Ausfällen aus der Suspension und die Abfolgen zeigen kleinere und größere Coarsening Upward Sequenzen.

Tab. 5.1: Lithofaziestypen der Hochwipfel-Formation in Anlehnung an PICKERING et al. (1986A, 1989).

Fazies Code	Beschreibung der Lithofazies	Transport- und Ablagerungsmechanismen
Organisierte Siltsteine und Schlammsteine:		
D2.1:	Dünn- bis mittel gebankte (1-100 cm), gradierte und geschichtete Siltsteine mit T0-T3 Intervallen nach STOW (1984)	Hauptsächlich durch niederzentrierte, turbiditische Ströme transportiertes Material. Abgelagert aus der Suspension. Gefolgt von Bodentransport, der die Laminierung verursacht. Die Tontops werden aus der Suspension ausgefällt und nicht mehr verfrachtet.
D2.2:	dünn bis mittel gebankte Schlammsteine mit unregelmäßig ausgebildeten, zwischengeschalteten Lagen und Bänken aus Silt- und Feinsand (0,5-5 cm)	
D2.3:	dünnbankige (1-30 cm) Silt-Schlammstein Wechselfolge	
Massige Siltsteine und Schlammsteine:		
D1.1:	Mittel- bis dick gebankte (30-500 cm), massige Siltsteine. Eventuell gradiert, schlecht bis gut sortiert, oft sandig.	Hauptsächlich durch hochkonzentrierte, turbiditische Ströme transportiertes Material. Schnell abgelagert aus Dispersion oder Suspension.
D1.2:	Dünn- bis dickbankige (1-500 cm), schlecht sortierte oft sandige, oder schlammige Siltsteine. Die Basis der Schicht ist oftmals scharf begrenzt, während das Top in eine feinerkörnige Fazies gradiert.	
Organisierte Sandsteine und Sandstein-Schlammsteinwechselfolgen:		
C2.1:	Mittel- bis dick gebankte, mäßig sortierte Sandsteinwechselfolgen (30-500 cm) die eine scharfen Basis und Ta Bouma- Intervalle aufweisen.	Transport des Materials durch hochkonzentrierte turbiditische Ströme. Ablagerung Korn für Korn aus der Suspensionsfracht des turbiditischen Stromes.
C2.2:	Sandsteine bis Schlammsteine, dünn- bis mittel gebankt (1-100 cm), die an der Basis Tb Bouma Intervalle aufweisen. Zum Top hin geht die Abfolge in Sand- bis Schlammsteine mit Tc bis Td Bouma Intervalle über.	
C2.3:	Dünn gebankte (1-30 cm), planar und trogförmig schrägeschichtete, mäßig sortierte Sandsteine mit Tc Bouma-Intervallen (T0 nach Stow, 1984)	Hauptsächlich durch niederzentrierte turbiditische Ströme transportiertes Material. Abgelagert aus der Suspension eines sehr stark verdünnten turbiditischen Strom.
C2.4:	Teilweise besteht die Abfolge nach einer gering-mächtigen Basis (1-10 cm) (Tb) aus einem über-wiegenden Anteil von Tc bis Td Bouma Intervallen (T0-T5 Intervalle nach STOW, 1984) (50-300cm)	Transport des Materials durch hochkonzentrierte turbiditische Ströme. Ablagerung Korn für Korn aus der Suspensionsfracht des turbiditischen Stromes. Die mächtigen Silt-Schlammsteintops entstehen durch schnelle Ablagerung der schlammigen Komponenten aus der hochkonzentrierten, abgebremsten Schlammwolke
Organisierte Feinkiese, Sandsteine sowie unorganisierte Grobsandsteine		
A2.5:	Bis zu 500 cm mächtige dickbankige, schlecht sortierte, kiesige Sandsteine und Feinkiese, die normal und invers gradiert sein können. Als Komponenten kann man Quarz, Feldspat, Lydit und Lithoklasten erkennen. Es treten auch Aufarbeitungsklasten auf.	Transport durch hochkonzentrierte turbiditische Ströme oder durch sandreiche Trümmerströme. Ablagerung Korn für Korn aus der Suspensionsfracht des turbiditischen Stromes, gefolgt von Bodenverfrachtung.
B1.1:	Mittel- bis dickbankige, schlecht sortierte Bänke (100-500 cm). Eventuell tritt Lamination an der Basis der Bänke auf.	Transport durch hochkonzentrierte turbiditische Ströme oder durch sandreiche Trümmerströme. Schnelle Sedimentation auf Grund zunehmender intergranularer Reibung in einer konzentrierten Dispersion nahe des Ablagerungsbettes.
B1.2:	Dünnbankige (10-30 cm) unorganisierte, schlecht sortierte Sandsteinlagen mit aufgearbeiteten Siltstein- und Tonsteinklasten.	Transport durch einen Bodenfrachtstrom an der Basis eines hochkonzentrierten turbiditischen Stroms oder durch sandreiche Trümmerströme. Ablagerung Korn für Korn aus dem Bodenfrachtstrom.
B2.1:	Dünne- bis mitteldicke (1-100 cm), normal gradierte, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteinbänke. Die Basis ist oftmals erosiv. Das Top der Bänke (1-2cm) kann bis zu Siltstein gradieren. Es treten auch Aufarbeitungsklasten auf.	Transport des Materials durch hochkonzentrierte turbiditische Ströme oder durch sandreiche Trümmerströme (vgl. Shanmugham, 2000). Schnelle Ablagerung durch Kondensation von dünnen Bodenfrachtteppichen ("Freezing").
Synsedimentäre Prozesse		
F2.1:	Synsedimentär verfallene Abfolgen (Slumps).	Rutschungen, Slumps und Knickfalten aufgrund Sedimentationsüberladung von feineren Sedimenten sowie zyklischen oder einmaligen Ereignissen (Erdbeben, Tsunamis). „Einfrieren“ der Bewegung am flacher werdenden Hangbereich, oder weil gravitative Kräfte nicht länger ausreichen die auftretende Reibung an der Basis oder intern zu überwinden

Tab. 5.2: Lithofaziesassoziationen und daraus folgende Interpretation des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation.

Lithofaziestypen	Beschreibung der Lithofaziesassoziation	Ablagerungsraum
Lithofaziesassoziation (LFA) 1: Silt –Schlammstein dominierte Lithofaziestypen		
C2.2, C2.3, C2.4, D1.1, D1.2, D2.1, D2.2, D2.3, F2.1	Die silt-schlammdominierten Lithofaziestypen wird von Ton- und Silt- Abfolgen beherrscht, in die vereinzelt Sandsteinbänke eingeschaltet sind Sie dominieren in den Profilen 4, 17, 40, 43, 44, 45, 47, 50, und 51. Außerdem sind sie zum Teil in den Profilen 16, 58, 59, 54, 55, 23, 10, 49, 12, 19, 22 und 18 vorhanden. Die Profilabschnitte die der Lithofaziesassoziation 1 zugeordnet werden können, sind im Vergleich zu den anderen Lithofaziesassoziationen am mächtigsten (150 m) und treten sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Bereich der Hochwipfel-Formation auf. Lithofaziesassoziation 1 zeichnet sich vor allem durch Coarsening Upward Sequenzen auf, Fining Upward Sequenzen treten nur untergeordnet auf.	Schlammreiches Hangschürzensystem im Übergang zur Tiefseeebene.
Lithofaziesassoziation (LFA) 2: Ton- Silt – Sandsteinwechselfolgen dominierte Lithofaziestypen		
B2.1, C2.1, C2.2, C2.3, C2.4, D1.1, D1.2, F2.1	Die grob- und feinkörnig wechselnde Lithofaziestypen dieser Lithofaziesassoziation ist durch den gleichmäßigen Wechsel von Ton-, Silt- und Sandsteinabfolgen geprägt. Die Abfolgen treten in den Profile 7, 8, 14, 15, 26, sowie in Teilen der Profile 38, 58, 61, 49, 54, 55, 56, 10, 12, 16, 18, 19, 22 auf. Profilabschnitte die der Lithofaziesassoziation 2 zugeordnet werden können, sind nur im Vergleich zu den Lithofaziesassoziationen 3 und 4 mächtiger (50 - 100 m) und treten vor allem im Liegenden der Hochwipfel-Formation mächtig ausgebildet auf. Im Hangenden sind sie weniger mächtig. Zusammen mit Lithofaziesassoziation 1 bestimmen ihre Lithofaziestypen den größten Teil des Erscheinungsbildes der Hochwipfel-Formation. Lithofaziesassoziation 2 zeichnet sich vor allem durch Fining Upward Sequenzen auf, Coarsening Upward Sequenzen treten nur untergeordnet auf. Die Schichten der Lithofaziestypen in Lithofaziesassoziation 1 und 2 haben das höchsten Erhaltungspotential für Sedimentstrukturen in der Hochwipfel-Formation. Vor allem in Lithofaziesassoziation 1 und 2, im Übergang zu den gröberen Lithofaziesassoziationen 3 und 4, treten die devonischen Kalkstein-Olistolithe der Hochwipfel-Formation auf.	Schlamm/sandreiches Hangschürzensystem mit Übergängen zu einem sandreichen Hangschürzensystem.
Lithofaziesassoziation (LFA) 3: Sandstein dominierte Lithofaziestypen		
B1.2, B2.1, C2.1, C2.2, C2.3	Die sanddominierte Lithofaziesassoziation ist aus Sandsteinlagen im Korngrößenspektrum von Feinsand bis Grobsand mit vereinzelt feineren Lagen aufgebaut. Diese Lithofaziestypen treten in den Profilen 0, 6, 13, 24, 25, 27, 35, 39 und 57, sowie in Teilen der Profile 16, 18, 22, 23, 31, 56 und 59 auf. Profilabschnitte die der Lithofaziesassoziation 3 zugeordnet werden können, sind im Vergleich zu den anderen Lithofaziesassoziationen am gering mächtigsten (15 - 35 m). Sie treten oftmals zusammen mit Lithofaziesassoziation 4 auf. Lithofaziesassoziation 3 zeichnet sich durch Fining und Coarsening Upward Sequenzen auf. Im Liegenden der Hochwipfel-Formation überwiegen in der Lithofaziesassoziation 3 Fining Upward Sequenzen, während im Hangenden ein gleichmäßiger Wechsel zwischen Fining und Coarsening Upward Sequenzen auftritt.	Sandreiche Rampe mit Übergängen zu einem sandreichen oder sand/ schlammreichen Hangschürzensystem.
Lithofaziesassoziation (LFA) 4: Sandstein- Feinkies dominierte Lithofaziestypen		
A2.5, B1.1, B1.2, B2.1, C2.1, C2.2	Die grobklastisch dominierte Lithofaziesassoziation wird von reinen Sandstein- (Mittel - Grob) bis Feinkonglomeratabfolgen gebildet, und bauten mächtige Ablagerungen auf. Diese Ablagerungen dominieren in den Profile 9, 28, 33, 41 und 42. Außerdem sind sie in Teilen der Profile 31, 38 und 61 vorhanden. Profilabschnitte die der Lithofaziesassoziation 4 zugeordnet werden können, sind 20 bis 50 Meter mächtig und ihr Auftreten nimmt vor allem im Hangenden der Hochwipfel-Formation stark zu. Im Hangenden sind sie zudem mächtiger. Zusammen mit Lithofaziesassoziation 3 bestimmen ihre Lithofaziestypen den größten Teil des Erscheinungsbildes der gröberklastischen Hochwipfel-Formation. Lithofaziesassoziation 4 zeichnet sich vor allem durch einen gleichmäßigen Wechsel zwischen Fining und Coarsening Upward Sequenzen aus. Die einzelnen Schichten der Lithofaziestypen von Lithofaziesassoziation 4 zeigen sehr häufig Aufarbeitungsklasten.	Sandreiche Rampe

