

7 Röntgendiffraktometrie

Die Röntgendiffraktometrie stellt eine grundlegende Methode zur mineralogischen Bestimmung von Sedimenten dar (z.B. TUCKER, 1996). Die erforderliche Röntgenstrahlung wird durch eine Röntgenröhre erzeugt. Durch Beschuß einer Zielanode mit hochenergetischen Elektronen aus einem Kathoden-Glühdraht wird sowohl eine kontinuierliche Röntgenstrahlung als auch eine charakteristische Röntgenstrahlung des Anodenmaterials erzeugt. Die charakteristische Strahlung besteht aus mehreren diskreten Spektrallinien, die durch Elektronen-Übergänge aus angeregten Energie-Zuständen auf die inneren Schalen (K-, L- und M-Linien) entstehen. Als gängige Anodenmaterialien werden Cu, Cr, Fe, Co, Mo und Ag verwendet (KLUG & ALEXANDER, 1954). Diesbezüglich gleichen sich die Apparaturen der Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA oder auch XRF) und der Röntgendiffraktometrie (XRD). Um mit monochromatischer Röntgenstrahlung arbeiten zu können wird ein Kristallmonochromator, allermeistens nur ein Filter (Ni-Blech bei Cu $K\alpha$ -Strahlung), zwischen Röntgenröhre und Probe gebracht und zusätzlich immer eine elektronische Pulshöhen-Analyse durchgeführt. Dabei kann auch die $K\beta$ -Linie ausgeblendet werden, so daß lediglich mit der $K\alpha$ -Linie gearbeitet wird. Durch einen Kollimator („divergence slit“) wird ein nahezu paralleles Strahlenbündel erzeugt, dessen Divergenz von der Öffnung des Schlitzes abhängt. Beim Auftreffen der Strahlen auf die Probe findet Röntgenbeugung nach der Bragg'schen Gleichung $n \lambda = 2 d \times \sin\Theta$ statt (z.B. KLEBER et al., 1990; KLUG & ALEXANDER, 1954), wenn eine Kristallgitterebene mit dem Gitterabstand d eines Minerals bei der Wellenlänge λ oder einem ganzzahligen Vielfachen von λ im Winkel Θ zum Strahl liegt. Der gebeugte Röntgenstrahl passiert einen Empfangs-Schlitz („receiving slit“) und einen Kollimator, nach dem ein weiterer Streuschlitz („detector slit“) eingeschaltet ist. Es trifft damit nur gebeugte Röntgenstrahlung auf den Detektor (Zählrohre wie in der RFA). Im Verlauf der Messung werden nun die Probe und der Detektor auf dem Goniometerkreis in der Ebene Röntgenröhre-Probe-Detektor so gedreht, daß sich der Winkel zwischen Röhre und Probe um $\delta\Theta$ und der Winkel zwischen Röhre und Detektor um $2\delta\Theta$ ändert. Die Analyse läuft mit Ausnahme des Probenwechsels praktisch vollautomatisch.

7.1 Gesamtgesteins-Pulverdiffraktometrie

Eine grundlegende Form der Röntgenanalyse ist die Gesamtgesteins-Pulverdiffraktometrie (KLUG & ALEXANDER, 1954). Die Vorbereitung der Proben erfolgt wie bereits im Abschnitt 5.1 – „Gesamtgesteins-Geochemie“ für die RFA beschrieben über das Brechen und Mahlen der Proben auf Korndurchmesser von 5 bis 10 μm mit einer eng begrenzten Größenordnung. Die Kristallite sollten aber nicht durch Zerrungen und Brüche beschädigt werden, da dies zu einer Streuung der Beugung führen würde (KLUG & ALEXANDER, 1954).

7.1.1 Methodik

Aus den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation wurden 108 Proben für die Pulverdiffraktometrie ausgewählt. Weitere 23 Proben aus altpaläozoischen Schichtgliedern und oberkarbonen Sandsteinen der Auernig-Formation wurden zum Vergleich ebenfalls einer Röntgenanalyse unterzogen. Das Ziel der Untersuchungen war es, eine zusätzliche objektive Analyse-Methode zur Hand zu haben, die eine der Petrographie vergleichbare Beurteilung bezüglich des Reifegrads und der Entwicklung der Hochwipfel-Sandsteine zulässt. Hierzu sollte das relative Verhältnis Quarz : Plagioklas : Kalifeldspat ermittelt werden. Das Gesteinspulver wurde vorsichtig in

Hohlformen aus Plastik eingestrichen, wobei durch leichtes Drehen versucht wurde, eine Einregelung der Kristallite zu vermeiden. Quarz zeigt keine Orientierungseffekte, dagegen regeln sich Plagioklas und Kalifeldspat aufgrund der perfekten Spaltbarkeit und besonders Schichtsilikate aufgrund ihres blättrigen Habitus senkrecht zur c-Achse ein (vgl. MUMME et al., 1996). Die Pulverdiffraktometrie wurde an einem Diffraktometer des Typs „Bruker D8 Advance“ der Firma Bruker AXS durchgeführt. Einige Proben wurden mit einer Cu-K α -Röhre ($\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$) bei einer Beschleunigungsspannung von $U_B = 50 \text{ kV}$ und einem Kathodenstrom von $I_K = 30 \text{ mA}$ zunächst über einen Bereich $2\Theta = 4^\circ$ bis 80° mit einer Schrittweite von $\Delta 2\Theta = 0,01^\circ$ und einer Haltezeit von $T = 6 \text{ s}$ abgefahren. Da die Messung eines solch breiten Winkelbereichs über $12\frac{1}{2}$ Stunden benötigt, wurden die semiquantitativen Messungen von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat letztlich nur über den Bereich von $2\Theta = 25^\circ$ bis 30° bei gleicher Schrittweite und Haltezeit durchgeführt. Die Messungen ließen sich damit auf eine Laufzeit von 50 Minuten pro Durchlauf verringern. In diesem Bereich liegen die Haupt-Peaks der drei untersuchten Minerale. Der Quarz (101) - Peak liegt bei $2\Theta_{Cu_{K\alpha}} = 26,67^\circ$ mit einer reaktiven Intensität $I_{rel} = 100$, der Plagioklas (002) - Peak befindet sich je nach Zusammensetzung um $2\Theta_{Cu_{K\alpha}} = 27,92^\circ$ mit $I_{rel} = 100$ und der Orthoklas (220) - Peak, stellvertretend für alle Kalifeldspäte, liegt bei $2\Theta_{Cu_{K\alpha}} = 26,94^\circ$ mit $I_{rel} = 100$. Bei den gemessenen Kalifeldspäten handelte es sich aber in den meisten Fällen um Mikroklin mit einem charakteristischen Doppel-Peak, wobei der stärkste Peak bei $2\Theta = 27,52$ bis $27,56^\circ$ lag (Mikroklin). Der Plagioklas-Peak lag bei den durchgeführten Messungen bei etwa $2\Theta = 27,95^\circ$. Bei gleichbleibenden Gerätebedingungen und konstanter Präparate-Herstellung sollten sich Mineral-Verhältnisse in den Intensitäten der Haupt-Peaks widerspiegeln. Für die Auswertung wurden die Programme EVA und Topas P V.1.0 des Programm-Pakets DIFFRAC^{plus} von Bruker AXS verwendet (BRUKER, 1999a, b). Mit dem Programm EVA wurde eine Hintergrund-Korrektur durchgeführt und die Peaks mit den zugehörigen Mineralphasen identifiziert. Die Positionen und Intensitäten der Peaks wurden mit Hilfe einer Peak-Suche ermittelt und die Zahl der Counts notiert. Das Verhältnis der Counts, $C_{Qz} : C_{Plag} : C_{Kfsp}$, sollte eine erste Näherung für die relativen Mineral-Proportionen darstellen. Zur Verfeinerung und Kontrolle wurde mit dem Programm Topas P eine Anpassung der Peaks („peak profile fitting“) durchgeführt. Hierbei wird die Lage der Peaks entweder per Einstellung des Hintergrund-Rauschens und der Peak-Breite automatisch oder auch manuell festgelegt. In der folgenden Prozedur wurde ebenfalls eine Hintergrund-Korrektur angewendet und die Kurve des Diffraktogramms schrittweise unter Annahme einer Split-Pearson VII -Näherung angepaßt. Die Intensitäten der Peaks wurden nachfolgend als Fläche unter der Kurve des betreffenden Peaks berechnet. Die Bestimmung der Verhältnisse der drei Minerale konnte innerhalb geringer Fehler reproduziert werden. Die Fehler betragen etwa $\pm 3,5 \%$. Störende Eisen-Fluoreszenz-Strahlung durch hohe Fe-Gehalte infolge der Verwendung einer Cu-Röhre trat nie auf. Die relativ große Probenmenge und weitere Geländeaufenthalte führten zu langwierigen Meßphasen mit Unterbrechungen. Die Proben mussten auf drei Chargen aufgeteilt werden. Leider wurde dadurch der Einfluß sich verändernder Geräte-Parameter sehr deutlich erkennbar. Die registrierten Count-Zahlen des Quarz-Peaks vorangegangener Messungen an ein und derselben Probe konnten in nachfolgenden Messungen nicht mehr reproduziert werden. Offensichtlich wurde die Anordnung des Goniometerkreises durch ein „thermisches und gravitatives Fließen“ im Bereich der Fixierung der Röntgenröhre nachteilig verändert (fallende Count-Zahlen!). Es wurde daher davon abgesehen, die Ergebnisse der Messungen auch zu quantifizieren. Der Versuch einer Angleichung der drei unterschiedlichen Meß-Chargen zu semiquantitativen Aussagen wurde dennoch unternommen.

7.1.2 Sandsteine der Hochwipfel-Formation

Die Gesamtheit der Resultate aus den pulverdiffraktometrischen Untersuchungen an den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation lassen ebenfalls eine Zuordnung der einzelnen Messergebnisse zu statistischen Clustergruppen zu. Hierzu wurden die Datensätze mit Hilfe des Statistik-Programms SPSS 9.0 einer hierarchischen Cluster-Analyse unterzogen. Als Parameter wurden die Haupt-Peak-Counts (LinCts) von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat abzüglich des Hintergrunds gewählt. Um Verwechslungen mit den petrographischen Clustern vorzubeugen wurden die Gruppen mit dem Präfix X versehen. Die erhaltenen Gruppen sind in Abb. 7.1 dargestellt. Als Quarz-reichste Gruppe innerhalb der Hochwipfel-Sandsteine tritt XA2 mit 83,7% auf. Clustergruppe XB sticht durch ihren sehr hohen Plagioklas-Gehalt (vor allem Albit-reiche Plagioklase) von 45,4 % hervor. Die Kalifeldspat-Führung bleibt in allen Gruppen unbedeutend, erreicht aber in Gruppe XC1 mit 2,1% den höchsten Wert. Es scheint sich demnach zu bestätigen, daß Kalifeldspäte in den Hochwipfel-Sandsteinen generell eine sehr untergeordnete Bedeutung besitzen. In den Sandsteinen der Auernig-Formation und der „basalen Einheit“ konnten außer Quarz (99,4 %) nur minimalste Anteile von Plagioklas und Kalifeldspat vermutet werden. Sie liegen aber deutlich unter den zu erwartenden Fehlern. Damit lässt sich die „basale Einheit“ auch röntgenographisch von der Hochwipfel-Formation abgrenzen.

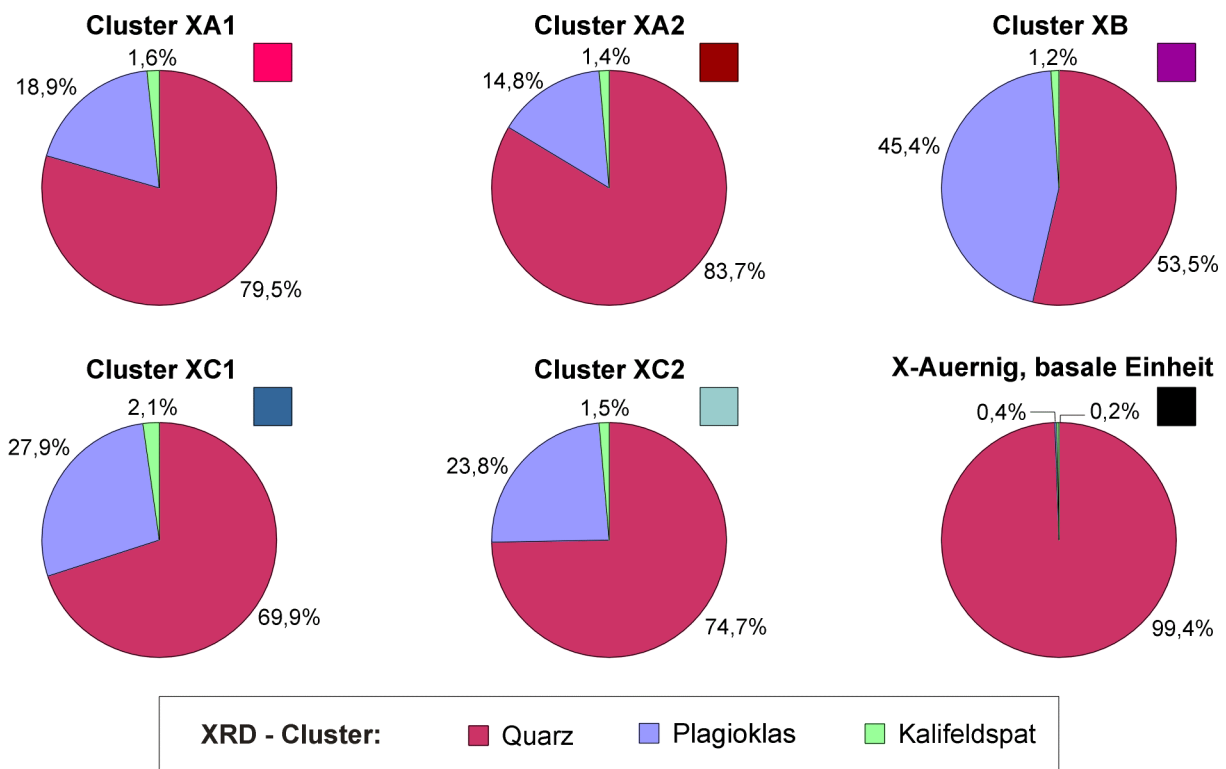


Abb. 7.1: Zusammensetzung der Clustergruppen in Sandsteinen der Hochwipfel-Formation sowie den Sandsteinen der Auernig-Formation und der basalen Einheit (Quadrat: Farbgebung der Clustergruppe in den Profilen).