Nach 50 Profilmeter (Profilabschnitt 2) tritt eine 15 m mächtige Abfolge meist massiger Sandsteinlagen auf, deren Lithofaziestypen überwiegend mit hochkonzentrierten turbidischen Strömen in Verbindung gebracht und in der Lithofaziesassoziation 3 zusammengefasst werden können. Die Basis der Abfolgen wird meist von gröberen Sandsteinlagen gebildet, die aus einem Bodenfrachtstrom sedimentiert wurden. Darauf folgen gradierte und massige schlammige Sandsteine, die aus dem turbulenten Transportstrom abgelagert wurden. Es sind mehrere kleinere Fining Upward Sequenzen zu erkennen.

Von Profilmeter 65 bis 167 (Profilabschnitt 3) treten Ton- Silt-Sandsteinwechselfolgen auf, in denen fast alle Lithofaziestypen, die in der Hochwipfel-Formation vorhanden sind, vorkommen und die kennzeichnend für Lithofaziesassoziation 2 sind. Die Sedimente in diesem Profilmeterbereich besitzen Sedimentstrukturen die nach BOUMA (1962) (Bouma A-C), auf turbulente Transportbedingungen hinweisen. Es treten oftmals Fining Upward Sequenzen auf, die an der Basis meist mit sandigen bis schlammigen Ablagerungen aus hochkonzentrierten turbidischen Strömen beginnen und ins Hangende in siltig bis schlammige Ablagerungen aus hoch- und niederkonzentrierten turbidischen Strömen übergehen. Zum Hangenden der mächtigen Sedimentabfolgen treten vermehrt synsedimentäre verfaltete Abfolgen auf (vgl. Slumpstrukturen; Fototafel 1 – sonstiges [6]).

Die folgenden 14 Profilmeter (Profilabschnitt 4) deuten auf starke Änderungen der Sedimentationsbedingungen hin. In diesem Profilmeterbereich herrschen Lithofaziestypen vor, die kennzeichnend für die Lithofaziesassoziation 4 sind. Die abgelagerten Sedimente sind durchweg sandig bis feinkiesig und besitzen im Liegenden der Schichten oft Aufarbeitungsklasten. Die einzelnen Bänke sind zum Teil amalgamiert. Oftmals zeigen sie Hinweise auf Bodenfrachtteppiche, wie sie für hochkonzentrierte turbidische Ströme typisch sind oder weisen auf sandreiche Trümmerströme hin, wie sie SHANMUGHAM (1996A; 2000) für solche massige, amalgamierte Sandsteinlagen vermutet. Es sind kleine Coarsening und Fining Upward Sequenzen angedeutet.

Anschließend treten im Profilmeterbereich von 181 bis 202 m (Profilabschnitt 5) wieder die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 3 auf und die Sedimente zeigen eine vergleichbare Ausbildung wie bei Profilmeter 50 bis 65.

Im Profilmeterbereich von 202 bis 315m (Profilabschnitt 6) sind die Ablagerungen wieder wie im Profilmeterbereich zwischen 65 – 167 m ausgebildet und die auftretenden Lithofaziestypen können der Lithofaziesassoziation 2 zugeordnet werden.

Der größte zusammenhängende Profilmeterbereich (Profilabschnitt 7), den man einer einzigen Lithofaziesassoziation zuweisen kann, befindet sich ungefähr in der Mitte der Hochwipfel-Formation und besitzt wieder die für feinklastische Ablagerungen typischen Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 1. Wie im Liegenden der Hochwipfel-Formation bildeten sich von Profilmeter 315 bis 480 überwiegend Coarsening Upward Sequenzen aus. Zum Hangenden dieses sehr mächtigen Profilmeterbereichs nehmen die synsedimentäre verfaltete Abfolgen zu.

Von Profilmeter 480 bis 522 (Profilabschnitt 8) gehen die Abfolgen dann wieder in Ton- Silt-Sandsteinwechselfolgen über, die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 2 gekennzeichnet sind. Die Sedimente sind wie die zuvor beschriebenen Profilmeterbereiche, in denen diese Lithofaziesassoziation vorkommt, ausgebildet.

Anschließend ändert sich ab dem Profilmeterbereich von Profilmeter 522 bis 577 (Profilabschnitt 9) die Sedimentation der Hochwipfel-Formation wieder hin zu gröberklastischeren Schüttungen. Die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 4 gekennzeichneten Abfolgen weisen wie im Profilmeterbereich von 167 – 181 Meter auf Bodenfrachtteppiche aus hochkonzentrierten turbidischen Strömen oder auf sandreiche Trümmerströme hin.

Ab Profilmeter 577 bis 619 (Profilabschnitt 10) treten wieder die Ton- Silt-Sandsteinwechselfolgen auf, die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 2 gekennzeichnet sind. Die Ausbildung der Sedimente entspricht den zuvor beschriebenen Profilmeterabschnitten, die durch Lithofaziesassoziation 2 geprägt sind.

Nach einer kurzen sandigen Schüttung im Bereich von Profilmeter 619 bis 639 (Profilabschnitt 11), die durch Lithofaziesassoziation 3 gekennzeichnet ist, folgen im Profilmeterbereich von 639 bis 667 m (Profilabschnitt 12) Ton- Silt- Sandsteinwechselfolgen, die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 2 geprägt sind. Anschließend geht die Sedimentation wieder in sehr feinkörnige, durch Lithofaziesassoziation 1 geprägte Ablagerungen über. Die Ausbildung der

Sedimente dieses feinkörnigen Profilabschnittes von 667 bis 822 Meter (Profilabschnitt 13) gleicht der Ausbildung der zuvor beschriebenen Profilabschnitten, die durch Lithofaziesassoziation 1 geprägt sind. Auch hier treten zum Hangenden des Profilbereichs hin wieder verstärkt synsedimentär verfaltete Abfolgen auf.

Vom Profilbereich 822 bis 867 (Profilabschnitt 14) wechseln sich sandige und tonige Abfolgen ab, die durch die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 2 gekennzeichnet sind.

Ab Profilmeter 867 (Profilabschnitt 15) setzt wieder eine gröberklastischere Sedimentation ein, die im Liegenden von den Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 4 geprägt ist und ab Profilmeter 903 (Profilabschnitt 16) in die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 3 übergeht und bei Profilmeter 939 endet. Die Ablagerungen entsprechen in ihrer Ausbildung den zuvor beschriebenen Profilabschnitten, die durch Lithofaziesassoziation 4 und 3 geprägt sind.

Die restlichen 18 Profilmeter (Profilabschnitt 17) des schematischen Übersichtsprofils werden wieder durch Ton- Silt- Sandsteinwechselfolgen gebildet, die durch die Lithofaziesassoziation 2 gekennzeichnet sind.

5.1.3 Der Ablagerungsraum

Der Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation, der allgemein als ein tiefes und enges Becken interpretiert wird (TESSENHORN, 1968; TESSENHORN, 1971; KRÄINER, 1992; KUTTEROLF et al., 2000A; KUTTEROLF et al., 2000B; DIENER et al., in Vorbereitung), lässt nur tiefmarine Fächer, Hangschürzensysteme und Rampen als Sedimentationssystem im Ablagerungsraum zu.

Submarine Fächersysteme können eine große Ausdehnung besitzen und werden durch großvolumige, weitreichende, turbulente Trübeströmen mit Detritus versorgt. Die Sedimentationsquelle ist eine Punktquelle und liefert das Sediment über einen Canyon in den Ablagerungsraum (READING, 1996). Die Fächerstruktur wird durch einen inneren, mittleren und äußeren Fächer aufgebaut. Die kennzeichnenden Merkmale dieser Ablagerungssysteme sind ausgedehnte Canyons und assoziierte Kanäle, die ein breit angelegtes mäandrierendes Kanalsystem entstehen lassen.

Ein Hangschürzensystem entsteht im Bereich des Hanges (Slope) und des Hangfußes eines Beckens. Es ist durch geringe bis mittlere Sedimentationsraten und eine fehlende Fächergeometrie gekennzeichnet. Die Sedimentzufuhr erfolgt meist über eine große Fläche und ist nicht auf Punktquellen begrenzt. Es werden vor allem Sedimente aus niederkonzentrierten Trübeströmen, sowie Schuttströmen und Rutschungen abgelagert (STOW, 1986).

HELLER & DICKINSON (1985) führte den Begriff „submarine Rampe“ ein. Der Begriff Rampe bezeichnet demnach Ablagerungssysteme, die nicht durch submarine Canyons gespeist werden, sondern durch progradierende Deltas oder einen sehr materialreichen Shelf. Rampen stehen für breit angelegte Systeme, die im Bereich des Hanges (Slopes) und des Hangfußes liegen (READING & RICHARDS, 1994) und zwischen einem submarinen Fächer und einem Hangschürzensystem vermitteln (READING, 1996).

Nach den Ergebnissen der sedimentologischen Untersuchungen kann man aufgrund des Fehlens einer Kanalfazies und der vermuteten engen und kleindimensionierten Beckenausbildung davon ausgehen, dass für den Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation der Ostkarawanken nur ein Hangschürzen- und/oder ein Rampensystem in Frage kommt.

Die Lithofaziesassoziationen aus Tabelle 4.2 wurden aufgrund ihrer Lithofaziesabfolgen, Sedimentstrukturen, Transport- und Ablagerungsprozessen (vgl. Tab. 4.1, kompiliertes Profil im Anhang) den in Frage kommenden Ablagerungssystemen zugeordnet. So konnten kennzeichnende Sedimentationswechsel auf Änderungen im Ablagerungssystem bezogen und hinsichtlich des Sedimentationsverlaufes der Hochwipfel-Formation interpretiert werden.