Die erhaltenen Datensätze wurden wieder in idealisierter äquidistanter Abfolge für jedes Profil aufgetragen. Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat wurden als Anteile (in %) von QPK dargestellt. Im Verlauf des östlichen Profils Korpitschgraben - Suheljgraben zeigt sich eine relativ glatte Kurve (Abb. 7.2a), die anfangs in den basalen Bereichen und auch zum Ende erhöhte Quarz-Anteile zeigt. An der Basis handelt es sich um zwei Proben der „basalen Einheit“, die wohl nicht zur Hochwipfel-Formation gerechnet

werden dürfen. Nach einer sehr wechselhaften Sedimentationsphase, die sich in deutlich schwankenden Quarz-Gehalten zeigt, stellt sich im tieferen Abschnitt der oberen Profilhälfte eine ausgesprochen ruhige Phase ein, die durch sinusförmige, leicht schwankende Quarz-Gehalte geprägt ist. Nach einem erneuten Abfall des Quarz-Anteils geht der Trend in eine Quarz-Zunahme über. Das Ende der Profilfolge wird durch den stratigraphisch tiefsten Sandstein der Auernig-Formation gebildet, der wiederum eine sehr hohe Quarz-Führung zeigt. Plagioklas verhält sich aufgrund der geringen Bedeutung des Kalifeldspats komplementär hierzu. In einzelnen Niveaus kann aber eine geringe Zunahme des Kalifeldspat-Anteils erkannt werden. Im Proben-Niveau 8, 14, 16, 25, 29 und 36 erreicht Kalifeldspat zwischen 2,5 und 5 %. Der Verlauf des westlichen Profils Dreiländereck - Petelinjek zeigt im Gegensatz dazu andere Eigenschaften (Abb. 7.2b). Der Verlauf des Quarz-Gehalts ist generell unruhiger und die Schwankungs-Amplitude größer als im östlichen Profilschnitt. Im tiefsten Profil-Abschnitt scheint jedoch auch der Trend eines abnehmenden Quarz-Anteils erkennbar

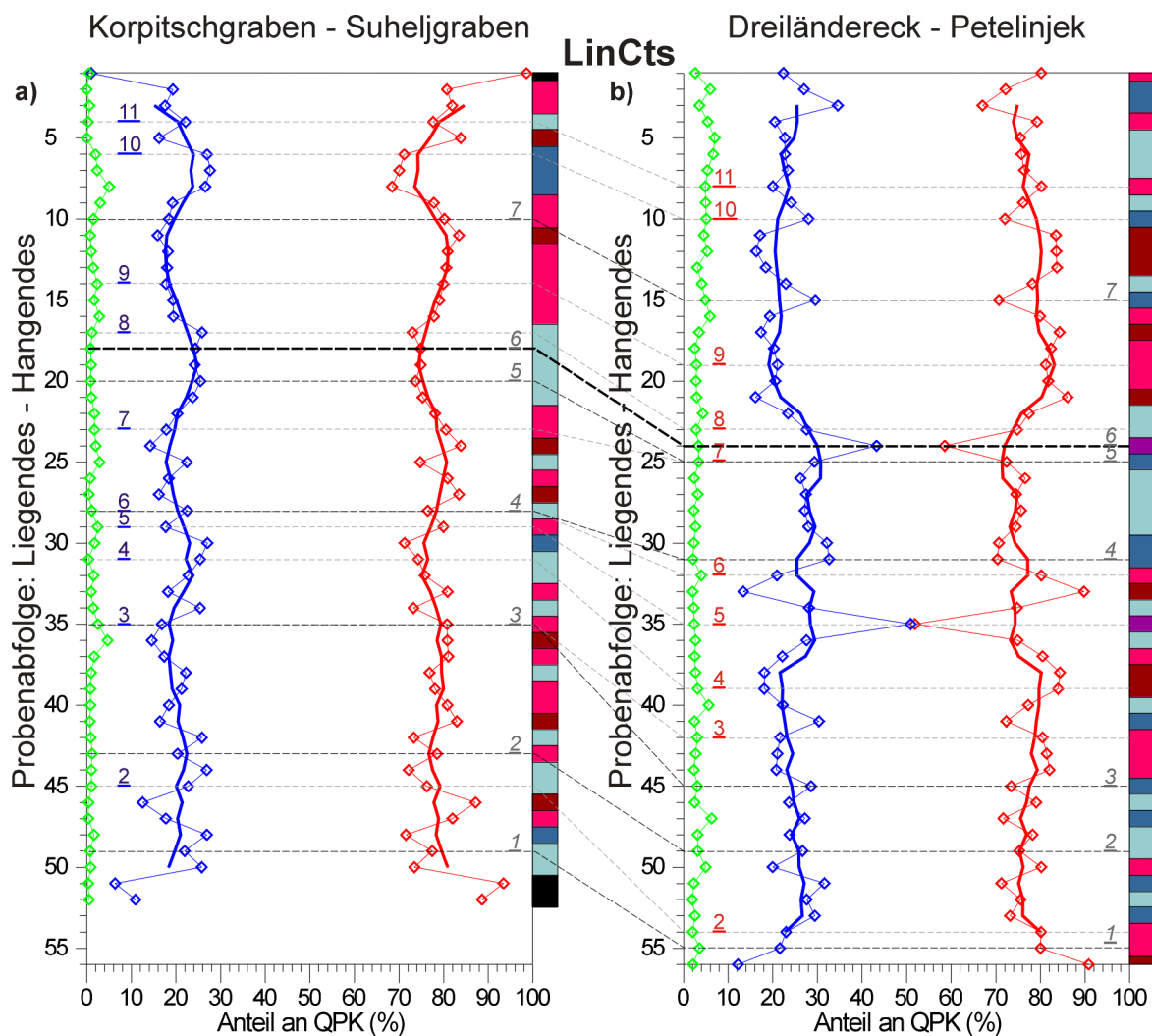


Abb. 7.2: Der Verlauf des Quarz- (Q, rot), Plagioklas- (P, blau) und Kalifeldspat-Gehalts (K, grün) (in % der Haupt-Peak-Counts, LinCts, von QPK) in den Profilschnitten Korpitschgraben – Suheljgraben (a) und Dreiländereck – Petelinjek (b) in idealisierter äquidistanter Abfolge; es wurde für Quarz und Plagioklas ein gleitender Durchschnitt über fünf Perioden überlagert; grau gestrichelte Niveaus mit blauen und roten Nummern entsprechen den lithostratigraphisch korrelierten Niveaus (vergleiche Abschnitt - Sedimentologie, Abb. 3.1), schwarz gestrichelte Niveaus mit grauen kursiven Nummern wurden über C_{org} korreliert (C_{org} -Haupt-Peak hervorgehoben).

zu sein. Die Schwankungen scheinen sich sehr schnell zu verstärken um im Niveau 35 zu einer extremen Quarz-Armut mit lediglich 50,1% zu führen. Der Plagioklas-Anteil steigt daher auch auf 49,3 % an. Möglicherweise handelt es sich um einen verstärkten Anteil vulkanogener Plagioklase (Eintrag von Tuffen oder Tuffiten). Die Schwankungen gehen rasch zurück, um im Proben-Niveau 24 nochmals einen deutlichen, wenn auch etwas schwächeren negativen Ausschlag im Quarz-Anteil (56,8 %) zu zeigen. Plagioklas erreicht hierdurch nochmals 41,5 %. Im oberen Abschnitt des Profils sinkt der Quarz-Gehalt im mittel leicht ab und der Plagioklas-Gehalt steigt folglich etwas an. Interessant ist aber auch die generelle Zunahme des Kalifeldspat-Gehalts in der oberen Profilhälfte. Während im unteren Teil nur in den Niveaus 40, 47 und 50 nennenswert Kalifeldspat auftritt (bis 4,6 %), liegt er in den Proben-Niveaus 1 bis 17 bei durchschnittlich 3 % und maximal bei etwa 5 %.

Die beiden Abfolgen lassen sich auf der Basis der XRD-Ergebnisse kaum korrelieren. Die beiden mittels der Kohlenstoff-Analytik korrelierten Proben-Niveaus 18 des östlichen und 24 des westlichen Profils fallen jedoch beide in ein Trend-Maximum des Plagioklas-Gehalts. Dies scheint die Korrelation durch die Lithostratigraphie und die

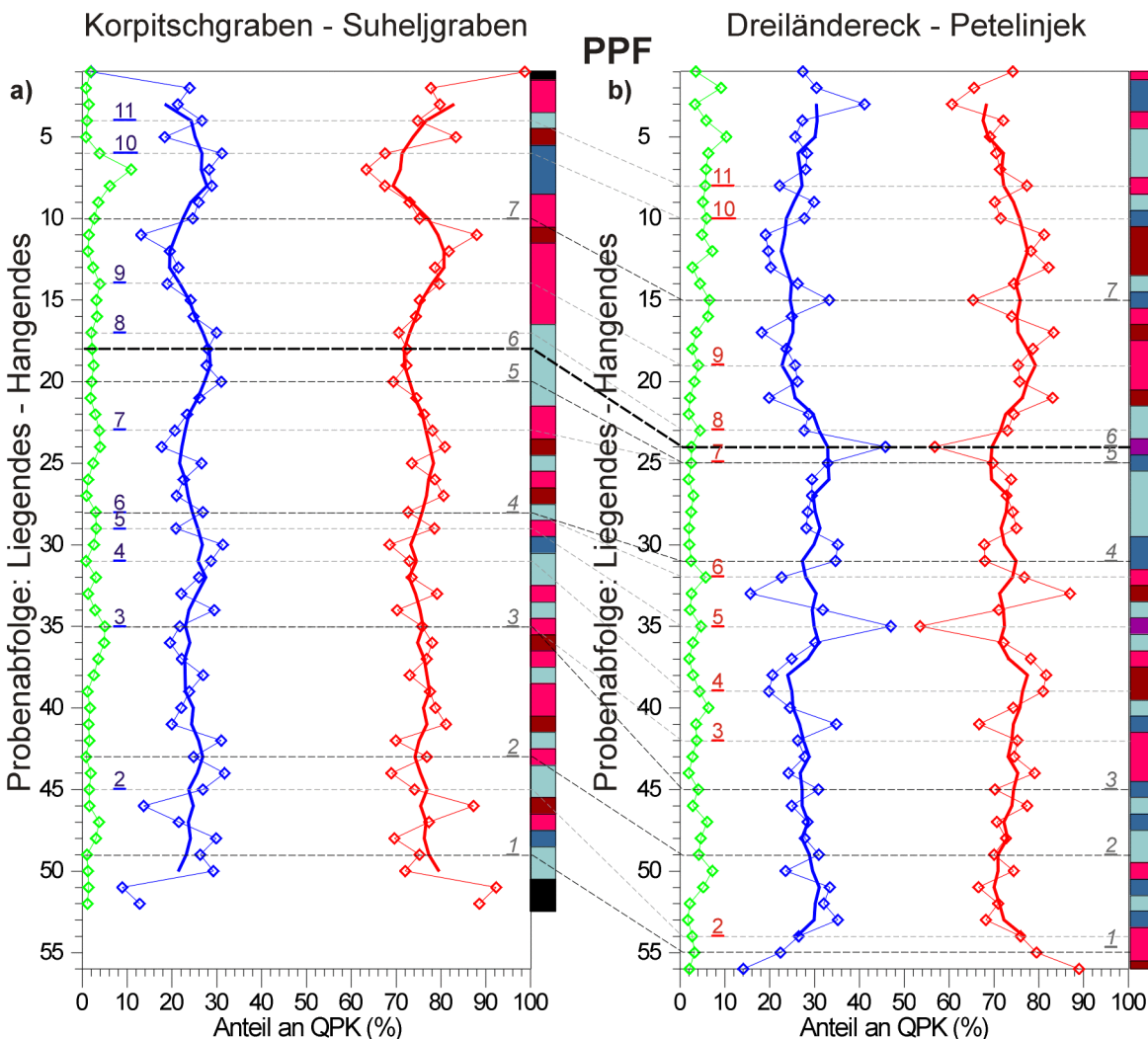


Abb. 7.3: Der Verlauf des Quarz- (Q, rot), Plagioklas- (P, blau) und Kalifeldspat-Gehalts (K, grün) wie in Abb. 7.2, jedoch unter Verwendung der Peak-Fläche („Peak Profile Fitting“; in % der Haupt-Peak-Fläche von QPK) in den Profilschnitten Korpitschgraben – Suheljgraben (a) und Dreiländereck – Petelinjek (b) in idealisierter äquidistanter Abfolge; Erläuterung siehe Abb. 7.2).

Kohlenstoff-Analytik zu bestätigen. Neben den beiden Abfolgen sind die zugehörigen Clustergruppen farblich getrennt ausgeschieden. Wie in der Abfolge der Petrofazies-Typen (Clustergruppen aus der Petrographie, Abschnitt 4.1 - Leichtmineral-Analyse) zeigt sich auch in der Abfolge der XRD-Cluster kein Entwicklungstrend und auch kein in beiden Profilen erkennbares Muster. Die Clustergruppe XA1 tritt wesentlich häufiger im Profil Korpitschgraben - Suheljgraben auf, wogegen die Clustergruppen XC1 + XC2 im westlichen Profil Dreiländereck - Petelinjek dominieren. Die beiden Proben-Niveaus 24 und 35 im westlichen Schnitt sind aber wohl auf zwei Abschnitte beschränkt, die zumindest von XC2, wohl aber auch von XC1 dominiert sind. Sie fallen damit in Phasen, die ohnehin bereits um etwa 10 % mehr Plagioklas aufweisen als die Clustergruppen XA1 und XA2. Dies scheint auf eine Veränderung in der Mischung und / oder Zusammensetzung der Liefergebiete hinzuweisen. Generell zeigt sich aber auch in den XRD-Daten eine Ereignis-dominierte Sedimentation, die im westlichen Profilschnitt deutlicher hervortritt als im östlichen Schnitt. Zudem scheint eine generell lateral voneinander abweichende Liefergebiets-Zusammensetzung oder Sediment-Mischung vorgelegen zu haben.

Bei Verwendung der Peak-Flächen („Peak Profile Fitting“, PPF) ergibt sich ein nahezu identisches Bild (Abb. 7.3). Für einfache und schmale Peaks entspricht das Intensitäts-Verhältnis der Komponenten praktisch dem Ergebnis aus der Flächenintegration (FERGUSON & BALL, 1987) und kann daher als Näherung verwendet werden. Bei geringen Konzentrationen zeigt das „Peak Profile Fitting“ jedoch bessere Ergebnisse als die Count-Methode. Der Kalifeldspat erreicht im Proben-Niveau 7 des Profils Korpitschgraben – Suheljgraben einen Maximalwert von 10,1 % entgegen 5,2 % LinCts. Das übrige Niveau der Kalifeldspat-Kurve liegt im höheren Profil-Abschnitt bei etwa 2%. Im westlichen Profil wird ebenfalls ein Maximalwert von 8,6 % erreicht (entgegen 5,3 % LinCts). Bei niedrigen und daher auch relativ breiten Peaks bietet sich folglich eine allgemeine Auswertung über das Peak Profile Fitting an.