Demnach wird der untere Teil der Hochwipfel-Formation (Profilmeter 1-522) überwiegend in einem Hangschürzensystem geschüttet. Die Profilbereiche, welche die Lithofazieskombinationen der Lithofaziesassoziation 1 aufweisen, deuten auf ein schlammiges, wenig sandführendes Ablagerungssystem hin, das vor allem aus Ablagerungen von hoch- und niederkonzentrierten turbiditischen Schlammströmen aufgebaut wird. Ab und zu erreichen auch sandreichere Sedimente den Ablagerungsraum. Das schlammreiche Hangschürzensystem besitzt keine Canyons und Rinnen und hauptsächlich eine feinerkörnige Sedimentation. Es bildet sich zu einer Zeit mit wenig Sedimenteintrag aus (READING, 1996). Außerdem gibt es

keine ausgeprägten Liefersysteme mit Lieferkanälen in diesem Profilbereich. Bei stärkerem, sandreicherem Sedimenteintrag wird das System sandiger und geht in ein schlamm/sandreiches Hangschürzensystem über. Dieses Ablagerungssystem ist nach READING (1996) durch eine mäßige Menge an Sand von einer breiten Küstenebene gekennzeichnet, der das System über einen breiten Schlamm-Sand Schelf beliefert. So gelangen auch hochkonzentrierte Sand/Schlamm-turbidite in den Ablagerungsraum. Die Ablagerungen von Profilmeter 50 bis 315 zeigen Lithofaziesabfolgen, die in ein solches Ablagerungssystem passen. Sie sind hauptsächlich durch die Lithofaziesassoziation 2 gekennzeichnet. Nur zweimal werden die Ablagerungen stark von gröberklastischen Schüttungen beherrscht, so dass man in diesen Profilbereichen der Lithofaziesassoziation 3 (Profilmeter 50 – 65) von einem sandigen Hangschürzensystem oder im Profilbereich mit Lithofaziesassoziation 4 (Profilmeter 168 – 181) sogar von einem sandigen Rampensystem ausgehen kann. Anschließend geht der Sedimenteintrag wieder zurück und die Sedimente werden an einem schlammreichen Hangschürzensystem abgelagert, das durch Lithofaziesassoziation 1 geprägt ist.

Der obere Teil der Hochwipfel-Formation wird von Profilmeter 522 bis 957 durch ein ständig wechselndes Ablagerungssystem gebildet. Die Lithofaziesabfolgen und der gröbere Sedimenteintrag sprechen dafür, dass von Profilmeter 522 bis 577 eine sandreiche Rampe für die Sedimentation der Hochwipfel-Formation verantwortlich ist. Für dieses Ablagerungssystem ist die Lithofaziesassoziation 4 typisch, deren Ablagerungen sich vor allem aus den Bodenströmen von hochkonzentrierten Trübeströmen und sandreichen Trümmerströmen bilden. Die einzelnen Sandsteinschichten sind oftmals amalgamiert und enthalten Aufarbeitungsklasten. Sandreiche Rampen sind durch das Fehlen von Silt und Schlamm gekennzeichnet. Dies verhindert die Ausbildung eines Kanalsystems und führt zu flächenartigen Sandsteinkörpern mit stark hervortretender lateraler Verbreitung (READING, 1996). Die sandigen Rampen werden von einer breiten Front von sandigen Deltas, Küstenebenen oder von sehr schnell gehobenen Störungsblöcken gebildet (READING, 1996). Die Sedimentquelle ist ein relativ enger Schelf vor einem schnell abgetragenen Basement. Die distale sandige Rampe und die Tiefsee-Ebene erhalten weniger Sediment und zeigen Übergänge zu einem schlamm/sandreichen Hangschürzensystem (READING & RICHARDS, 1994; READING, 1996). Im störungsbezogenen System können die Ablagerungen einen linearen Gürtel aus teilweise zusammengewachsenen Rampensystemen bilden (READING & RICHARDS, 1994; READING, 1996).

Anschließend wechselt das Ablagerungssystem zwischen Profilmeter 577 und 666 wieder zu einem schlamm/sandreichen Hangschürzensystem (Lithofaziesassoziation 2) das kurzzeitig von größerem Eintrag beeinflusst (Profilmeter 619 – 639) und sandreicher wird (Lithofaziesassoziation 3). Zwischen Profilmeter 666 und 827 wechselt das Ablagerungssystem erneut zu einem schlammreichen Hangschürzensystem, indem die Lithofaziestypen und Abfolgen der Lithofaziesassoziation 1 vorherrschen. Die Sedimente bestehen vor allem aus Schlammablagerungen aus nieder- und hochkonzentrierten turbulenten Strömen, in die vereinzelt Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Im Vergleich zum Liegenden der Hochwipfel-Formation sind die Sandsteinlagen mächtiger und treten häufiger auf. Anschließend wird der gröberklastische Eintrag in das Ablagerungssystem wieder stärker. Profilmeter 827 bis 867 sind deshalb wieder durch einen Wechsel verschiedener Lithofazies gekennzeichnet, die zu der Lithofaziesassoziation 2 gehören und für ein schlamm/sandreiches Hangschürzensystem kennzeichnend sind. Der oberste Teil der Hochwipfel-Formation wird dann wieder durch die stark grobklastischen Schüttungen an einer sandigen Rampe gebildet. Von Profilmeter 867 bis 903 überwiegen die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 4. Danach geht dieser grobklastische Einfluss wieder zurück, und es bildet sich im obersten Bereich des Übersichtsprofils wieder ein schlamm/sandreiches bis sandreiches Hangschürzensystem (Profilmeter 903 – 957) aus.

5.1.4 Zusammenfassung und Interpretation:

Entwicklung der Sedimentationssysteme

Der Wechsel von einem feinerklastischen Hangschürzensystem zu einem gröberklastischen Hangschürzen/Rampenmisch-System deutet auf starke Änderungen innerhalb der Beckenentwicklung hin. Die Ablagerungen zu Beginn der Sedimentation – wie sie in den Ostkarawanken aufgeschlossen sind – sprechen für ein weiträumigeres Becken, in dem sich ein vom

Schelf und Hang differenziertes System ausbilden konnte. Das Ablagerungssystem lag in der Nähe des Hangfußes und wurde durch den Sedimenteintrag gesteuert. Die vorwiegend durch turbiditische Ströme gebildeten Lithofaziestypen C und D mit ihren Sedimentstrukturen und Lithofaziesabfolgen sprechen für die Ausbildung eines solchen Systems. Bei starkem feinklastischem Sedimenteintrag (schlammreiches Hangschürzensystem) bildeten sich an flachen Schelfhängen Slumpstrukturen aus (vgl. READING, 1996), die vor allem im Hangenden der feinklastischen Profildbereichen auftreten. Die eingeschalteten gröberklastischen Sedimente sind wahrscheinlich auf stärkere Ereignisse (Stürme, Erdbeben, etc.) im Schelfbereich zurückzuführen, die Auswirkungen auf den Sedimenteintrag hatten und Sedimente über die Schelfkante bis in den tiefen Schelfhang transportieren können. Anschließend folgen in der unteren Hochwipfel-Formation meist mächtige, kontinuierlichen Wechsel zwischen einer schlammreichen und sandreichen Faziesausbildung, die in diesem Bereich für die Ausbildung eines schlamm/sandreichen Hangschürzensystem sprechen. Es sind fast alle Lithofaziesübergruppen (B, C und D) vorhanden. Die Lithofaziestypen sind dabei in kleinen Sedimentationszyklen angeordnet, die einen Fining Upward Trend aufweisen (B → C → D).

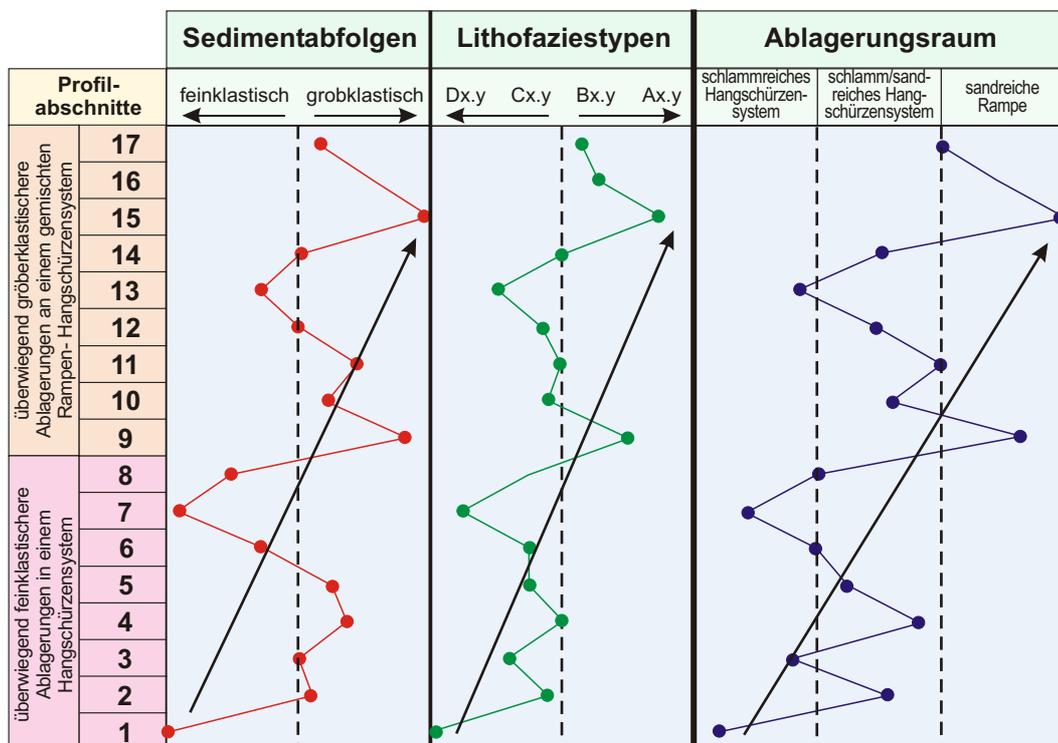


Abb. 5.2: Zusammenfassende Darstellung über die Beschaffenheit der Sedimentabfolgen innerhalb der Hochwipfel-Formation und die wechselnden Ablagerungsräume. Die Pfeile stellen die übergeordneten Trends dar.

Im oberen Teil der Hochwipfel-Formation kann man einen Wechsel hin zu einer gröberklastischen Sedimentation erkennen. Die in bestimmten Profildbereichen vorherrschenden Lithofaziestypen A und B sprechen meiner Meinung nach für die Ausbildung von sandigen Rampensystemen, die sich mit sandigen bis schlammigen Hangschürzensystemen abwechseln. Unterstützt wird diese Annahme von der schlechten Rundung der Klatten und schlechten Sortierung der Sedimente in den grobklastischen Profildbereichen. Dies spricht für ein nahes Hinterland, das in der Lage war, sehr schnell und viel Material zu liefern. Dies könnte durch eine stärker auftretende Tektonik im Zuge der Beckenschließung hervorgerufen worden sein. Die Beckenbreite wurde stark verkürzt und jedesmal, wenn sich die Beckenschultern stark hoben, entwickelten sich ein rampenartiges Ablagerungssystem mit mächtigeren, gröberklastischeren Abfolgen. Anschließend wurden diese Rampen wieder durch die schnelle Sedimentation (sandige Trümmerströme) zugeschüttet, der steilere Hangneigungsgradient ausgeglichen und damit wieder die langsame Entwicklung eines richtigen Slopes und eines Hangschürzensystems (sandig bis schlammig) ermöglicht.