Versuch einer Quantifizierung der PPF-Daten

Um neben einer rein qualitativen Aussage über die Verhältnisse der drei untersuchten Minerale eine Quantifizierung des absoluten Verlaufs der drei Größen über das Profil zu ermöglichen, wurden die Datensätze einer nachträglichen Korrektur unterzogen. Hierzu wurden aus den drei Mess-Chargen jeweils vier Proben ausgewählt, die möglichst extreme Zusammensetzungen aufweisen. Es wurden daher die Kombinationen $Q_{\max} - P_{\max}$, $Q_{\max} - P_{\min}$, $Q_{\min} - P_{\max}$ und $Q_{\min} - P_{\min}$ für jede Charge verwendet, um mit ihnen durch eine erneute Kalibrationsmessung und Peak Profile Fitting (PPF) separate Korrektur-Faktoren für Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat jeder Mess-Charge zu berechnen. Aus dem Ist-Wert (PPF_{ist}) der bereits abgeschlossenen Messungen und dem neuen Wert der Korrelations-Messungen (PPF_{soll}) wurden provisorische Korrektur-Faktoren $F_i = PPF_{\text{soll}, i} / PPF_{\text{ist}, i}$ für jede Mineralphase i gebildet. Aus den jeweils vier Korrektur-Faktoren jeder Charge und Mineral i wurde das arithmetische Mittel gebildet. So wurden demnach je Analyse-Gruppe drei Faktoren definiert. Werden die insgesamt zwölf Korrektur-Faktoren in einem $F_{\text{Plag}} - F_{\text{Quarz}}$ -Diagramm dargestellt, so sollte sich je Charge eine lineare Beziehung in der Nähe der Geraden durch den Ursprung mit der Steigung eins ergeben (Abb. 7.4). Für die Chargen S_2 und S_3 erfüllt die Ausgleichsgerade nahezu diese Bedingung. Die Charge S_1 zeigt deutlich zu hohe F_{Plag} -Faktoren und damit zu niedrige Plagioklas-Werte. Die Lage der angenommenen Korrektur-Faktoren ist durch ein Kreuz für jede Charge markiert. Diese Korrektur-Faktoren wurden auf die Ursprungs-Datensätze angewandt und aus den Ergebnissen eine korrigierte XRD-Profilabfolge erstellt. Sie ist jedoch stark von den verwendeten

Korrekturfaktoren abhängig und soll daher nur als ergänzende Darstellung zu den

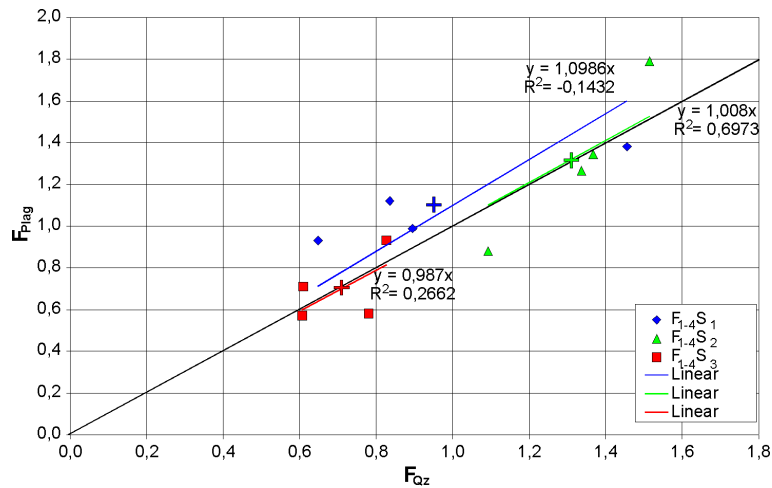


Abb. 7.4: Korrelations-Faktoren aus der Kreuzkorrelation der vier Faktoren F_{1-4} aus den verschiedenen Mess-Chargen S_1 bis S_3 ; Kreuze = verwendete Korrektur-Faktoren.

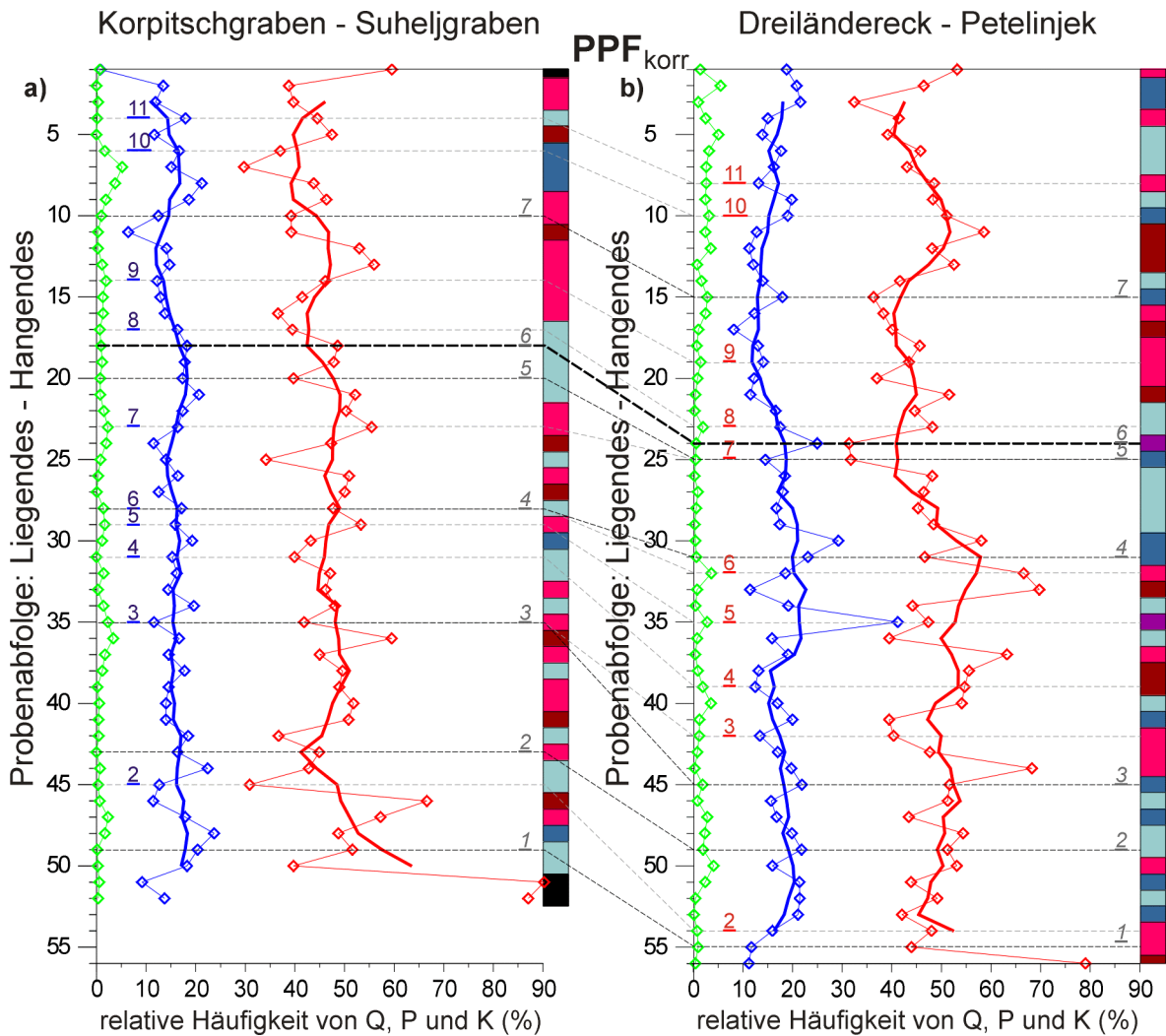


Abb. 7.5: Der Verlauf des Quarz- (Q, rot), Plagioklas- (P, blau) und Kalifeldspat-Gehalts (K, grün) wie in Abb. 7.3, jedoch nach Korrektur der Peak-Fläche (PPF_{korr} ; in Flächeneinheiten der Haupt-Peak-Fläche) in den Profilschnitten Korpitschgraben – Suheljgraben (a) und Dreiländereck – Petelinjek (b) in idealisierter äquidistanter Abfolge; Erläuterung siehe Abb. 7.2).

vorhergehenden Diagrammen vorgestellt werden. Für eine verlässliche Quantifizierung mittels der Rietveld-Methode (vgl. WARD et al., 1999) müßten bei stabilen Geräteparametern Eichkurven für die betrachteten Mineralphasen erstellt werden. Die im tiefsten Abschnitt des östlichen Profils erkannte Tendenz zu abnehmenden Quarz-Gehalten zeigt sich auch im korrigierten PPF_{korrr}-Diagramm (Abb. 7.5a). Die markanten Peaks des Kalifeldspat-Gehalts bleiben ebenfalls erhalten. Das gemittelte Maximum im Plagioklas-Gehalt bei den Proben-Niveaus 18 und 24 der beiden Profil-Schnitte hat sich dagegen etwas abgeschwächt, ist aber dennoch erkennbar geblieben. Die Plagioklas-reichen Schüttungen im westlichen Profil Dreiländereck – Petelinjek zeigen eine prägnante abnehmende Tendenz zum Hangenden, was mit dem Nachlassen einer diskreten Sedimentquelle erklärt werden kann. Beide Profile zeigen wiederum stark wechselnde Gehalte an Plagioklas und Quarz und keine Korrelation oder Trend. Eine vergleichbare, stark schwankende Abfolge wurde auch innerhalb der Petrographie (Abschnitt 4.1) erkannt. Insbesondere die Quarz-reichen Schüttungen im Proben-Niveau 32 und 33 des westlichen Profils lassen sich auch in der Petrographie wiedererkennen. In den höheren Anteilen dieses Profils nimmt der Plagioklas-Gehalt leicht, aber stetig, zu. In den tieferen Bereichen von Abb. 7.5b zeigt sich in der gemittelten Kurve eine Wiederholung der Abnahme des Plagioklas-Gehalts, welche die Quarz-Kurve nicht betrifft.

7.1.3 Diffraktogramme paläozoischer Sedimentgesteine der Westkarawanken

Nachfolgend sollen charakteristische und stark voneinander abweichende Diffraktogramme vorgestellt und erläutert werden. Die Abfolge der Hochwipfel-Formation wird einerseits von Quarz-reichen Sandsteinen bestimmt, die ansonsten einen gering ausgeprägten Mineral-Bestand vorweisen (Abb. 7.6). Das Diffraktogramm wird daher auch vom Quarz (101) – Peak bestimmt, neben dem ein Doppel-Peak von Tief-Albit erkannt werden kann. Kalifeldspat ist in diesem Fall nicht erkennbar. Als meist sehr schwach ausgeprägter Peak tritt Chlorit in Erscheinung. Neben diesen mehr oder weniger Quarz-reichen Sandsteinen treten insbesondere im Aufschluß-Bereich

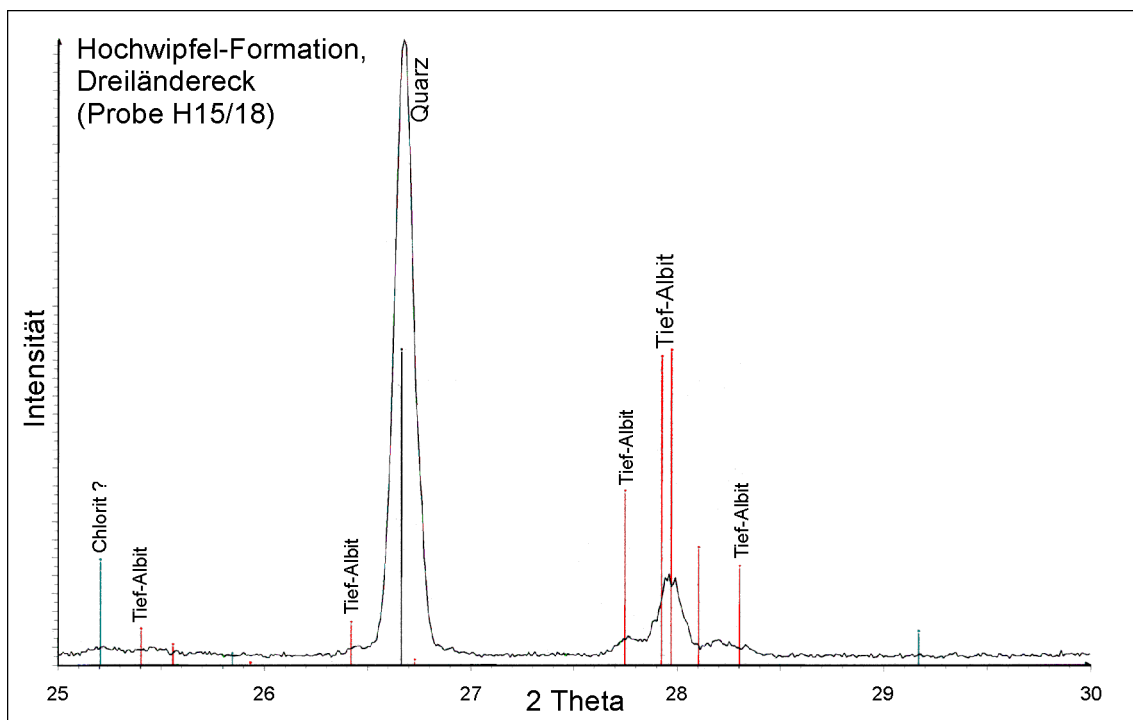


Abb. 7.6: Diffraktogramm eines ausgesprochen Quarz-reichen Sandsteins der Hochwipfel-Formation (Proben-Niveau 33, Dreiländereck - Petelinjek).

Dreiländereck aber auch sehr Plagioklas-reiche Varietäten auf. In Abb. 7.7 ist ein Diffraktogramm aus dem Proben-Niveau 24 dargestellt, das auch das C_{org} - Korrelations-Niveau darstellt. Neben einem scharfen Quarz-Peak zeigt sich ein fast gleich hoher Plagioklas-Peak von Tief-Albit. Des weiteren kann auch deutlich ein Mikroklin-Peak erkannt werden. Er besteht meist aus einem Doppel-Peak, in diesem

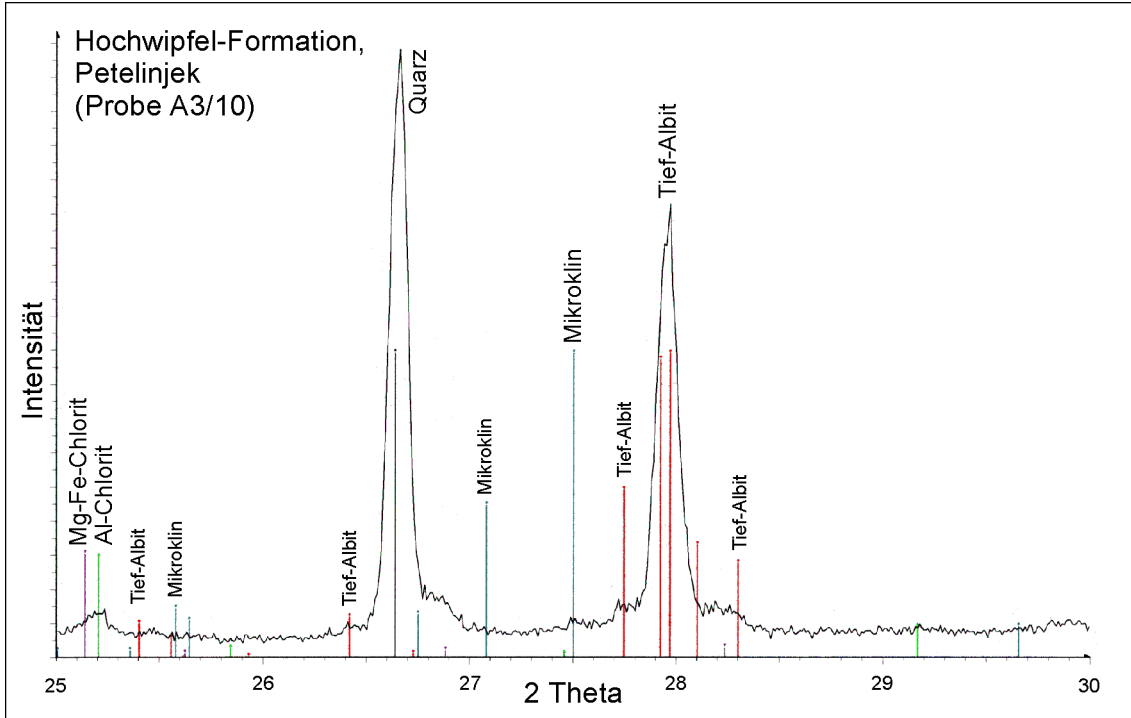


Abb. 7.7: Diffraktogramm eines ausgesprochen Plagioklas-reichen Sandsteins (tuffitisch ?) der Hochwipfel-Formation (Proben-Niveau 24, Dreiländereck - Petelinjek).

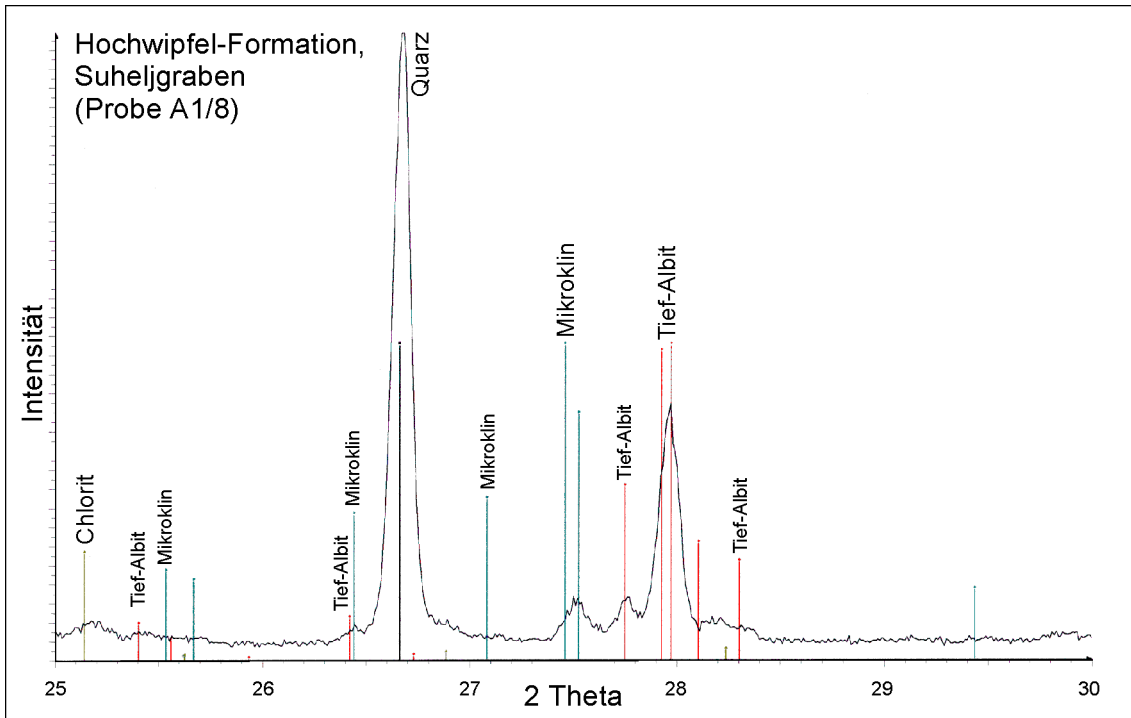


Abb. 7.8: Diffraktogramm eines relativ Kalifeldspat-reichen Sandsteins der Hochwipfel-Formation (Proben-Niveau 8, Korpitschgraben – Suheljgraben).

Fall aber konnte durch einen einfachen Peak eine bessere Anpassung erreicht werden. Sehr deutlich treten auch unterschiedliche Chlorit-Typen in Erscheinung. Sie verraten sich im Gegensatz zu Chlorit-Mineralen eines einzelnen Typs durch einen sehr breitgezogenen Peak-Hügel, der teilweise eine einseitig verstellte Flanke zeigt. Es handelt sich in diesem Fall möglicherweise um eine Kombination von Mg-Chlorit und Al-Chlorit oder um „mixed layer“-Minerale. Ein geringer Calcit-Gehalt verrät sich unter Umständen in den gering erhöhten Count-Intensitäten knapp unterhalb $2\theta = 30^\circ$. Als dritte charakteristische Ausbildung der Hochwipfel-Formation hinsichtlich der XRD-Analysen müssen Kalifeldspat-reiche Sandsteine angesehen werden (Abb. 7.8). Mikroklin weist fast immer einen charakteristischen Doppel-Peak auf (BAYLISS et al., 1986). Anorthoklase treten nur sehr selten auf, können aber im selben 2θ -Bereich wie Mikroklin liegen (Datenbank Programm EVA (Bruker); BAYLISS et al., 1986). Ansonsten wurden gelegentlich Orthoklase bestimmt, die aber in fast allen Fällen sehr geringe Intensitäten aufweisen. Weiterhin konnte wieder Chlorit nachgewiesen werden. Er kommt in fast allen analysierten Proben in recht unterschiedlicher Konzentration und Zusammensetzung vor. Meist handelt es sich wie in Abb. 7.7 aber um „mixed-layer“-Minerale (oder auch Mg- und/oder Al-Chlorite ?).

Im Profil Korpitschgraben - Suheljgraben treten an der Basis des Profils feinkörnige und tektonisch beanspruchte Sandsteine auf, die nicht ohne weiteres als Hochwipfel-Sandsteine bezeichnet werden können. Sie wurden daher mit dem Begriff „basale Einheit“ versehen. In ihrem Diffraktogramm dominiert Quarz sehr deutlich (Abb. 7.9) und es kann kein Chlorit erkannt werden. Kalifeldspat und Mikroklin im speziellen ist ebenfalls nicht nachzuweisen. Um diese Sandsteine von denen der Hochwipfel-Formation abzutrennen, kann also nur das Quarz-Plagioklas (Tief-Albit) -Verhältnis verwendet werden. Mit 91,4 % Quarz liegt die Probe H9/27 nur wenig über dem Wert des Quarz-reichsten Sandsteins der Hochwipfel-Formation (87,1 %). Im Vergleich der korrigierten absoluten PPF-Werte zeigt sich aber eine sehr deutliche Trennung der „basalen Einheit“ mit 701 gegen den Hochwipfel-Sandstein mit 517 Flächeneinheiten.

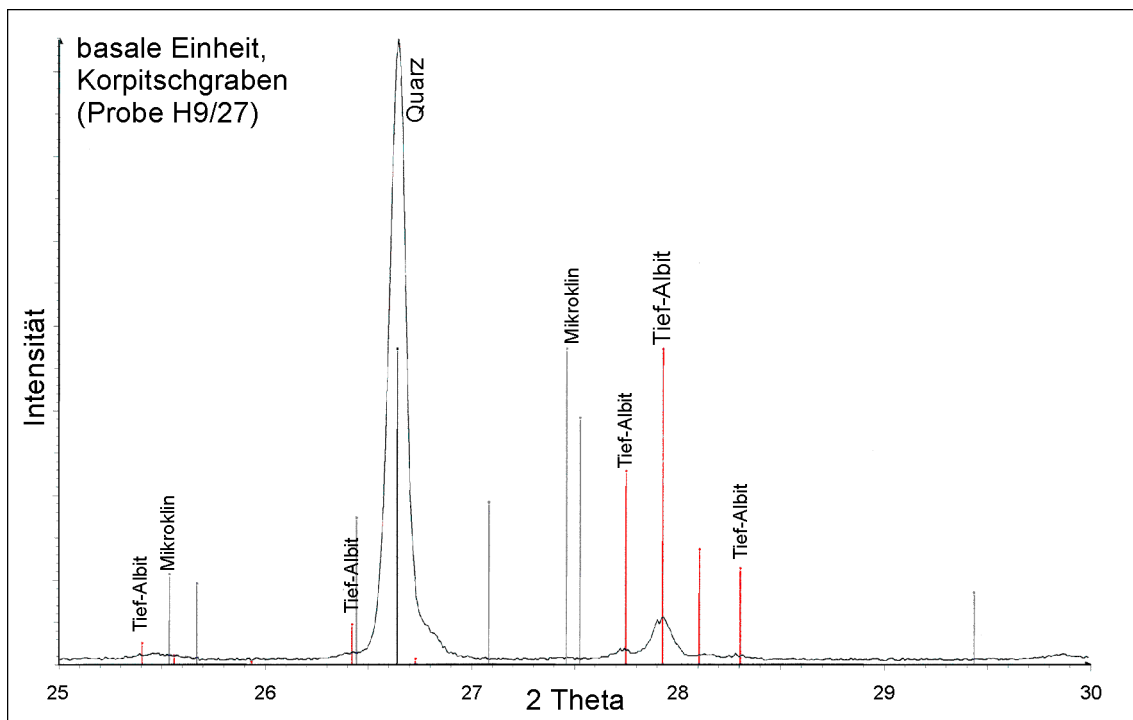


Abb. 7.9: Diffraktogramm eines Quarz-reichen Sandsteins der „basalen Einheit“ (Proben-Niveau 51, Korpitschgraben – Suheljgraben).

Das häufige Fehlen von Chlorit (oder "mixed-layer"-Mineralen) scheint ebenfalls für eine eigenständige Einheit zu sprechen, da dieser in den Hochwipfel-Sandsteinen fast immer vorhanden ist. Abb. 7.10 zeigt das Diffraktogramm einer weiteren Sandstein-Probe aus der „basalen Einheit“ (Himmelberg-Sandstein, Oberordovizium ?). Sie zeichnet sich durch einen hohen Anteil möglicherweise neugesprosser Hellglimmer (Muskowit) aus. Das Gestein zeigt eine Foliation mit leichter Fältelung. Die Hellglimmer-Plättchen sind auf den Foliationsflächen angereichert. Chlorit ist neben Muskowit ebenfalls verbreitet. Tief-Albit tritt ebenfalls auf und überwiegt gegenüber dem nur äußerst gering vorhandenen Mikroklin. Die postulierte Sprossung von Muskowit und eine eventuell vorangegangene diagenetische bis hochdiagenetische authigene Chlorit-Bildung führe ich auf eine variszische Metamorphose der tiefstgelegenen Einheiten zurück, die wohl nicht das direkte ehemalige Unterlager der jüngeren paläozoischen Sedimente darstellen.

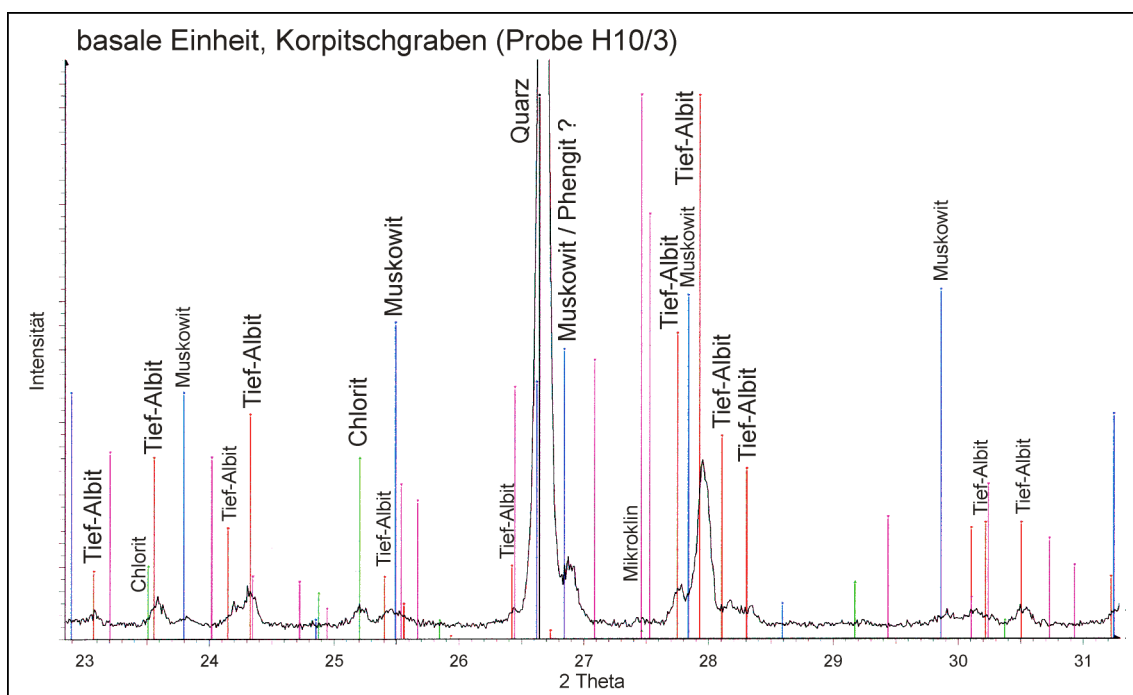


Abb. 7.10: Diffraktogramm eines metamorph überprägten, Muskowit-führenden Quarz-reichen Sandsteins der „basalen Einheit“ (Ordovizium ?; Korpitschgraben – Suheljgraben).

Die Sandsteine der Auernig-Formation im Suheljgraben weisen einen äußerst hohen Quarz-Gehalt auf (Abb. 7.11). Daneben treten vor allem Muskowit und Pyrophyllit in Erscheinung. Der Muskowit ist detritischer Natur und ist weitaus gröber ausgebildet als der Pyrophyllit, welcher als tektonische, dynamometamorphe Neubildung angesehen werden kann. Gegen eine regionalmetamorphe Genese spricht das Fehlen von Pyrophyllit in benachbarten ähnlichen Gesteinen im Liegenden der Auernig-Formation. Als Ursache können intensiver Scherbewegungen und/oder thermische Einwirkungen (durch hydrothermale Fluide ?) während der tertiären Tonalit-Intrusion vermutet werden. Ein geringer Mikroklin-Peak und ein Albit-Peak können ebenfalls erkannt werden. Das scheinbare Auftreten von Augit konnte auf anderem Weg (z. B. lichtoptisch) nicht nachgewiesen werden. Nahezu reine Quarz-Arenite der Auernig-Formation treten auch im Jesenicatal nördlich von Jesenice (Slowenien) auf (Abb. 7.12). In diesen Sandsteinen sind weder nennenswerte Mengen an Plagioklas (Tief-Albit) oder Mikroklin

noch eine größere Führung an detritischem Muskowit oder eine Neubildung von Pyrophyllit zu erkennen.