Die Hochwipfel-Formation lässt sich demnach in einen feinklastischen und einen fein- bis grobklastisch dominierten Bereich unterteilen (Abb. 5.2). Die tiefmarine Ablagerungen der Hochwipfel-Formation sind an einem Hangschürzensystem und einem Rampen-/Hangschürzenmisch-System abgelagert worden (Abb. 5.2). Dieser starke Wechsel in den Ablagerungssystemen lässt auf einen aktiven Ablagerungsraum schließen, der sich ständig veränderte und nur selten konstante Sedimentationsbedingungen aufwies, wo sich ein Ablagerungssystem über längere Zeit etablieren würde. Nach MUTTI (1985) und MUTTI & NORMARK (1987) treffen diese Verhältnisse auf aktive Kontinentalränder zu, da sie durch eine komplizierte Tektonik geprägt sind, die ein ununterbrochenes Wachsen submariner Fächer verhindert. Aufgrund der wechselnden tektonischen Bedingungen und des damit schwankenden Sedimenteintrages findet man in diesen Plattenrandsituationen meist kurzlebige, wenig differenzierte Systeme (vgl. MUTTI, 1985; MUTTI & NORMARK, 1987). Diese Situation nehme ich auch für die Hochwipfel-Formation an.

Laterale Verteilung im Arbeitsgebiet

Einen lateralen Trend in der Abfolge der Lithofaziesassoziationen und der Petrofaziesgruppen kann man nur begrenzt erkennen. Die starke Zerblockung der Hochwipfel-Formation führt dazu, dass es viele kleine Einzelprofile gibt, die man zwar in ein Übersichtsprofil einordnen kann, aber die keine eindeutigen ablagerungsraumrelevante Aussagen hinsichtlich ihres lateralen Auftretens ermöglichen (Abb. 5.3 und 5.4). In wenigen Bereichen des südlichen Arbeitsgebietes gelingt dies ansatzweise. Die Anordnung der Lithofaziestypen-Abfolge und der auftretenden Petrofaziesgruppen gibt die Richtung der Blockbildungs-Tektonik durch die alpine Gebirgsbildung wieder (Abb. 5.3 und 5.4). Dies kann man an der vorwiegend Nordwest-Südost gerichteten Einregelung der zusammengehörenden Sedimentstapel erkennen.

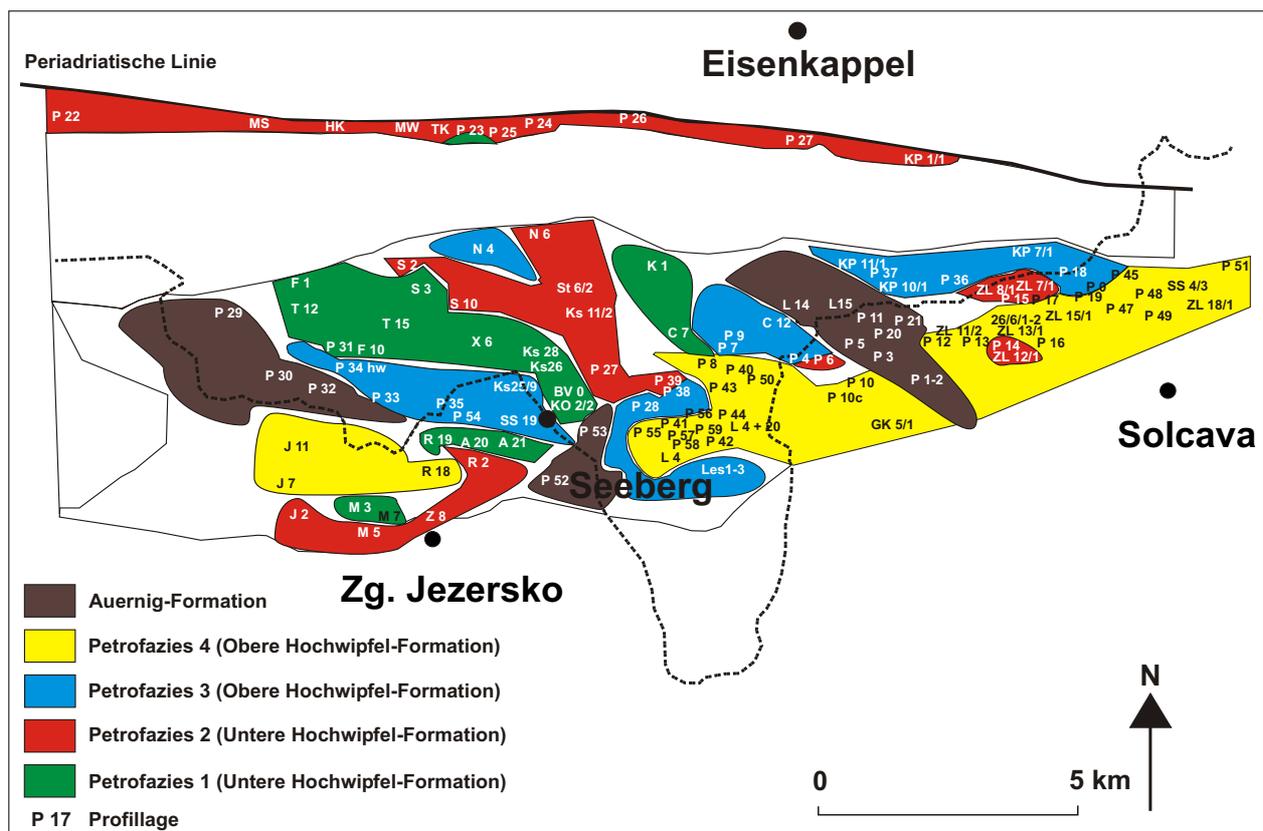


Abb. 5.3: Geographische Verteilung der Petrofaziesgruppen und Profilbereiche im Bereich des Seebergsattels.

In der vereinfachten Abbildung (Abb. 5.4) erkennt man, dass die Abfolgen im nordwestlichen Bereich nach Süden hin immer feiner werden. Dagegen werden die Abfolgen im Südosten nach Norden hin immer wieder feiner.

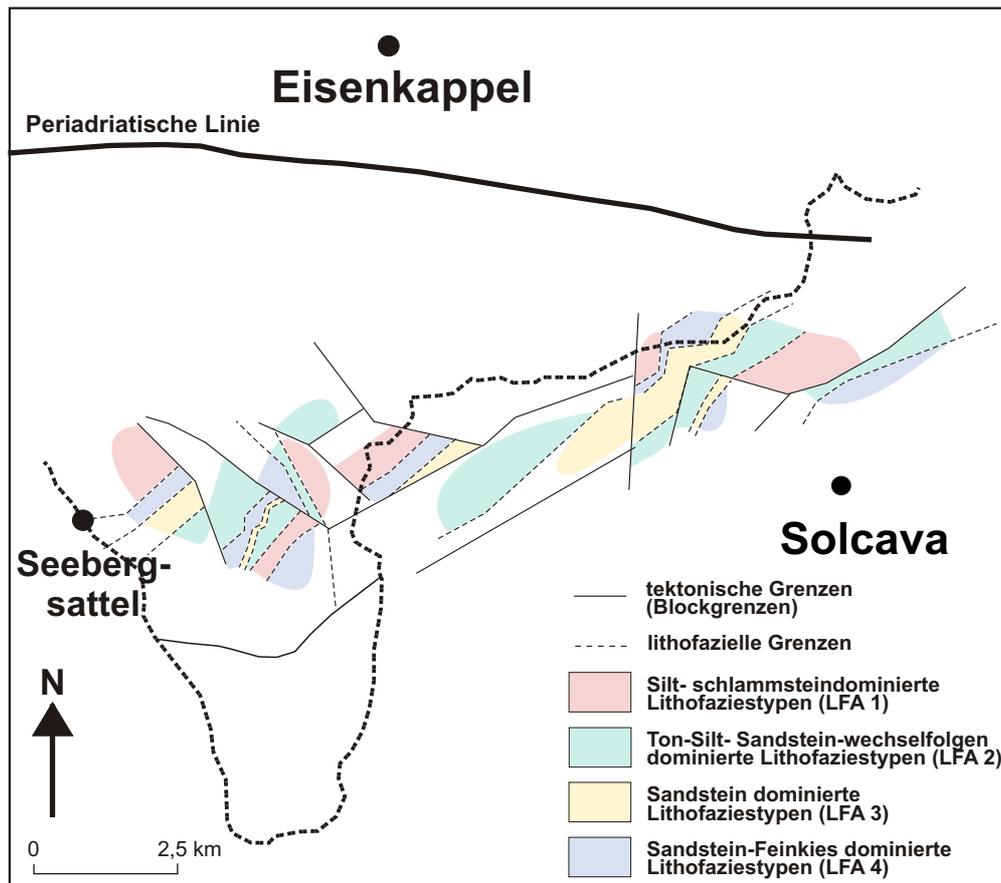


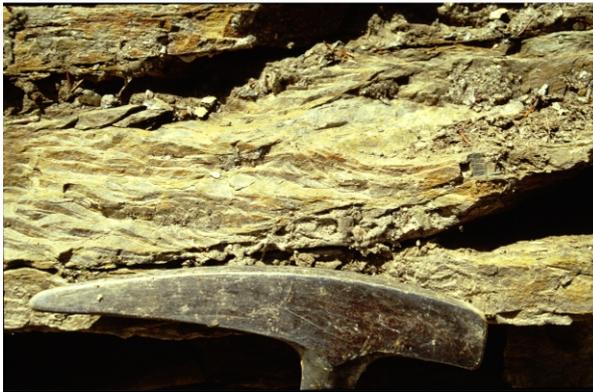
Abb. 5.4: Geographische Verteilung der Lithofaziesassoziationen im Bereich des Seebergsattels.

Vergleich mit den Karnischen Alpen

Die Hochwipfel-Formation in den Karawanken unterscheidet sich nicht grundlegend von der Ausbildung in den Karnischen Alpen. Es fallen aber folgende Unterschiede zu den Karnischen Alpen auf: (i) Die Sedimentabfolgen sind scheinbar nicht so mächtig wie in den Karnischen Alpen, wo sie 2000 - 3000 m erreichen können (HUBICH, 2000). (ii) In den Ostkarawanken können keine Decken und einzelne Einheiten innerhalb der Hochwipfel-Formation erkannt werden, wie das nach LÄUFER (mündliche Mitteilung, 1999) und HUBICH (2000) in den Karnischen Alpen der Fall ist. (iii) Lydit-Brekzien kommen in den Karnischen Alpen viel häufiger vor und können mehrere Meter mächtig werden.