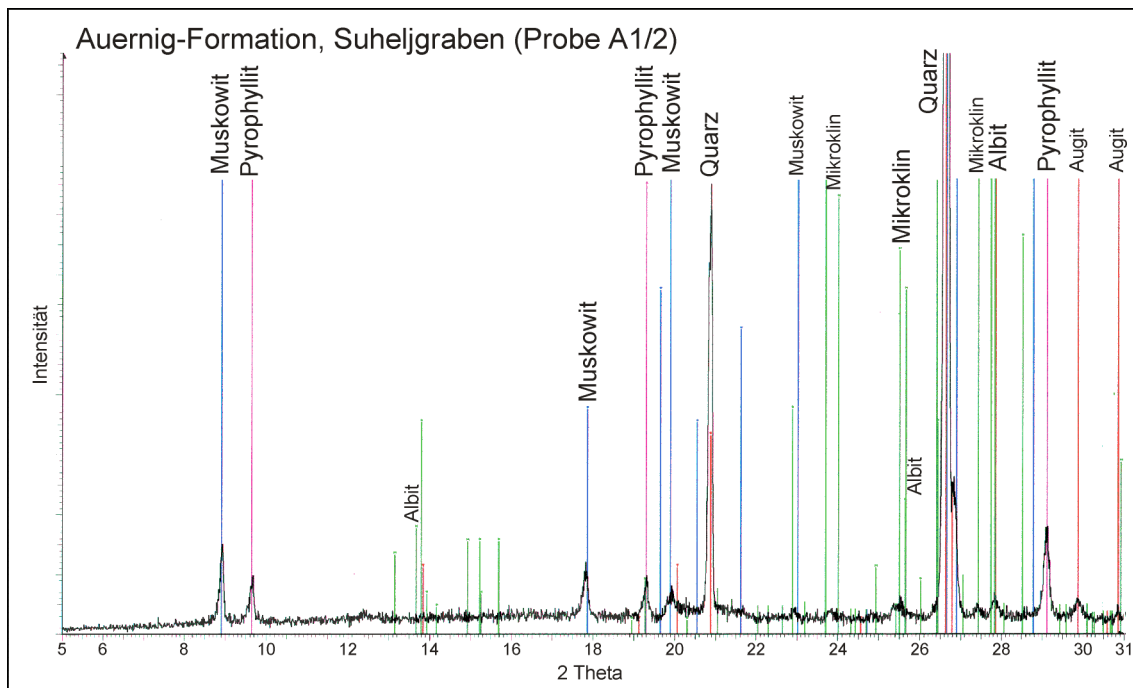


Abb. 7.11: Diffraktogramm eines sehr Quarz-reichen Sandsteins der Auernig-Formation (Proben-Niveau 1, Korpitschgraben - Suheljgraben); die Spitze des Quarz-Peaks ist abgeschnitten.

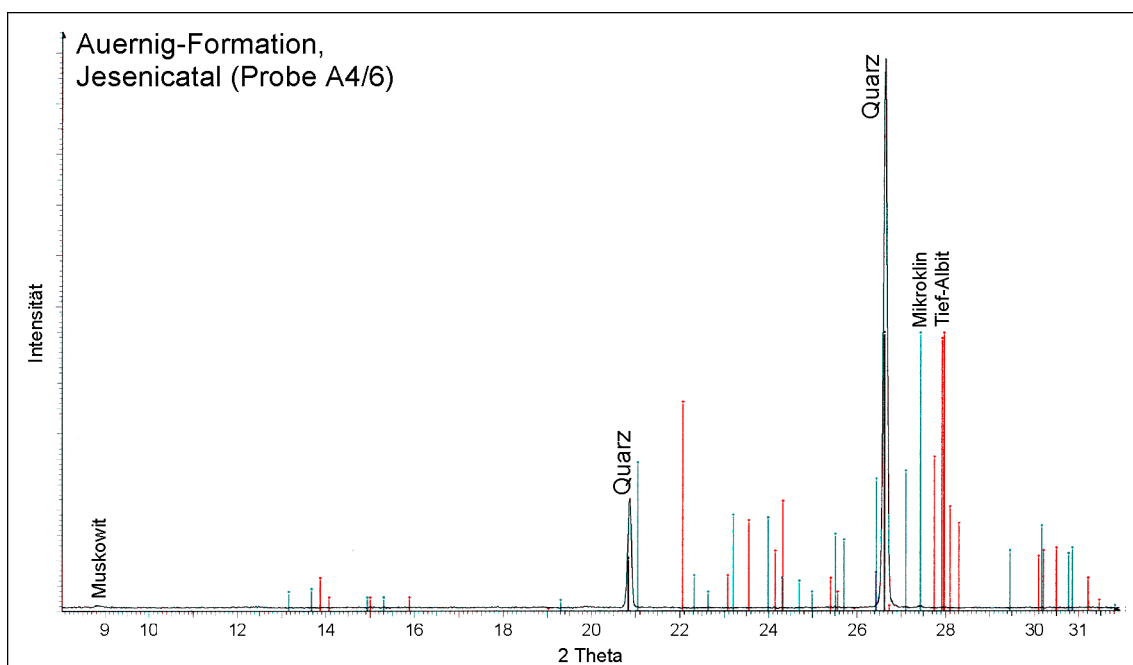


Abb. 7.12: Diffraktogramm eines Quarz-Arenits der Auernig-Formation (Jesenicatal, Slowenien).

Im Bereich des Fußes der Westkarawanken treten westlich des Eingangs in den Korpitschgraben grüne, geschieferte Siliziklastika auf, die sich ansonsten in den Westkarawanken nicht noch einmal nachweisen lassen. Im Diffraktogramm tritt neben Quarz auch Tief-Albit auf, jedoch ist der recht hohe Gehalt an Chlorit und Muskowit charakteristisch (Abb. 7.13). Diese sehr homogenen Gesteine befinden sich

stratigraphisch unter Kalkknollenschiefern und Kalken des Obersilur sowie über den Sandsteinen der „basalen Einheit“, bei denen es sich wahrscheinlich um Äquivalente der oberordovizischen Himmelberg-Sandsteine handelt, (vergleiche Abschnitt 2.5 stratigraphische Entwicklung). Es könnte sich aufgrund der stratigraphischen Position um überprägte Vulkanite aus dem Oberordovizium handeln, die mit Paläovulkaniten der Magdalensberg-Fazies (NEUBAUER, 1984) assoziiert werden könnten.

In naher Nachbarschaft befinden sich rote bis rotviolette, schiefrige Tonsteine und Tonschiefer. Das Diffraktogramm zeigt einen relativ hohen Quarz-Gehalt bei einem geringen Anorthit-reichen Plagioklas-Anteil und einem recht hohen Mikroklin-Gehalt, verglichen mit dem Plagioklas (Abb. 7.14). Zudem können auch sehr hohe Peaks von

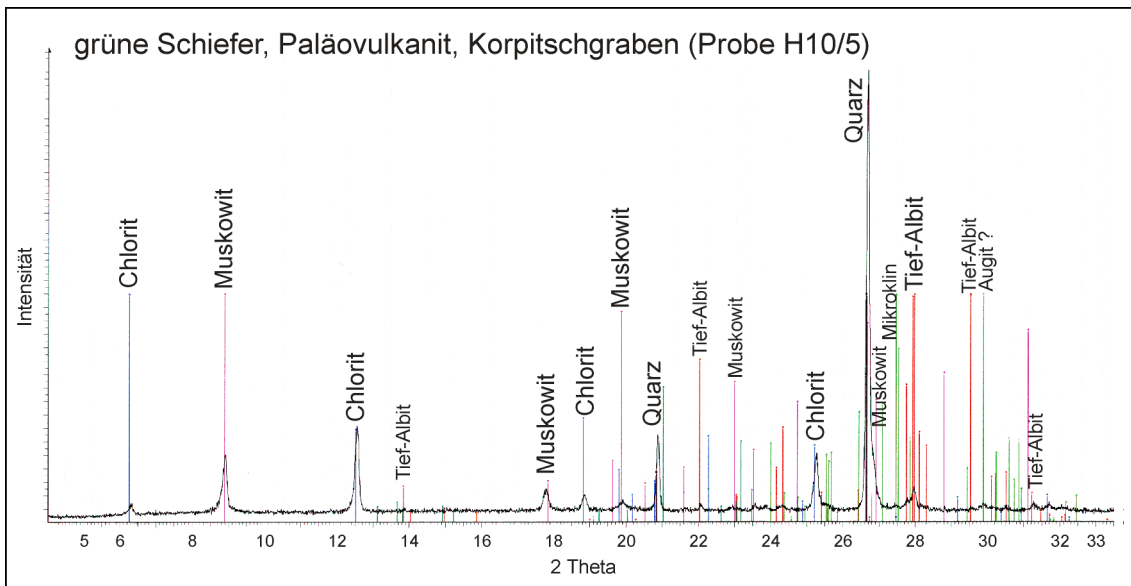


Abb. 7.13: Diffraktogramm grüner geschieferter und sehr homogener Siliziklastika mit relikhaft auftretendem Augit (Korpitschgraben).

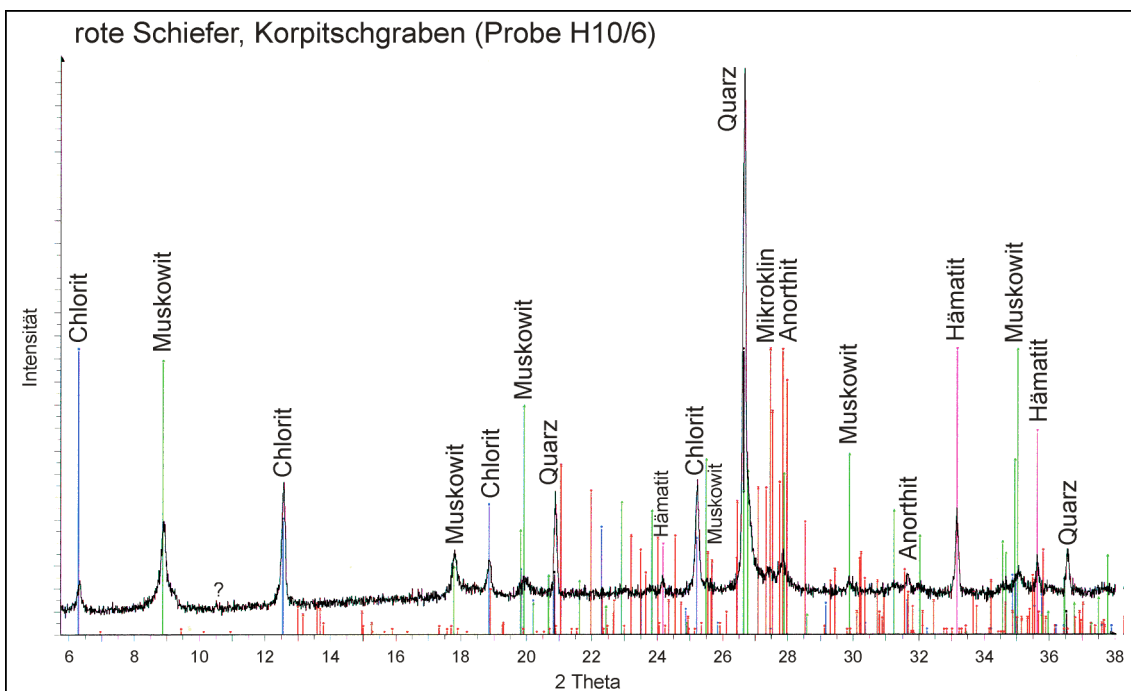


Abb. 7.14: Diffraktogramm roter bis rotvioletter, leicht geschieferter Tonsteine sowie Tonschiefer mit viel Muskowit, Chlorit und Hämatit (Korpitschgraben).

Chlorit und Muskowit erkannt werden. Auffallend ist die hohe Hintergrundstrahlung, die durch einen hohen Fe-Gehalt im Gestein verursacht wird (Fe-Fluoreszenzstrahlung durch Cu-Röhre). Dieser Fe-Gehalt findet sich im Hämatit wieder. Diese roten Schiefer beschreibt auch HERITSCH (1943) aus dem höheren Ordovizium bis Untersilur der Karnischen Alpen. Neben rein siliziklastischen Gesteinen sind in den Westkarawanken aber auch karbonatische Schiefer und teils kieselige Kalkschiefer des Unterdevon vertreten. Diese Gesteine zeigen eine ausgesprochen starke tektonische und dynamometamorphe Überprägung. Im Diffraktogramm der karbonatischen Schiefer des Feistritzgrabens (Abb. 7.15) tritt neben Calcit bei $29,4^\circ$ überraschend viel Quarz auf. Der Calcit-Peak kann jedoch durch die Einregelung von Rhomboeder-Mikrolithen etwas überbetont sein. Sehr auffällig in dieser Probe ist wiederum der Chlorit-Gehalt, zusammen mit Muskowit und Pyrophyllit. Muskowit (Serizit) und Pyrophyllit können als dynamometamorphe Neubildungen angesehen werden, die auf intensive tektonische Bewegungen an der Basis der Westkarawanken im Umfeld der Periadriatischen Naht und schwache thermische Einflüsse infolge der tertiären Intrusion der Tonalit-Lamelle von Finkenstein zurückzuführen sind.

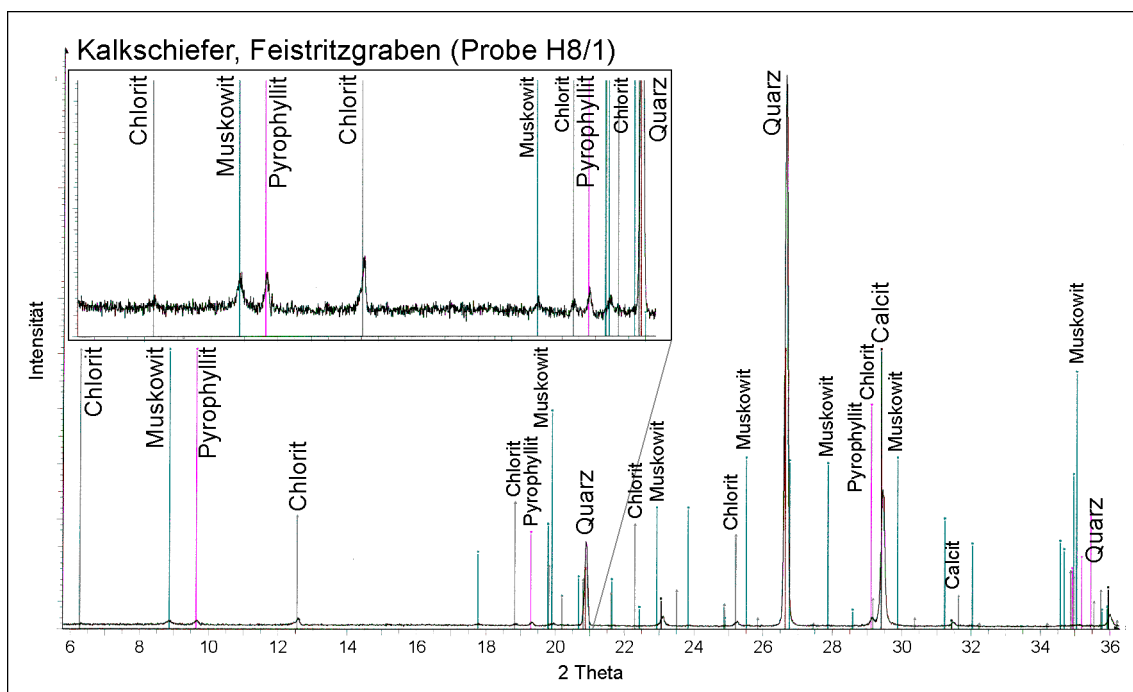


Abb. 7.15: Diffraktogramm metamorph überprägter, graurötlicher, leicht kalkiger Quarz-Schiefer („Proto-Kalksilikate“) mit Muskowit, Pyrophyllit und Chlorit (Feistritzgraben).

Neben diesen Quarz-reichen, nur leicht kalkigen und ansonsten kieseligen Schiefen kommen im Kokragaben in den westlichen Westkarawanken sehr karbonatreiche und meist bunte (grüne und rote), stark überprägte Kalkschiefer vor (Abb. 5.16). Sie sind durch ihren extrem hohen Calcit-Peak bei $29,43^\circ$ gekennzeichnet, zu dem in den grünlichen Varietäten in wechselnden Mengen auch Quarz hinzutreten kann. Charakteristisch ist aber auch hier ein sehr hoher und schon makroskopisch erkennbarer Muskowit-Gehalt (Serizit), der im Diffraktogramm durch Chlorit ergänzt wird. Pyrophyllit kommt in diesen Typen nicht vor. Das Auftreten von Pyrophyllit wird durch den Al-Gehalt der Edukte gesteuert. Er ist nach SPEAR (1995) auf Metapelite mit hohem Al-Gehalt beschränkt und kommt nach YARDLEY (1995) zusammen mit Chlorit häufig in niedriggradigen Metamorphiten der Mittel- bis Hochdruck-Metamorphose vor. Aufgrund der geringen Temperaturen der Abbau-Reaktionen: Fe-Chlorit + Pyrophyllit →

Fe-Chloritoid + Quarz (bei $T < 350\text{ °C}$ im KFLASH-System; SPEAR, 1995) und Pyrophyllit \rightarrow Kyanit/Andalusit + Quarz + H_2O ($T \approx 400\text{-}450\text{ °C}$ im KFMASH-System; SPEAR, 1995) ist die Stabilität des Pyrophyllits auf eine sehr niedriggradige Regionalmetamorphose (möglicherweise mit einer leichten thermischen Überprägung durch tektonische Prozesse oder die Tonalit-Intrusion) der Al-reichen Ausgangsgesteine bei geringen Drucken beschränkt. Nach LÄUFER et al. (1997) liegt die untere Stabilität von Pyrophyllit bei $T \approx 270\text{ °C}$. Ihre Bildung entspricht dann möglicherweise den Pyrophylliten der Quarz-reichen Sandsteine der Auernig-Formation. Die Hochwipfel-Sandsteine besitzen unter Umständen nicht den notwendigen Al-Gehalt und/oder wurden in geringerem Maße tektonisch überprägt.

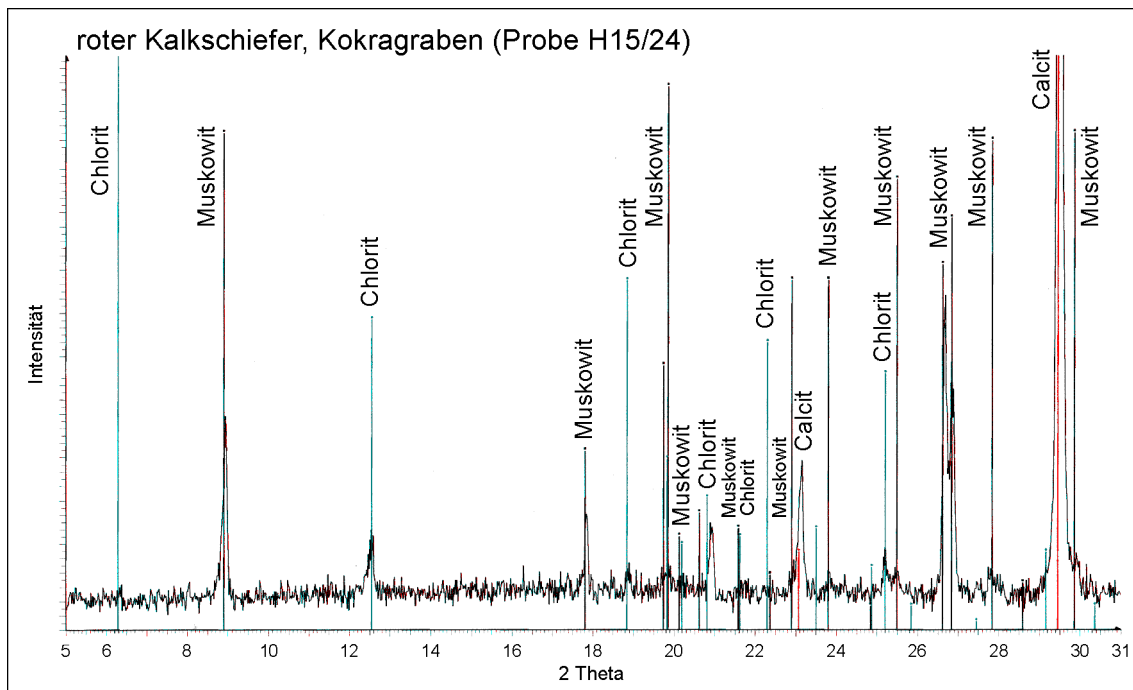


Abb. 7.16: Diffraktogramm roter, stark überprägter Kalkschiefer mit viel Calcit, Muskowit und Chlorit (Kokragraben; die Spitze des Calcit-Peak ist abgeschnitten).

7.1.4 Fazit

Mit Hilfe der Röntgen-Pulverdiffraktometrie können siliziklastische Sedimentgesteine relativ schnell und genau qualitativ und auch semiquantitativ auf ihren Mineral-Bestand untersucht werden. Die Minerale Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat sind wichtige und kennzeichnende Parameter in den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation und sollten Eigenschaften und Änderungen in der Zusammensetzung der Liefergebiet und des Sedimentationsverlaufs aufzeigen. Daneben treten in fast allen Proben Chlorite oder „mixed-layer“-Minerale auf. Es handelt sich möglicherweise um Mg- und/oder Al-Chlorite. Detritische Muskowite und Hellglimmer-Neubildungen kommen in den meisten Hochwipfel-Sandsteinen lediglich in röntgenographisch nicht nachweisbarer Menge vor, konnten aber im Dünnschliff erkannt und für mineralchemische Analysen konzentriert werden. Die semiquantitativen Mineral-Verhältnisse aus der Bestimmung der Haupt-Peak-Counts und dem Peak Profile Fitting der Haupt-Modi Quarz, Albit und Mikroklin lassen eine Darstellung der Hochwipfel-Sandsteine in Form einer idealisierten äquidistanten Abfolge der Datensätze zu. Durchschnittlich liegt der Quarz-Gehalt bei etwa 76 % im Osten und 72 % im Westen. Bei Plagioklas zeigt sich ein Gehalt von circa 22 % im Osten und etwa 26 % im Westen. Im Profil Korpitschgraben - Suheljgraben beginnt die Sedimentation etwas Quarz-reicher und geht in einen schwankenden

Verlauf über. Dieser relativ ruhigen Entwicklung im östlichen Profil steht eine stärker akzentuierte Entwicklung im westlichen Profil Dreiländereck - Petelinjek gegenüber. Dort treten mehrere Niveaus mit stark erhöhtem Tief-Albit-Gehalt mit bis zu knapp 50 % auf. Sie sind möglicherweise intensiven magmatischen Ereignissen zuzuordnen, die zum Hangenden hin weniger häufig auftreten. Eine direkte Korrelation der beiden Profile ist lediglich über durchschnittlich etwas erhöhte Albit-Gehalte im C_{org} -Niveau 18-24 (E-W) möglich. Die Sedimentation scheint (vergleiche Abschnitt 4 - Petrographie) in beiden Abschnitten voneinander abweichend verlaufen zu sein. Die auf die Ergebnisse der PPF-Daten aus den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation angewandte Korrektur-Rechnung zeigt sehr stark schwankende Kurvenverläufe, die sich ebenfalls nicht korrelieren lassen, wobei aber das Quarz-Maximum im westlichen Profil sich in der Petrographie (vgl. Abschnitt 4.1 - Leichtmineral-Analyse) wiederfinden lässt. Die Sandsteine der Auernig-Formation sind dagegen generell sehr Quarz-reich und führen viel detritischen Muskowit und neu gesprossenen Pyrophyllit. In den metamorph überprägten ebenfalls Quarz-reichen Sandsteinen der „basalen Einheit“ (Himmelberg-Sandstein, Ordovizium) fehlt dagegen Pyrophyllit, dafür tritt meist Chlorit hinzu. Die Pyrophyllit-Bildung scheint demnach hauptsächlich durch den Al-Gehalt des Ausgangsgesteins gesteuert zu werden und möglicherweise sekundär durch tektonische Prozesse verstärkt zu werden. Im Altpaläozoikum treten ansonsten Chlorit-reiche und möglicherweise Augit-führende Paläovulkanite in Magdalensberg-Fazies (Oberordovizium), rote Hämatit-reiche Schiefer und überprägte Serizit- oder Pyrophyllit- und Chlorit-führende Kalkschiefer des Unterdevon auf.

7.2 Illitkristallinität

Röntgendiffraktometrische Daten des Tonminerals Illit werden als Indikator für diagenetische und niedrigmetamorphe Überprägungen in Sedimenten verwendet (TUCKER, 1996). Im Übergang von der Diagenese zur Anchimetamorphose zeigt Illit eine Zunahme des Kristallinitätsgrades und eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung. Die chemische Veränderung betrifft nach DUNOYEZ DE SEGONZAC (1970) das Al/(Fe + Mg)-Verhältnis, welches bei steigendem Metamorphosegrad ansteigt. Die Bezeichnung Illit wurde von ŚRODOŃ & EBERL (1984) für Minerale der Glimmer-Gruppe in Tonmineralgröße eingeführt, die für gewöhnlich in pelitischen Sedimenten auftreten. Nach ŚRODOŃ & EBERL (1984) gelten nicht-expandierende, dioctaedrische, Al- und K-reiche Glimmer-artige Minerale als Illite, die in der Tonmineral-Fraktion (< 2 µm; < 4 µm nach ŚRODOŃ & EBERL, 1984) auftreten. Illit/Smektit-Wechselagerungs-Minerale expandieren und gehören somit zusammen mit den trioktaedrischen Illiten, den Glaukoniten und anderen nicht zu der Gruppe der Illite *sensu stricto* (ŚRODOŃ & EBERL, 1984).

Chemische Formel wichtiger Tonminerale (RÖSLER, 1979):

Illit: $(K, H_3O)Al_2[(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$, "Hydromuscovit", dioctaedrisch;
 Substitution von Al^{3+} durch Mg^{2+}, Fe^{2+} in den Oktaederschichten möglich, weniger tetraedrisch gebundenes Al^{3+} , Defizit im K^+ -Gehalt, Einbau hydratisierter Ionen und von H_2O in die Zwischenschicht und damit Übergänge zu den Montmorilloniten (FLEHMIG & LANGHEINRICH, 1974).

Montmorillonit: $(Al_{1,67}, Mg_{0,33})[(OH)_2/Si_4O_{10}]^{0,33-} \times Na_{0,33}(H_2O)_4$, dioctaedrisch
 Kaolinit: $Al_4[(OH)_8/Si_4O_{10}]$, dioctaedrisch

Die Röntgendiffraktometrie ist die wichtigste Analysetechnik für die Bestimmung der Tonminerale, sowohl in Tonsteinen als auch in der Matrix von Sandsteinen (z.B. TUCKER, 1996). Das Prinzip der Röntgendiffraktometrie von Tonmineralen entspricht dem des Gesamtgesteinspulvers. Generell können Tonminerale nach der Genese getrennt werden. Sie können Primärbildungen sein, die aus einem Liefergebiet stammen und im Ablagerungsmilieu stabil sind. Es kann sich aber auch um Neubildungen handeln, die sich erst *in situ* im Ablagerungsraum gebildet haben. Letztlich können Umwandlungen stattgefunden haben, die z.B. durch Ionenaustausch die primären Tonminerale verändert haben. Primäre Tonminerale geben Auskunft über die Abstammung der Ablagerungen und die Verwitterung / Klima im Liefergebiet (Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse). Neubildungen lassen Rückschlüsse auf die Porenlösungen, den Grad der Auslaugung und die Temperatur zu (Ablagerung). Umwandlungen dagegen überprägen in einem bestimmten chemischen Milieu die primären Merkmale (Diagenese und Anchi- bis Epimetamorphose). In der Korngröße unterscheiden sich Tonminerale unter Umständen sehr deutlich. Kaolinit erreicht mit bis zu 5 µm die größten Abmessungen. Illit liegt meist zwischen 0,1 und 0,3 µm und Smectite sind oft noch kleiner (TUCKER, 1996). Bei der Sediment-Versenkung kommt es zu Umwandlungen, beginnend mit der Transformation von Smektit zu Smektit/Illit-Wechselagerungen und weiter fortschreitendem Umbau zu Illit. Kaolinit wandelt sich ebenfalls in Illit um (ŚRODOŃ & EBERL, 1984; möglicherweise auch Kaolinit + wässrige Lösung → Illit + Chlorit (+ Kalifeldspat ? + Quarz ?), freundliche mündliche Mitteilung, Massonne, 2002). In tiefen Bereichen bildet sich auch Chlorit. Während dieser Prozesse ändert sich auch der Kristallinitätsgrad des Illits. Für Illit ergibt sich ein Gitterebenen-Abstand $d(001)$ von $10 \pm 0,05 \text{ \AA}$, was für Glimmer-artige und K-haltige Minerale typisch ist (ŚRODOŃ & EBERL, 1984). Der Gitterebenen-Abstand $d(060) = 1,5 \pm$

0,01 Å weist auf einen dioktaedrischen Bau hin. $I(002)$ ist größer als $I(001)/4$ deutet auf ein Al-haltiges Tonmineral hin, da Fe^{3+} -Oktaederschichten geringere d -Werte aufweisen würden.