Die groben, feldspatreichen Lagen im Liegenden der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Cellon-Kellerwand-Flysch)(HUBICH, 2000) scheinen in den Ostkarawanken nicht vorhanden zu sein. In den oberen Einheiten der Ostkarawanken ist dagegen - im Vergleich zu den Karnischen Alpen - eine Zunahme der gröberen Sedimentationsabfolgen festzustellen, die auch einen größeren Anteil an Lithoklasten führen. Dieser Trend von West nach Ost wird durch die Arbeit von Rüdiger Diener (in Vorbereitung) in den Westkarawanken bestätigt. Die tiefsten Abfolgen in den Westkarawanken sind grobkonglomeratisch ausgebildet und die liegenden Einheiten sind generell feldspatreicher als in den Ostkarawanken (mündliche Mitteilung R. DIENER, 2001). Die Profilmächtigkeit beträgt ungefähr 1800 m.

Fototafel 1: Geländebilder (Teil 1) - Hochwipfel-Formation



1) Angedeutete trugförmige Schrägschichtung in P12



2) Grobklastische Ablagerung in P61



3) Grobklastische Ablagerungen von P 42



4) Profil X und T mit feinklastischem Material



5) Kleinräumige Fältelung in P17



6) Ripp-up-Clasts in Profil 31



7) Silt-Tonwechselfolge P48



8) Mächtige Abfolge von P42



9) Stow-Abfolge in Profil P 45

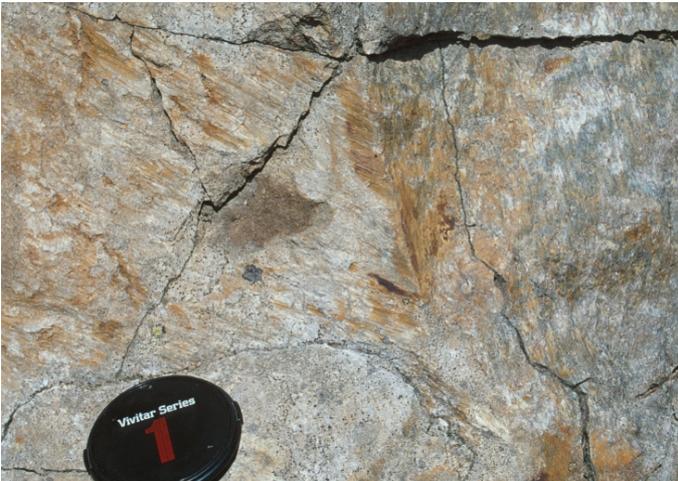
Fototafel 1 - Geländebilder (Teil 2): Auernig-Formation



1) Lagig auftretende gerundete Quarzgerölle (P30)



2) Trogförmige Schrägschichtung (P 29c)



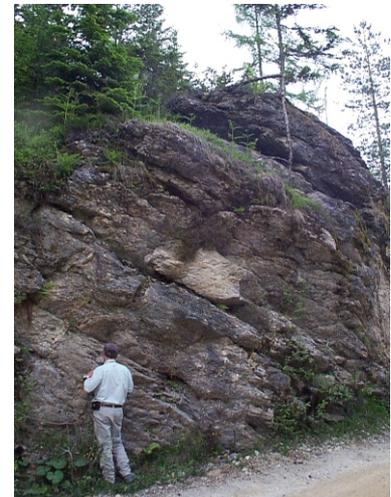
3) Harnischfläche mit 3 Bewegungsrichtungen im Auernigsandstein



4) Profil P 5
Violetter Silt-
und Feinsand-
stein



5) Profil P 29b



6) Profil P 2 Nahaufnahme



7) Bioturbation (P 29b)



8) Quarzkongomerat (P2)

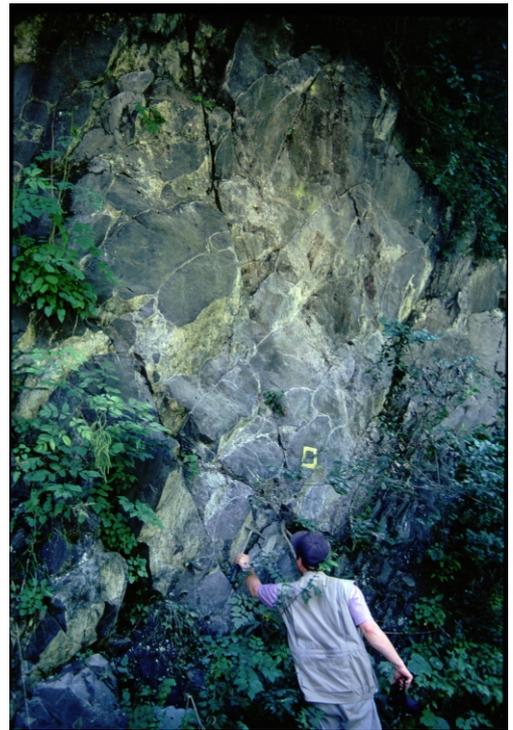


9) Quarzkongomerat (P30)

Fototafel 1: Geländebilder (Teil 3) - Sonstige Bilder



1) Kissenbasalt-Strukturen im Diabas von Eisenkappel



2) Kissenbasalt-Strukturen am Straßenrand



3) Devonkalk-Olistolith



4) Tarviser Breccie



5) Fältelung im Hochwipfel (P42)



6) Slumpstruktur in der Hochwipfel Formation

5.2 Auernig-Formation

5.2.1 Übersicht

In den Ostkarawanken treten die oberkarbonen Serien der Auernig-Formation weitverbreitet im gesamten Arbeitsgebiet auf. Die Eingliederung der Auernig-Formation in eine Auernig-Gruppe, wie das in den Karnischen Alpen möglich ist, kann man in den Karawanken nicht nachvollziehen. Der größte Teil der Ablagerungen der Auernig-Formation in den Karawanken entspricht dabei den Abfolgen der Auernig-Formation in den Karnischen Alpen. Nur vereinzelt treten Ablagerungen auf, die man zu anderen definierten Formationen (Bombaso-, Meledis-, Pizzul-, Corona- und Carnizza Formation) der Karnischen Alpen hinzurechnen kann. Der Auernig-Gruppe, die in den Karnischen Alpen eine Mächtigkeit von 1200 m (KRAINER, 1993) erreicht, stehen in den Karawanken Ablagerungen gegenüber, die eine geringere Mächtigkeit aufweisen. Die maximale Mächtigkeit von ungefähr 250 m für die Auernig-Formation der Karawanken im Seeberggebiet ergibt sich aus 11 Einzelprofilen, die zu einem Übersichtsprofil zusammengefasst wurden (Beilage).

In den Karawanken besteht die Auernig-Formation aus Wechselfolgen von Quarzkonglomeraten, polymikten Konglomeraten, kieselig gebundenen Quarzsandsteinen, glimmerreichen Sandsteinen sowie dunklen Tonschiefern (vgl. Fototafel 1 – Auernig [1,3,4,5,6,8,9]). In den Sandsteinen der Auernig-Formation sind häufig Sedimentstrukturen, wie trogförmige und planare Schrägschichtung und Beulenschichtung zu finden (vgl. Fototafel 1 – Auernig [1,2]). Einige Sandsteinlagen sind stark bioturbiert und enthalten Pflanzenhäcksel (Profil 29, 30, 49; vgl. Fototafel 1 – Auernig [7]). Die Sandsteine weisen meistens eine graue bis braun/rotbraune Farbe auf. Die Konglomerate sind grau bis weiß (vgl. Fototafel 1 - Auernig).

Die Schüttung der Auernig-Formation in den Karawanken erfolgte, wie bei der Hochwipfel-Formation, ungefähr von Norden und Süden zum Beckenzentrum hin. Dies zeigt sich an den Linearen von Rinnenachsen (S, SW, E, NW), Schrägschichtungen (N, NNW, S, WSW) und eingeregelteten Klasten (S, SSW, SSE, NE, NW, WNW).

Die Auernig-Formation ist in den Karawanken auf Grund ihres relativ hohen Gehalts an feinklastischem Material durch tektonische Beanspruchung oftmals stark deformiert. Die interne Struktur dieser feinklastischen Sedimente ist aufgelöst. Sie sind häufig im Bereich von größeren Verwerfungen anzutreffen („Schmiermittel“) (Profil 5, 3 und 20). Besonders an diesen Stellen fallen sie durch ihre wasserstauenden Eigenschaften sowie durch kennzeichnende, rostige bis schwärzlich-violette Verwitterungsfarben auf (vgl. Fototafel 1 – Auernig [4]). Untergeordnet treten karbonatische Einheiten (Fusulinenkalke) auf („Saukogel“, P29, Pa).

5.2.2 Lithofaziesassoziationen im schematischen Übersichtsprofil:

Die Sedimente der Auernig-Formation in den Karawanken zeigen die typischen Merkmale einer Küsten- und Schelffazies, wie sie aus den Karnischen Alpen beschrieben wird. Die Lithofaziestypen der Auernig-Formation wurden deshalb in Anlehnung an MIALL (1990) und KRAINER (1992) klassifiziert. Auf Grund von Korngrößenunterschieden leiteten ORTON & READING (1993) Transportprozesse für Alluviale- und Küstenablagerungssysteme ab. Demnach entstehen feinkörnigere Sandsteine durch Sedimentation aus turbiditischen Strömen oder aus der Suspension. Dagegen werden grobkörnigere Sandsteine und Kiese aus Bodenfrachtströmen verschiedener Transportströme abgelagert. Die Kiese und Sandsteine können aber auch aus viskosen Schuttströmen abgelagert und durch nachträgliche Umlagerungsprozesse im Strandbereich verfrachtet und verändert (Sortierung, Rundung der Komponenten) werden.

Die verschiedenen Lithofaziestypen lassen sich in der Auernig-Formation in vier Lithofaziesassoziationen zusammenfassen (Tab. 5.3 und Tab. 5.4). Das schematische Übersichtsprofil wurde dann mit Hilfe von Lithofaziestypen, Lithofaziesassoziationen und den in Tab. 5.3 und 5.3 vorgestellten Interpretationsansätzen (Abb. 5.4, zusammengefasstes Übersichtsprofil) in Abschnitte gleicher Ablagerungsverhältnisse und ähnlicher Sedimentationsprozesse unterteilt und interpretiert. Das komplette Übersichtsprofil sowie die Einzelprofile sind im Anhang 1 angefügt.

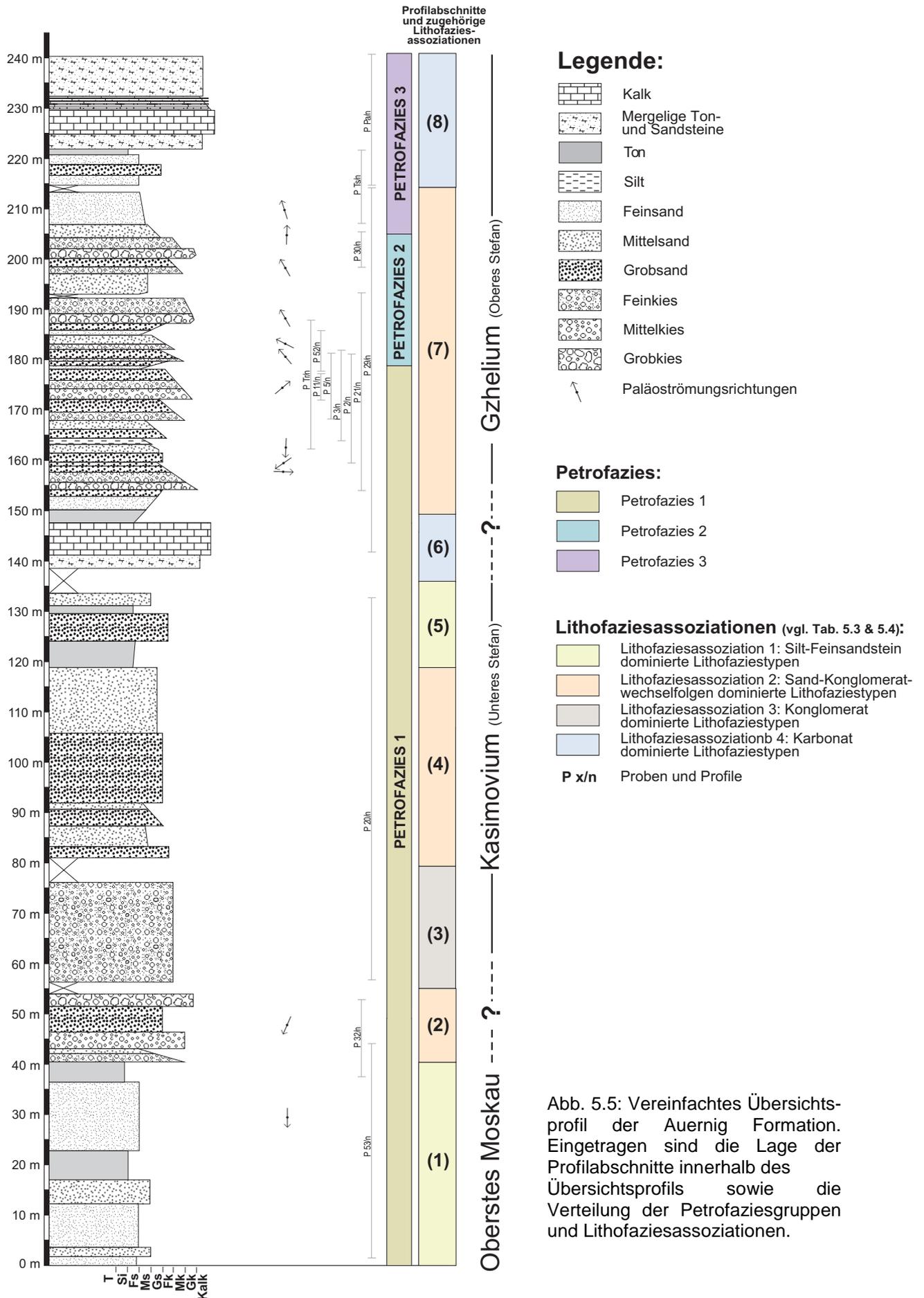


Abb. 5.5: Vereinfachtes Übersichtsprofil der Auernig Formation. Eingetragen sind die Lage der Profilabschnitte innerhalb des Übersichtsprofils sowie die Verteilung der Petrofaziesgruppen und Lithofaziesassoziationen.

Das schematische, aus 11 Einzelprofilen kompilierte Übersichtsprofil der Auernig-Formation in den Ostkarawanken kann in 8 Profilabschnitte unterteilt werden, in denen bestimmte Lithofaziesassoziationen (Tab. 5.3 und 5.4) vorherrschen (vgl. Abb. 5.4). Der Profilbereich im Liegenden der Auernig-Formation ist in erster Linie durch Wechsel zwischen sehr feinklastischen und eher grobklastischen Ablagerungen gekennzeichnet. Von Profilmeter 0 bis 140 wechseln sich die jeweiligen Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziationen 1 bis 3 ständig ab. Über die gesamte aufgeschlossene Auernig-Formation in den Ostkarawanken lässt sich ein grober Trend erkennen. Demnach herrscht bis zur Mitte der unteren Auernig-Formation ein „Coarsening Upward Zyklus“ vor, während ab der Mitte der unteren Auernig-Formation ein „Fining Upward Zyklus“ beginnt. Im oberen Teil der Auernig-Formation (140 – 245 m) nehmen die Profilbereiche mit Sand-Konglomerat-Wechselfolgen der Lithofaziesassoziation 2 deutlich zu und wechseln sich mit Profilabschnitten, in denen karbonatische Ablagerungen der Lithofaziesassoziation 4 vorherrschen, ab.

Die ersten 42 Profilmeter (Profilabschnitt 1) werden durch Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 1 dominiert, die aus Silt- und Feinsand Abfolgen aufgebaut sind und keine konglomeratischen, durch Bodenfracht oder Trümmerströme transportierten Sedimente beinhalten. Parallellamination und angedeutete planare Schrägschichtung könnten sogar auf turbulente Strömungen hindeuten. Es kommen aber auch massige, teilweise gradierte, sandige Siltsteine und Sandsteine vor. Die verschiedenen Lithofaziestypen dieses Bereichs zeigen hauptsächlich Hinweise auf einen suspensionsgebundenen Sedimenttransport oder einen Transport in Bodenströmen. Die Ablagerungen erfolgen durch das Ausfällen aus der Suspension und können nachträglich durch Bodenverfrachtung umgelagert worden sein. Die Abfolgen zeigen kleine Fining und Coarsening Upward Sequenzen.

Danach tritt eine 14 m mächtige Abfolge (Profilabschnitt 2) meist mittel bis grobbankiger und schräggeschichteter Sandstein- und Konglomeratlagen auf, deren Lithofaziestypen überwiegend mit Bodenfrachttransporten in Verbindung gebracht und in der Lithofaziesassoziation 2 zusammengefasst werden können. Die Abfolgen werden aus der Suspension oder sehr schnell aus den Bodenfrachtströmen abgelagert und in diesem Profilabschnitt nicht mehr umgelagert. Es sind Fining Upward und untergeordnet Coarsening Upward Sequenzen zu erkennen.

Von Profilmeter 56 bis 82 (Profilabschnitt 3) treten mächtige, massige Konglomeratlagen auf, die durch den Lithofaziestyp G1.1 dominiert werden und zur Lithofaziesassoziation 3 gehören. Ursprünglich wurden die Sedimente in diesem Profilbereich wahrscheinlich Korn für Korn aus einem Sedimentationsstrom aussedimentiert. Jetzt zeigen die Sedimente aber „Rückstandspflaster“, welche auf die Auswaschung der Feinklastika aus den Konglomeraten zurückgehen und auf die Entstehung durch Sturmwellen hindeuten (vgl. KRÄINER, 1992).

In den folgenden 38 Profilmeter (Profilabschnitt 4) geht der Einfluss der sehr grobklastischen und massigen Sedimente zurück, und es überwiegen wieder die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 2. Es sind viele kleine Fining Upward Sequenzen angedeutet.

Anschließend treten im Profilbereich von 121 bis 140 m (Profilabschnitt 5) wieder die Lithofaziestypen der Lithofaziesassoziation 1 auf, und die Sedimente zeigen eine vergleichbare Ausbildung wie bei den ersten 42 Profilmeter.

Im Profilbereich von 140 bis 153 m (Profilabschnitt 6) treten zum ersten Mal die karbonatischen Abfolgen der Lithofaziesassoziation 4 auf. Die Kalke der Lithofazies K1.2 sind immer von den karbonatischen Kalk-Ton-Sandstein-Wechselfolgen der Lithofazies K1.1 eingerahmt und zeigen die langsame Veränderung der Ablagerungsbedingungen zu einer ruhigen ungestörten karbonatischen Sedimentation an. Oberhalb der Lithofazies K1.2 folgt dann wieder meist ein schneller Übergang zu sand- und konglomeratisch dominierten Ablagerungen.

Der größte zusammenhängende Profilbereich (Profilmeter 153 bis 217; Profilabschnitt 7), den man einer einzigen Lithofaziesassoziation zuweisen kann, befindet sich im Liegenden der oberen Auernig-Formation und besitzt wieder meist mittel- bis grobbankige und schräggeschichtete Sandstein- und Konglomeratlagen, deren Lithofaziestypen in der Lithofaziesassoziation 2 zusammengefasst werden. Die Abfolgen werden aus der Suspension oder sehr schnell aus Bodenfrachtströmen abgelagert und können in diesem Profilabschnitt mehrfach umgelagert sein. Es sind Fining Upward und untergeordnet Coarsening Upward Sequenzen zu erkennen.

Tab. 5.3: Lithofaziestypen der Auernig-Formation in Anlehnung an MIALL (1990) und KRAINER (1989).