Mögliche Quantifizierungsmethoden der Illitkristallinität sind:

- Schärfe-Verhältnis, „sharpness ratio“, Weaver-Index (WEAVER, 1960):
Verhältnis der Peak-Höhe minus Hintergrund-Höhe des Illit-Peaks bei 10Å und bei 10,5Å.

$$W.I.* = \frac{I_{001,tot}(1nm) - I_{001,Bgd}(1nm)}{I_{001,tot}(1,05nm) - I_{001,Bgd}(1,05nm)} \cong \frac{I_{001,tot}(8,832^\circ 2\Theta) - I_{001,Bgd}(8,832^\circ 2\Theta)}{I_{001,tot}(8,411^\circ 2\Theta) - I_{001,Bgd}(8,411^\circ 2\Theta)}$$

bei Röntgenstrahlung mit $\text{Cu}_{K\alpha} = 0,15418 \text{ nm}$ und $2d_{001} \cdot \sin \Theta = n \cdot \lambda_{\text{CuK}\alpha}$ ($n = 1$).

- Peakweite, „peak-width“, Kubler-Index (KUBLER, 1968):
Peak-Weite des 10Å Illit-Peaks, gemessen auf der halben Peak-Höhe über dem Hintergrund.

$$K.I. = \Delta^\circ 2\Theta = W(0,5 \times (I_{001,tot} - I_{001,Bgd}))$$

- Intensitäts-Verhältnis, „intensity ratio“ (ESQUEVIN, 1969):
Verhältnis der Peak-Höhe minus Hintergrund-Höhe (Bgd) des 5Å und des 10Å Illit-Peaks.

$$I.R. = \frac{I_{002,tot} - I_{002,Bgd}}{I_{001,tot} - I_{001,Bgd}} \cong \frac{I_{002,tot}(17,718^\circ 2\Theta) - I_{002,Bgd}(17,718^\circ 2\Theta)}{I_{001,tot}(8,832^\circ 2\Theta) - I_{001,Bgd}(8,832^\circ 2\Theta)}$$

- Relative Halbwertsbreite, „Weber-Index“ (WEBER, 1972a, b):

$$Hb_{rel.} = \frac{Hb(001)_{Illit}}{Hb(100)_{Quarz}} \times 100, \text{ jeweils gemessen in } \Delta^\circ 2\Theta.$$

Für die Umrechnung zwischen Kubler-Index (K.I.) und Weber-Index (W.I.) gilt nach WANG & ZHOU (2000):

$$K.I. = 0,0014^\circ \Delta 2\Theta \times W.I.$$

Eine weitere nicht röntgenographische Methode stellt die Infrarotspektroskopie dar (FLEHMIG & LANGHEINRICH, 1974). Gemessen werden:

$$1. \text{ Extinktions-Verhältnis: } E.V. = \frac{E_{Al-O-Si}}{E_{OH}} = \frac{E_{750\text{cm}^{-1}}}{E_{3630\text{cm}^{-1}}} = \frac{E_{13,333\mu\text{m}}}{E_{2,755\mu\text{m}}}$$

$$2. \text{ Frequenz des Absorptionsmaximums im Bereich } Z = 540\text{-}520 \text{ cm}^{-1}, \lambda = 18,519\text{-}19,231\mu\text{m}: \nu_{A_{\text{max};540-520\text{cm}^{-1}}}$$

$$3. \text{ Frequenz des Absorptionsmaximums im Bereich } Z = 430\text{-}410 \text{ cm}^{-1}, \lambda = 23,256\text{-}24,390 \mu\text{m}: \nu_{A_{\text{max};430-410\text{cm}^{-1}}} \text{ (nur in Chlorit-freien Proben ermittelbar!).}$$

7.2.1 Illitkristallinitätsgrad und Diagenese-Metamorphose-Stufung

Für die Abstufung der Illitkristallinität und ihren Bezug zu Stufen der Diagenese und Anchi- beziehungsweise Epimetamorphose ergeben sich zwingenderweise für jede der unterschiedlichen Methoden auch voneinander abweichende Grenzwerte. Die Abstufung der Metamorphose-Stadien nach dem Weaver-Index (WEAVER, 1960) sind in Tab. 7.1 zusammengefaßt. Ein Vergleich des Weaver-Index und des Kubler-Index wird von BRAZIER (1979) vorgeschlagen (Tab. 7.2). Die Umrechnung zwischen diesen beiden Indices bereitet nicht unerhebliche Schwierigkeiten. Zwischen dem Weber-Index und dem Kubler-Index gilt obige einfache Gleichung. Der Vergleich der unterschiedlichen Metamorphose- und Illitkristallinitäts-Gliederungen ist daher für beide

Indices einfach abzuleiten. Verschiedene Autoren gelangen jedoch zu unterschiedlichen Abgrenzungen der Diagenese, Anchizone und Epizone. Eine Auflistung und Gegenüberstellung nach LÄUFER et al. (1997), MEYER (1986), KRUMM (1984), NIEDERMAYR (1984) und LUDWIG (1972) ist in Tab. 7.3 aufgeführt.

Tab. 7.1: Grad der Metamorphose und Weaver-Index (Schärfe-Verhältnis) (WEAVER, 1960).

Metamorphose-Stufe	Weaver-Index
Niedriggradige Metamorphose	12,1
Schwache bis sehr schwache Metamorphose	6,3
Beginnende bis schwache Metamorphose	4,5
Beginnende Metamorphose	2,3
Nichtmetamorph	1,8

Tab. 7.2: Gegenüberstellung von Weaver-Index und Kubler-Index mit Zonengliederung (nach BRAZIER, 1979; KUBLER, 1968).

Index	Diagenese	Anchizone	Epizone
Weaver	< 2,1	2,1 – 12,3	> 12,3
Kubler	> 7,5 mm / 0,375 $\Delta^{\circ}2\Theta$	0,375-0,2 $\Delta^{\circ}2\Theta$	< 4,0 mm / 0,2 $\Delta^{\circ}2\Theta$

Tab. 7.3: Vergleich der Grenzen nach unterschiedlichen Autoren (Kubler-Index und in Klammern Weber-Index).

Grenze	LÄUFER et al. (1997)	MEYER (1986)	NIEDERMAYR (1984)	KRUMM (1984)	LUDWIG (1972)
Diagenese / Anchizone	0,42 (300)	0,49-0,7 (350-500)	0,375 (270)	0,375 (270)	0,36 (260)
Anchizone / Epizone	0,25 (179)	0,168 (120)	0,2 (145)	0,2 (145)	0,25 (180)

7.2.2 Methodik

Für die Ermittlung der Illitkristallinität wurden 11 Tonstein- bis Schiefer-tonstein-Proben aus der Hochwipfel-Formation ausgewählt, die meist aus den stratigraphisch tieferen aber auch aus den höheren Bereichen stammen. Für die Bestimmung der Illitkristallinität wird meist die Fraktion < 2 μm verwendet, mitunter auch 2-6 μm oder auch 0,6-2 μm . Hier wurde die Fraktion < 2 μm ausgewählt. Die Proben wurden hierfür im Backenbrecher zerkleinert und anschließend in einer Kobalt-Wolframkarbid-Schwingscheibenmühle bei 700 Umdrehungen etwa 10 Sekunden gemahlen, um möglichst wenig Veränderungen in der Tonmineralogie zu verursachen. Die Abtrennung der Tonmineral-Fraktion erfolgte im Atterberg-Zylinder durch eine zweimalige Sedimentation der mit destilliertem Wasser angesetzten Suspension. Für die Trennung wurde das Stokes'sche Gesetz zugrunde gelegt (z.B. BERGMANN & SCHÄFER, 1990):

$$v = \frac{2g \cdot d^2 \cdot (\rho_1 - \rho_2)}{9\eta};$$

v = Absinkgeschwindigkeit, g = Schwerebeschleunigung, d = Korndurchmesser, ρ_1 = Korndichte, ρ_2 = Fluiddichte, η = dynamische Viskosität der Fluid-Partikel-Suspension.

Hieraus kann die Absinkzeit für eine bestimmte Korngröße und Dichte berechnet werden. In meinem Fall waren Sinkzeiten von 26½ Stunden anzusetzen. Die Tonmineral-Suspension wurde im Trockenschrank bei 60 °C eingedampft. Für die Herstellung von Sedimentations-Präparaten wurden etwa 15 mg des Tonmineral-Pulvers in einem Reagenzglaschen (mit Deckel) mit ein paar Tropfen destilliertem

Wasser unter Zuhilfenahme des Ultraschallbades gelöst. Die gewonnene Suspension wurde auf einen Glasträger (25 × 38 mm) aufgebracht und im Trockenschrank absedimentiert. Die Glasträger wurden mit den Proben anschließend nacheinander in einem Diffraktometer des Typs „Bruker D8 Advance“ analysiert. Es wurden je Probe drei Bestimmungen der Illitkristallinität nach dem Weber-Index durchgeführt, die eine Messung des Quarz (100) -Peaks erfordert. Die Röntgenröhre wurde mit einer Beschleunigungsspannung von $U_B = 50$ kV und einem Kathodenstrom von $I_K = 30$ mA betrieben. Für die Bestimmung der Halbwertsbreite des Quarz-Peaks (Standard von Bruker AXS) als externem Standard wurde ein Bereich von $2\Theta = 20,65$ bis $21,10^\circ$ mit einer Schrittweite von $\Delta 2\Theta = 0,005^\circ$ und einer Haltezeit pro Schritt von $T = 6$ s abgefahren. Der Divergenz-Schlitz und der Anti-Streuschlitz wurden auf $1,0^\circ$ eingestellt. Für die Messung der Illit-Präparate wurde der Bereich $2\Theta = 8,0$ bis $9,5^\circ$ mit derselben Schrittweite und Haltezeit analysiert. Der Divergenz-Schlitz und der Anti-Streuschlitz wurden ebenfalls auf $1,0^\circ$ eingestellt. Die Analyse-Dauer lag bei etwa 10 Minuten für den Quarz-Standard und 30 Minuten für die Hochwipfel-Proben. Zum Vergleich sind nach der Literatur gewählte Einstellungen in Tab. 7.4 aufgeführt. Die Halbwertsbreiten wurden zum einen am Diffraktogramm abgelesen zum anderen mittels des Programms Topas P V.1.0 durch ein Peak Profile Fitting bestimmt.

Tab. 7.4: Diffraktometer-Einstellungen ($\lambda(\text{Cu } K\alpha_1) = 0,15418$ nm; $\lambda(\text{Co } K\alpha_1) = 0,17902$ nm).

	diese Arbeit	LÄUFER et al. (1997)	MUCHEZ (1991)	VON GOSEN ET AL. (1987)	MEYER et al. (1986)	KRUMM (1984)	GILL et al. (1977)	BRAZIER et al. (1979)	WEBER (1972a)	LUDWIG (1972)
Typ	Cu K α	Cu K α	Co K α	Cu K α	Cu K α	Cu K α	Co K α	Cu K α	Cu K α	Cu K α
Spannung	50 kV	40 kV	30 kV	35 kV	k.A.	34-40 kV	38 kV	40 kV	40 kV	50 kV
Stromstärke	30 mA	25 mA	20 mA	20 mA	k.A.	20-30 mA	24 mA	20 mA	30 mA	40 mA
Vortrieb	0,05°/min	2°/min	0,25°/min	k.A.	k.A.	0,5°/min	1°/min	k.A.	0,25°; 0,5°/min	1°/min
Blenden	1°/1°	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	1°/0,2°/1°	0,5°/0,5°	k.A.	0,5°; 1°	0,5°
Aufnahmebereich	8,0-9,5°	2-39° 2-49°	k.A.	k.A.	2-30°; 7,5- 9,5°	7-10,5°	2-20°	10°/10,5° (W.I.)	k.A.	k.A.

7.2.3 Illitkristallinitäts-Untersuchungen in angrenzenden Gebieten

Nach LÄUFER et al. (2001) weisen spätpaläozoische tektonische Blöcke der Karnischen Alpen, welche von diesen Autoren als transpressive Blöcke bezeichnet werden, im allgemeinen geringe Illitkristallinitäts-Werte auf (K.I. < 0,25 ° $\Delta 2\Theta$; $H_{b,rel.}$ < 179, eigene Umrechnung). Die Illitkristallinität der westlichen Karnischen Alpen liegt generell im epizonalen Bereich, die der mittleren und östlichen Karnischen Alpen dagegen im anchizonalen Bereich (LÄUFER et al., 2001). Die thermische variszische anchizonale Metamorphose war zumindest genauso hoch oder etwas höher als die alpidische Überprägung. Das Alter der Anchimetamorphose der Fleons-Decke im Westen wurde durch K-Ar-Datierungen an Hellglimmern auf 340 Ma festgelegt (LÄUFER et al., 2001). In der Hochwipfel-Decke und der Cellon-Kellerwand-Decke wurde dagegen ein Alter von etwa 320-300 Ma ermittelt. Die Grenze zwischen Diagenese und Anchizone bei einem Kubler-Index K.I. = 0,42 ° $\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.}$ = 300) wird nach LÄUFER et al. (1997) mit einer Temperatur von 235 ± 10 °C, die zwischen Anchizone und Epizone bei K.I. = 0,25 ° $\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.}$ = 179, eigene Umrechnung) mit etwa ± 300 °C verbunden. Der Übergang von der niedrigeren zur höheren Anchizone soll bei etwa 0,335 ° $\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.}$ = 239, eigene Umrechnung) angenommen werden (LÄUFER et al., 1997). Für die Hochwipfel-Formation ergeben sich in den Karnischen Alpen mit einer Illitkristallinität von K.I. = 0,21 - 0,32 ° $\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.}$ = 150-229, eigene Umrechnung) Bedingungen der höheren

Anchizone und der tiefsten Epizone. Die Werte der Illitkristallinität sind sehr sensitiv in Bezug auf Störungen und Faltenscharniere (LÄUFER et al., 1997), in deren Umfeld eine tektonisch induzierte Zunahme der Kristallinitäten auftritt. In den postvariszischen Einheiten werden nur noch Werte von K.I. = 0,29 - 0,45 $^{\circ}\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.} = 207 - 321$, eigene Umrechnung) erreicht, was nach LÄUFER et al. (1997) der anchizonalen bis hochdiagenetischen Zone entspricht.