Fazies Code	Beschreibung der Lithofazies	Transport- und Ablagerungsmechanismus
Siltstein/Sandstein- Tonsteinwechselfolgen		
T1.1:	Überwiegend schwarze Siltsteine und Tonsteine (1-10 cm) die in Schichten von 1-100 cm auftreten. Siltsteine sind entweder horizontal geschichtet oder aufgrund von Bioturbation nur undeutlich geschichtet.	Ablagerung Korn für Korn aus der Suspension in einem relativ ruhigen Ablagerungsmilieu.
Undeutlich geschichtete Sandsteine:		
S1.1:	ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete, Mittel- bis Grobsandsteine. Dünn- bis dickbankig (1-500 cm) auftretend, oftmals stark bioturbiert. Sie sind schlecht bis mäßig gut sortiert.	Eventuell turbulenter Transportprozess (ORTON & READING, 1993) oder durch starke Bodenströme transportiertes Material. Schnelle Sedimentation auf Grund zunehmender intergranularer Reibung in einer konzentrierten Dispersion nahe des Ablagerungsbettes.
S1.2:	Dünnbankige, meist feinkörnige Sandsteine (5-30 cm), die in Siltstein und Tonschieferabfolgen eingeschaltet sind und horizontal geschichtet sein können. Mäßig bis gut sortiert.	Eventuell turbulenter Transportprozess (ORTON & READING, 1993). Ablagerung Korn für Korn aus der Suspensionsfracht des turbiditischen Stromes, gefolgt von Bodenverfrachtung.
Schräggeschichtete Sandsteine:		
S2.1:	Dünn- bis mittelbankige (1-100 cm), grobkörnige, horizontal geschichtete und planar und trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit Übergängen zu Feinkiesen. Einige gröbere Quarz- und Tonsteinklasten (0,5-1cm) sind enthalten.	Sturminduzierter, küstenparalleler Sedimenttransport (KRAINER, 1992). Ablagerung Korn für Korn aus dem Transportstrom oder aus der aufgewirbelten Suspension.
S2.2:	Fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche, dünne Sandsteinbänke (5-30 cm). In den Bänken tritt Horizontalschichtung, planare und trogförmige Schrägschichtung auf. Außerdem ist vereinzelt Beulenschichtung vorhanden.	
Massige Konglomerate:		
G1.1	Massige, ungeschichtete bis undeutlich horizontal geschichtete, matrixfreie, mittel- grobbankige Konglomeratlagen (100-500 cm), mäßig bis schlecht sortiert. Die polymikte Komponenten (1-10cm) sind mäßig gerundet. Sie treten im Wechsel mit dünnen grobkörnigen Sandsteinlagen auf.	Ablagerung Korn für Korn aus Sedimentstrom und Entstehung von "Lag pavements" ("Rückstandspflaster") aus Sturmwellen durch die Aus-waschung der Feinklastika
G1.2:	Massige dicht gepackte, gut sortierte, mittel- grobbankige Konglomeratlagen (100-500 cm). Sie setzen sich überwiegend aus gut gerundeten Qz-Klasten (0,5-5 cm) zusammen. Sie treten im Wechsel mit dünnen grobkörnigen Sandsteinlagen auf.	Rundung und Sortierung sprechen für Ablagerung Korn für Korn aus Sedimentstrom und darauf folgende ständige, strömungsbedingte Umlagerungsprozesse.
Organisierte sandige Konglomerate:		
G2.1:	Teilweise gradierte, selten flach schräggeschichtete, sandige, komponentengestützte, mäßig sortierte, fein- bis grobbankige Feinkonglomerate (10-500 cm). Komponenten sind mäßig gerundet (0,5-2 cm). Es treten vor allem Qz-Klasten auf. Seltener sind Lydit- und Glimmerschieferklasten.	Starker Sedimenteintrag aus einem Deltagebiet mittels Bodenfracht. Das Material wird im Ablagerungsraum rasch abgelagert und nicht mehr stark umgelagert oder sortiert.
G2.2:	stark sandige, trogförmig schräggeschichtete, matrixgestützte, schlecht sortierte, fein- bis mittelbankige Feinkonglomeratlagen (10-100). Komponenten sind schlecht bis mäßig gerundet. Es treten Qz-, Lydit- und Glimmerschieferklasten auf (0,5-5 cm).	Sedimenttransport in starken Strömungen und durch küstenparallel migrierende Megarippel (KRAINER, 1992). Ablagerung Korn für Korn aus Bodenströmen.
Kalkstein Fazies:		
K1.1:	Wechselfolge von dunkelgrauen, welligen 5-15 cm dicken Kalk- und Mergelbänken und cm bis wenige dm mächtige schwarze Tonsteine. Vereinzelt dünne (1-10 cm) Sandsteinlagen mit Aufarbeitungsklasten.	In wenig bewegtem, marinem Wasser gebildete Wechselfolge. Feinklastischer Eintrag (Sandsteine) weist auf kurzzeitig stärkere Wasserströmung hin
K1.2:	Bis zu mehrere Meter mächtige, hellgrau-dunkelgraue grob oder undeutlich gebankte bis massige Kalke. Es handelt sich um biogenführende Mudstones mit vereinzelt, aus Fusuliniden aufgebaute, Wacke- bis Packstonelagen (5-10 cm)	In normal marinem Wasser, bei wenig klastischem Eintrag gebildete, karbonatische Abfolge. Sie ist in einem relative ruhigem gut durchlüftetem Wasser gebildet worden. Wackestones und bioklastische Packstones sprechen für zwischenzeitlich auftretende stärkere Strömungen (KRAINER, 1992).

Tab. 5.4: Lithofaziesassoziationen und daraus folgende Interpretation des Ablagerungsraumes der Auernig-Formation.

Lithofaziestypen	Beschreibung der Lithofaziesassoziation	Ablagerungsraum
Lithofaziesassoziation 1: Silt – Feinsandstein dominierte Lithofaziestypen		
T1.1, S1.1, S1.2	Die silt-feinsanddominierte Lithofaziesassoziation wird von Silt- und Feinsand Abfolgen beherrscht, in die vereinzelt gröbere Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Sie dominieren im Profil 53. Außerdem sind sie zum Teil im Profil 20 und 32 vorhanden. Die Profilabschnitte die der Lithofaziesassoziation 1 zugeordnet werden können, treten nur im Liegenden der Auernig-Formation auf und zeichnen sich durch einen Wechsel zwischen Fining und Coarsening Upward Sequenzen aus. Die Profilabschnitte sind 25 bis 42 m mächtig.	Entstanden unterhalb der Schönwetterwellenbasis.
Lithofaziesassoziation 2: Sand - Konglomerat – Wechselfolgen dominierte Lithofaziestypen		
S2.1, G1.2, T1.1, G2.1, S2.2, S1.2, S1.1, G1.1, G2.2	Die grob- und feinkörnig wechselnde Lithofaziesassoziation ist durch den gleichmäßigen Wechsel von Sand-, und Konglomeratabfolgen geprägt. Die Abfolgen treten in den Profile 32, sowie in Teilen der Profile 2, 3, 5, 21, 29, TR und 52 auf. Profilabschnitte, die der Lithofaziesassoziation 2 zugeordnet werden können, treten über die ganze Auernig-Formation verteilt auf. Im Liegenden der Auernig-Formation sind die Profilbereiche, in denen Lithofaziesassoziation 2 vorherrscht, gering mächtiger (15 – 35m) während sie im Hangenden der Auernig-Formation einen sehr mächtige Profilbereich bildet (65 m), der die ganze oberer Auernig-Formation prägt. Lithofaziesassoziation 2 zeichnet sich durch mächtige Fining-Upward-Sequenzen auf, Coarsening Upward Sequenzen treten nur untergeordnet auf. Die Schichten der Lithofaziestypen in Lithofaziesassoziation 2 zeigen die meisten Sedimentstrukturen in der Auernig-Formation. Im Übergangsbereich zu und von den Profilabschnitten, die der Lithofaziesassoziation 2 zugeordnet werden können, treten im Hangenden der Auernig-Formation die karbonatischen Ablagerungen der Lithofaziesassoziation 4 auf.	Vor allem Ablagerungen des unteren (S1.1, S1.2) und oberen (S2.1, S2.2, G1.1, G2.2) Vorstrandes sowie des Strandes (G1.2, G2.1).
Lithofaziesassoziation 3: Konglomerat dominierte Lithofaziestypen		
G1.1	Die konglomeratdominierte Lithofaziesassoziation ist aus Konglomeratlagen im Korngrößenspektrum von Feinkies bis Grobkies mit vereinzelt feineren Lagen aufgebaut. Diese Lithofaziestypen treten in Teilen des Profils 20 auf. Ein Profilabschnitt, welcher der Lithofaziesassoziation 3 zugeordnet werden kann, tritt nur im unteren Teil der Auernig-Formation auf und ist 20 m mächtig. Der Profilbereich in dem Lithofaziesassoziation 3 auftritt zeichnet sich durch eine Fining Upward Sequenz aus.	Ablagerungen des Vorstrandes
Lithofaziesassoziation 4: Karbonat dominierte Lithofaziestypen		
K1.1, K1.2	Die karbonatisch dominierte Lithofaziesassoziation ist von dünnbankigen und massigen, zum Teil großforaminiferenreichen Kalksteinen und Tonsteinen aufgebaut. Diese Ablagerungen sind in Teilen der Profile 29 und Pa vorhanden. Profilabschnitte, die der Lithofaziesassoziation 4 zugeordnet werden können, sind 10 bis 25 Meter mächtig und ihr Auftreten ist auf das Hangenden der Auernig-Formation begrenzt. Im Hangenden sind die Abfolgen, die man diesen Lithofaziesassoziation zuordnen kann, besser und mächtiger ausgebildet. Zusammen mit Lithofaziesassoziation 2 bestimmen ihre Lithofaziestypen den größten Teil des Erscheinungsbildes der oberen Auernig-Formation.	Ablagerungen unterhalb der Strurmwellenbasis

Die restlichen 18 Profilmeter (217 – 245m; Profilabschnitt 8) des schematischen Übersichtsprofils werden wieder durch die karbonatischen Abfolgen der Lithofaziesassoziation 4 gebildet, die im Vergleich zum Profilabschnitt von 140 – 153 m viel mächtiger sind und stärkere Anteile an mergeligen Abfolgen der Lithofazies K1.1 besitzen.

5.2.3 Der Ablagerungsraum

Die Lithofaziesassoziationen aus Tabelle 5.4 wurden aufgrund ihrer Lithofaziesabfolgen, Sedimentstrukturen, Transport- und Ablagerungsprozessen (vgl. Tab. 5.3, kompiliertes Profil im Anhang) dem in Frage kommenden Ablagerungsraum zugeordnet.

Demnach wurde der untere Teil der Auernig-Formation bis zum Profilmeter 42 überwiegend unterhalb der Schönwetterwellenbasis auf einem Schelf abgelagert, wo das feinklastische Material (T1.1) über die Suspensionsfracht langsam abgelagert wird, ohne das starke Bodenströmungen das Sediment umlagern. Nur ab und zu kommt es zur Ablagerung von Sandsteinbänken (S1.1, S1.2), die undeutlich geschichtet und oft stark bioturbiert sind. Die Lithofaziestypen dieser Lithofaziesassoziation können entweder aufgrund von turbulenten Strömen oder durch starke sehr weit in den Schelfbereich reichende Trümmerströme entstehen. Von Profilmeter 42 bis 80 treten verstärkt gröberklastische Sedimente auf. Die mehrfache Umlagerung, gute Sortierung und gute Rundung der Klasten, sowie die Schrägschichtung (Beulenschichtung) in den Sedimenten deuten auf Ablagerungen zwischen Schönwetterwellenbasis und Sturmwellenbasis hin. Im Liegenden dieses Profilabschnittes werden die Ablagerungen von einem Wechsel aus Sandsteinen des oberen Vorstrandes (S2.1) und Konglomeraten des Strandes (G1.2, G2.1) dominiert und ihre Lithofaziestypen gehören zur Lithofaziesassoziation 2. Zum Hangenden dieses Profilabschnittes werden die Konglomeratabfolgen immer mächtiger und massiger und sie bestehen nur noch aus einem Lithofaziestyp (G1.1), der Lithofaziesassoziation 3 prägt und für ein Ablagerungsraum am Vorstrand spricht („Rückstandspflaster“). Diese Ablagerungen im oberen Teil kann man im Sinne von KRAINER (1992) und BOURGOIS & LEITHOLD (1984) interpretieren, die von sturminduziertem Wellengang als Hauptprozess für die Auswaschung der Feinklastika ausgehen.

Von Profilmeter 80 bis 143 ist ein Profilabschnitt aufgeschlossen, der im liegenden Teil wieder von Ablagerungen des oberen Vorstrandes (S2.2) und Strandes (G2.1) im Wechsel mit Sandsteinen des unteren Vorstrandes geprägt ist und mit Lithofaziesassoziation 2 beschrieben werden kann. Es ist immer eine Tendenz von flachen Bereichen (Strand) zu tieferen Bereichen (unterer Vorstrand) eines Ablagerungsraumes feststellbar. Dies wiederholt sich zweimal und wird beim zweiten Mal im Hangenden dieses Profilbereichs so stark von feinklastischen Lithofaziestypen geprägt, dass dann dieser Bereich ab Profilmeter 120 von einem Wechsel zur Lithofaziesassoziation 1 geprägt ist.

Im folgenden Profilabschnitt (Profilmeter 143-153) ändert sich die Ablagerungssituation grundlegend. Es treten zum ersten Mal Karbonate auf, die durch die Lithofaziesassoziation 4 geprägt sind. Diese deuten auf stabile Ablagerungsbedingungen in relativ ruhigem Wasser hin (vgl. Krainer, 1992). Die auftretenden Fusuliniden-Packstone-Lagen (1-5 cm) sprechen für leichte Verdriftung durch schwache Bodenströmungen (vgl. Krainer, 1992) oder auf kurzzeitige, starke Ereignisse, die dieses Material zusammengeschwemmt haben (Sturmablagerungen).

Anschließend gehen die Ablagerungsverhältnisse von Profilmeter 153 bis 217 wieder in eine Wechselfolge aus sandigen und konglomeratischen Abfolgen der Lithofaziesassoziation 2 über. Hier wechselt der Ablagerungsraum wieder mehrmals vom unteren Vorstrand über den oberen Vorstrand hin zum Strand und wieder zurück. Dieser ständige Wechsel zwischen den verschiedenen Stufen des Strandes zeigt sich auch in den vielen kleinen und größeren Fining und Coarsening Upward Sequenzen, die in diesem Profilabschnitt vorkommen.

Der hangende Teil der Auernig-Formation der Ostkarawanken (Profilmeter 217-245) ist dann wieder von karbonatischen Ablagerungen gekennzeichnet, die durch die Lithofaziesassoziation 4 geprägt werden und in diesem Profilbereich sehr mächtig werden. In diesem Profilabschnitt treten auch mächtige mergelige Abfolgen auf, die auf einen stärkeren klastischen Einfluss aus

dem Hinterland deuten. Dazwischengeschaltet treten wieder die Kalksteine mit den Fusulinenlagen auf, die für ruhigere Ablagerungsbedingungen sprechen.

5.2.4 Zusammenfassung und Interpretation:

Entwicklung der Sedimentationssysteme

Der Ablagerungsraum der Auernig-Formation in den Karnischen Alpen wurde bisher in einen flachmarinen, küstenbeeinflussten Bereich gelegt (TESSENHORN, 1968; TESSENHORN, 1971; KRÄINER, 1992). Nach den Ergebnissen der sedimentologischen Untersuchungen kann man dies aufgrund der konglomeratischen Strandablagerungen (Rückstandspflaster) und der Sandsteine mit Beulenschichtung auch für die Auernig-Formation der Ostkarawanken bestätigen. Dies fügt sich sehr gut in die von VENTURINI et al. (1982) vorgeschlagene Beckenbildung in den Karnischen Alpen und Karawanken ein, wo es im Anschluss an die variszische Orogenese durch synsedimentäre Bruchtektonik zur Herausbildung einzelner, WNW-ESE-orientierter Becken kam, die eine Verbindung mit dem offenen Meer hatten und mit mächtigen, überwiegend flachmarinen Schelfsedimenten aufsedimentiert wurden.

Die Transport- und Ablagerungsprozesse der Auernig-Sedimente weisen überwiegend auf sturminduzierte Mechanismen in einem Küstengebiet mit grobklastischem Eintrag aus dem Hinterland (eventuell ein Delta) hin. Der mehr oder weniger monomikte Geröllbestand einiger Ablagerungen weist nach KRÄINER (1992) auf stete Reifung durch küstenparallelen Transport hin.

Man könnte das Übersichtsprofil auch in zwei Teile unterteilen. In einen unteren Teil, der von ruhigeren Bedingungen in einem tieferen Schelfbereich geprägt und nur ab und zu von sturminduzierten Transport- und Ablagerungsprozessen beeinflusst wird. Der untere Bereich hat eine bevorzugt südliche Transportrichtung, die auf ein Liefergebiet im Norden schließen lässt.

Der klastische Bereich des oberen Teils des Übersichtsprofils ist eher am oberen Vorstrand und im Strandbereich einer Küste abgelagert worden und wurde sehr stark von sturminduzierten Transport- und Ablagerungsmechanismen beeinflusst (Rückstandspflaster). Es werden keine mächtigen Ton- und Siltsteinabfolgen sedimentiert und er ist sehr stark von Konglomeratlagen geprägt, die auch das typische Bild der Auernig-Formation ausmachen. Im hangenden Bereich der Auernig-Formation treten auch die Auernig-typischen Kalksteine auf, die in den Karnischen Alpen im Wechsel mit den Klastika Sedimentationszyklen aufbauen. Die Transportrichtung im oberen Teil des Übersichtsprofils hat sich zu einer nördlichen Schüttungsrichtung geändert, was auf ein Liefergebiet im Süden schließen lässt.

Viele zergliederte, kleine, teilweise tiefe Becken mit vielen Schwellengebieten könnten die unterschiedliche Ausbildung der unteren und oberen Auernig-Formation und auch das Fehlen von richtigen Karbonatablagerungen im unteren Bereich erklären, da sich fast nie ein gleichmäßiges Ablagerungsmilieu mit konstanten weiträumigen marinen Bedingungen entwickeln konnte. Erst als diese Schwellen im Laufe der Zeit durch die anhaltende Sedimentation eingeebnet wurden und sich ein zusammenhängender Ablagerungsraum im oberen Teil des Übersichtsprofils entwickelt hatte, kam es zu den für die Auernig-Formation typischen, zyklischen, karbonatisch-klastischen Wechselfolgen. Die sich ändernden Transportrichtungen können in diesem Sinne interpretiert werden, da ab diesem Zeitpunkt auch der Zugang zu einem Liefergebiet im Süden vorhanden war.

Laterale Verteilung im Arbeitsgebiet

Einen lateralen Trend in der Abfolge der Lithofaziesassoziationen kann man nicht erkennen. Die starke Zerblockung des ehemaligen Auernig-Ablagerungsraumes während der alpinen Orogenese führte dazu, dass es nur in drei Bereichen Einzelprofile gibt, die man in ein Übersichtsprofil einordnen kann (Trögern, Seebergsattel, nördlich von Logarska Dolina)(Abb. 5.6a).

Vergleich mit den Karnischen Alpen

Die Auernig-Formation in den Karawanken unterscheidet sich nicht grundlegend von der Ausbildung der vergleichbaren Abfolgen in den Karnischen Alpen. Es fallen aber folgende

Unterschiede zu den Karnischen Alpen auf: (i) Die Sedimentabfolgen sind nicht so mächtig wie im Referenzprofil in den Karnischen Alpen (Kronalpe). (ii) Es gibt in der basalen Einheit des Übersichtsprofils mehrere, einige Meter mächtige Lagen, die sehr schlecht gerundete Komponenten und schlecht sortierte Konglomerate beinhalten. (iii) Die Konglomerate im Liegenden enthalten oft viele aufgearbeitete Sedimentklaster (Ton/Silstein-, Feinsandstein- und Karbonatklaster).

Ein weiteres Unterscheidungskriterium sind die unregelmäßig vorkommenden Karbonatlagen. Nur in zwei Profilen kann man sicher sagen, dass auch karbonatische Lagen vorhanden sind. Das Ablagerungssystem ist anscheinend, im Vergleich zu den Karnischen Alpen, zu stark von klastischem Eintrag beeinflusst. Deshalb können sich nur selten mächtigere Karbonatabfolgen entwickeln.

Die Sedimentfolgen in den Karawanken sind auch stärker postsedimentär deformiert als die Auernig-Formation in den Karnischen Alpen. Dies führt dazu, dass die Sedimentstrukturen teilweise überprägt wurden und nur noch undeutlich vorhanden sind.

Die Unterscheidung einzelner Formationen innerhalb der Auernig-Gruppe, wie es in den Karnischen Alpen möglich ist, kann in den Karawanken nicht nachvollzogen werden. Allerdings kann man verschiedene, kennzeichnende Eigenschaften einzelner Auernig-Formationen der Karnischen Alpen in verschiedenen Profilen der Karawanken wiedererkennen. Durch die Sedimentpetrographie kann man einige Sandsteine innerhalb der Auernig-Formation der Karawanken identifizieren, die aufgrund ihres vulkanischen Anteils Ähnlichkeiten mit der Promollo Formation der Karnischen Alpen aufweisen. In den Karawanken weisen auch einige Profile (52; 5; 20; 3) grobkörnige, meist konglomeratisch ausgebildete und überwiegend aus Karbonatgeröllen des variszischen Untergrundes zusammengesetzte Schichten auf, die mit dem Malfiner-Horizont in den Karnischen Alpen zu vergleichen sind (vgl. ANDERLE, 1970; SCHÖNLAUB, 1979; KRAINER, 1992; KRAINER, 1993; LÄUFER et al., 1993; SCHÖNLAUB, 1993; LÄUFER, 1996).

Grundsätzlich sind sich die Auernig-Formationen der Karnischen Alpen und der Karawanken ähnlich, doch vermutlich ist der Ablagerungsraum in den Ostkarawanken, im Vergleich zu den Karnischen Alpen, nicht so offen marin (KRAINER, 1992), da sich nur wenige weiträumige, zum Teil zyklische Ablagerungssequenzen, ausbilden konnten. Die teilweise sehr eckigen und polymikten Klaster in den gröberen Sandsteinen und den Konglomeraten deuten darauf hin, dass der Ablagerungsraum in den Ostkarawanken stärker vom Hinterland geprägt ist. Wahrscheinlich ist der Ablagerungsraum generell nicht so einheitlich aufgebaut wie in den Karnischen Alpen.