LOESCHKE & WEBER (1973) haben die Illitkristallinität von Tonsteinen im Bereich des Paläozoikum der Ostkarawanken untersucht. Die Bildung von Zeolithen wird aufgrund des meist vorhandenen Karbonatgehalts und damit verbundenen hohen CO_2 -Partialdrucks zugunsten einer Tonmineral-Karbonat-Paragenese verhindert. Die Tonmineral-Karbonat-Fazies kann daher direkt in die Grünschiefer-Fazies übergehen, ohne dass sich zuvor Zeolithe bilden (LOESCHKE & WEBER, 1973). Die Illitkristallinität wurde von LOESCHKE & WEBER (1973) an Sedimentationspräparaten der Kornfraktion 2 - 6 μm und an Gesteinsanschliffen durchgeführt. Es wurde Quarz als externer Standard verwendet und die damit verbundene relative Halbwertsbreite ($H_{b,rel.}$; Weber-Index) bestimmt. Siltsteine haben in der Regel eine höhere Illitkristallinität als Tonschiefer, da sie einen höheren Anteil detritischer Hellglimmer führen. Gleichermaßen können Tuffite durch den Abbau von Feldspäten einen höheren Serizit-Gehalt aufweisen (LOESCHKE & WEBER, 1973). Siltige und schwach siltige Tonschiefer zeigen jedoch kaum Abweichungen von Tonschiefern. Bei relativen Halbwertsbreiten $H_{b,rel.} = 160$ bis 150 treten erste Chlorit-Porphroblasten auf. Hellglimmer-Porphroblasten sind an hydrothermal beeinflusste Gebiete gebunden, in denen eine Kalium-Zufuhr stattgefunden hat. Der Chlorit-Anteil ist in der Fraktion 2-6 μm bedeutend höher als in der Fraktion $< 2 \mu m$. Es lassen sich in den Ostkarawanken keine regionalen Unterschiede des Metamorphosegrads feststellen. Es treten lithologisch bedingte Unterschiede in der Illitkristallinität auf. Die Ergebnisse von LOESCHKE & WEBER (1973) sind in Tab. 7.5 zusammengefaßt.

Tab. 7.5: Weber-Index ($H_{b,rel.}$, W.I.) von Gesteinen der Ostkarawanken (nach LOESCHKE & WEBER, 1973).

Gestein	$H_{b,rel.}$ (Anschliff)	$H_{b,rel.}$ (Fraktion 2-6 μm)
Tonschiefer	127	123
siltige Tonschiefer	125	123
Siltsteine	113	114
Tuffite (mit Feldspat)	109	109
Tuffite (Serizit-Chlorit-Schiefer)	-	126

Die mittlere Illitkristallinität in Tonschiefern der Ostkarawanken liegt nach LOESCHKE & WEBER (1973) bei einem Weber-Index von 125 und kann in die beginnende Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies gestellt werden. Der Übergang in die Grünschiefer-Fazies dürfte erst bei einem Wert um 100 zu erwarten sein.

Die einzigen Illitkristallinitäts-Untersuchungen im Bereich des Nockgebiets und der Westkarawanken wurden von VON GOSEN et al. (1987) durchgeführt. Die Illitkristallinität in postvariszischen Metasedimenten des Nockgebiets weist auf eine sehr schwache anchizonale Metamorphose hin. Die Illitkristallinitäten liegen bei 0,25 – 0,32 $^{\circ}\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.} = 179 - 229$, eigene Umrechnung). Nahe den Bewegungsbahnen zwischen Pfannock-Einheit und Stolzalpendecke (Oberostalpin) treten höhere Kristallinitäten auf (VON GOSEN et al., 1987). Die Permotrias östlich des Faaker Sees zeigt einheitliche Illitkristallinitätswerte einer schwachen Metamorphose. Sie erreicht 0,19 – 0,23 $^{\circ}\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.} = 136 - 164$, eigene Umrechnung). Proben aus dem Südalpin weisen dagegen

mit $0,27 - 0,3 \text{ } ^\circ\Delta 2\Theta$ ($H_{b,rel.} = 193 - 214$, eigene Umrechnung) auf eine sehr schwache Metamorphose hin (VON GOSEN et al., 1987). Nördlich der Periadriatischen Naht (PAN) ist ein „altalpidisches“ Alter (Alttertiär ?) wahrscheinlich, für die Anchizone des Südalpins dagegen ein „jungalpidisches“ Alter (Jungtertiär ?). Die sich im Südalpin andeutende anchizonale Überprägung ist nach VON GOSEN et al. (1987) wahrscheinlich auf eine alpidische Deformationsphase zurückzuführen.

RANTITSCH (1995) bestimmte Illitkristallinitäts-Werte für Gesteine des Karbon von Nötsch. Er gibt Werte für den Kubler-Index von K.I. = 0,22 bis 0,42 ($H_{b,rel.} = 157$ bis 300, eigene Umrechnung) an und folgert für die Bedingungen der alpidischen anchizonalen Metamorphose-Bedingungen eine Temperatur von $260 \text{ } ^\circ\text{C}$ und mit einem erhöhten geothermischen Gradienten von etwa $40 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$ eine Versenkungstiefe von 6 km.

7.2.4 Illitkristallinitäts-Messungen an Tonsteinen der Westkarawanken

Die Bestimmung der Illitkristallinität in dieser Arbeit wurde an Tonsteinen aus unterschiedlichen Bereichen der Westkarawanken, teils aus den tieferen Anteilen der Hochwipfel-Schichten, teils aus höheren stratigraphischen Abschnitten der Hochwipfel-Formation durchgeführt. Eine Messung wurde an Tonsteinen der oberkarbonen Auernig-Formation durchgeführt. Eine Übersicht über die Lage der Probenahme-Punkte zeigt Abb. 7.17. Die Illitkristallinität erreicht in den Westkarawanken für den Weber-Index ($H_{b,rel.}$) Werte zwischen 160 und 233, wobei die Mehrzahl der Proben um 190 bis 210 liegt. Diese Werte entsprechen Kubler-Indices (K.I.) zwischen 0,22 und 0,33 mit Schwerpunkt zwischen 0,27 und 0,28. Zudem kann eine Abnahme

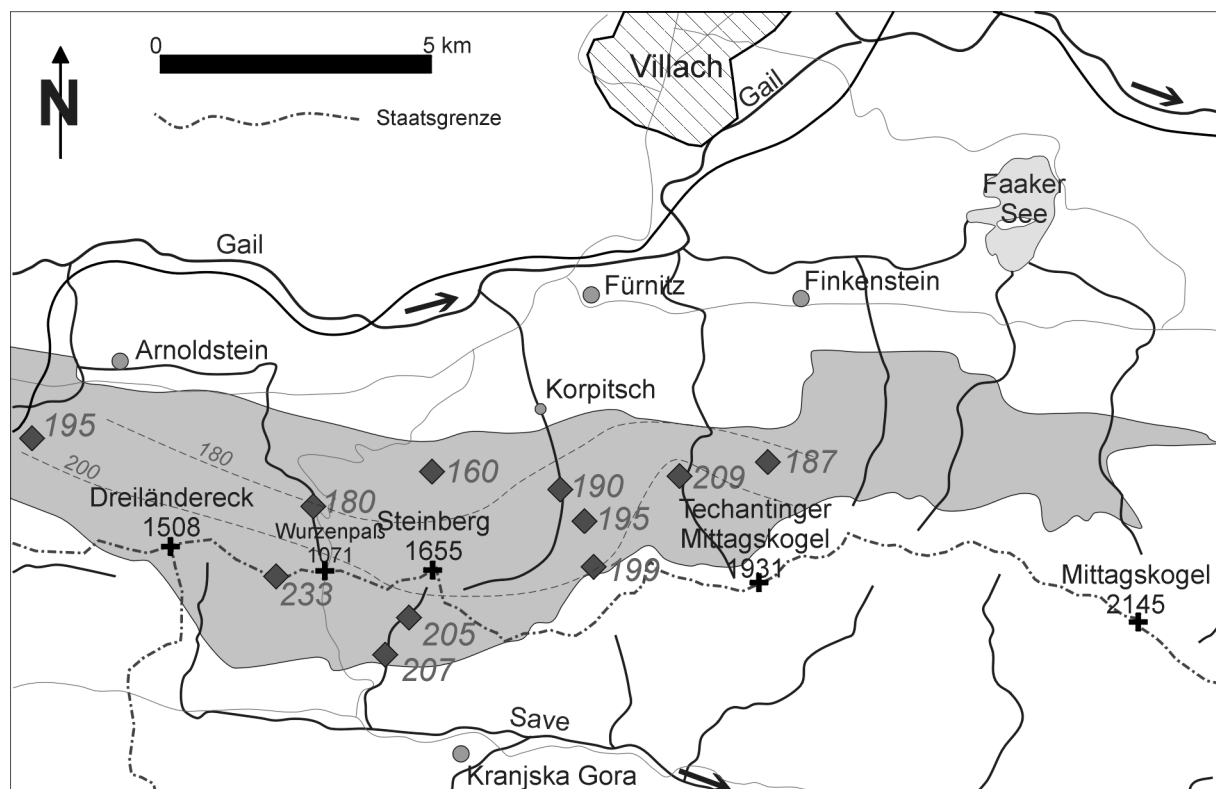


Abb. 7.17: Lage der Probenahme-Punkte für die Bestimmung der Illitkristallinität mit Angabe der erhaltenen Werte nach dem Weber-Index.

des Illitkristallinitätsgrades und damit eine Zunahme des Weber-Index vom Liegenden zum Hangenden und damit auch von Norden nach Süden erkannt werden. Die Verteilung der abgeleiteten Isolinien wird mit Sicherheit durch den Einfluß von Störungssystemen modifiziert (vergleiche LÄUFER et al., 1997). Für die Tonsteine der

Westkarawanken können Metamorphose-Bedingungen der oberen Anchizone angenommen werden (Abb. 7.18). Drei Proben erreichen die Übergangszone zwischen der Anchi- und der Epizone. Nur eine Probe liegt im mittleren Bereich der Anchizone. Dies entspricht nach LÄUFER et al. (1997) einer Temperatur von etwa 280 °C. Das liegt im Bereich der von RANTITSCH (1995) für das Karbon von Nötsch ermittelten Werte. Es sollte dieser Quelle folgend ebenfalls eine Versenkungstiefe von etwa 6 km (thermischer Gradient von 40 °C/km) angenommen werden. Die Tonsteine der Westkarawanken zeigen damit eine geringere Illitkristallinität als die von NIEDERMAYR et al. (1984) für die westlichen Karnischen Alpen ermittelten Werte von $H_{b,rel.} < 145$. Für die Hochwipfel-Formation in den östlichen Karnischen Alpen ergeben sich nach LÄUFER et al. (1997) zu den Westkarawanken vergleichbare Werte, ebenso für das Karawanken-Vorfeld (VON GOSEN et al., 1987). Die Trias-Späne und die Lesach-Lamelle zeigen aber bereits deutlich geringere $H_{b,rel.}$ -Werte als die hier gewonnenen Daten. Im ostalpinen Dobratsch-Gebiet weisen die tiefsten Einheiten der Permotrias Kristallinitäten auf, die den höheren Anteile der Hochwipfel-Formation vergleichbar sind. Es lässt sich daher kein Metamorphose-Hiatus zwischen diesen Einheiten nachweisen (RANTITSCH, 1995). Dies legt den Schluß einer gemeinsamen Metamorphose-Geschichte nahe.

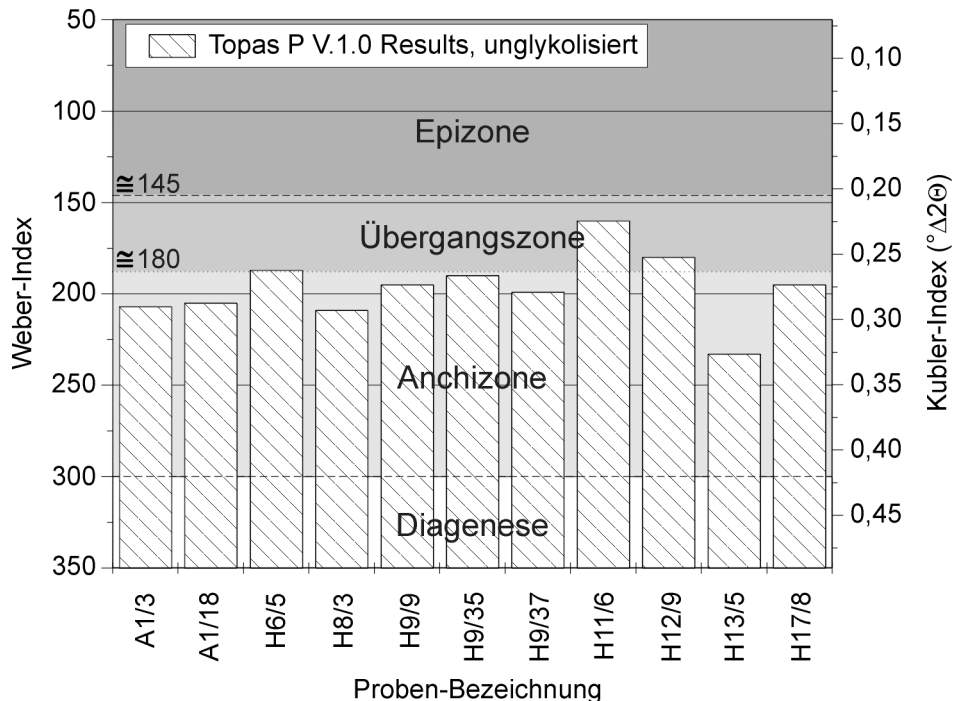


Abb. 7.18: Ergebnisse der Illitkristallinitäts-Messungen an Tonsteinen der Westkarawanken und die daraus abgeleiteten Metamorphose-Bedingungen.

Die Proben wurden nach der ersten Messung glykolisiert, um den Anteil quellfähiger Lagen abzuschätzen. Hierzu wurden die bereits unglykolisiert gemessenen Proben zwei Tage auf eine Porzellanhalterung in einer Glasglocke mit Glykol gelegt. Die Ergebnisse der zweiten Messung wurden mit den unglykolisierten verglichen (Tab. 7.6). Der Einfluß der Glykolisierung äußert sich in einigen Proben durch eine geringe Aufweitung aufgrund der Quellung von Smectit-Wechselagerungen im Illit. Einige Proben zeigen aber auch eine Reduzierung der Gitterabstände. Dies kann kaum erklärt werden. Die Aufweitungen oder Verengungen zeigen aber relativ geringe Beträge, so dass die unglykolisierten Messungen für die Bestimmung des Metamorphosegrads verwendet wurden.

Tab. 7.6: Ergebnisse der Illitkristallinitäts-Messungen an unglykolisierten (Index ungly) und glykolisierten (Index gly) Tonmineral-Präparaten (jeweils drei Messungen; Umrechnung von $Hb_{rel.}$ zu K.I. nach WANG & ZHOU, 2000).

Probe	Lithologie	$Hb_{rel.ungly}$	$Hb_{rel.gly}$	K.I. ungly	K.I. gly
A1/03	Auernig	207	214	0,29	0,30
A1/18	Hochwipfel	205	219	0,29	0,31
H6/5	Hochwipfel	187	214	0,26	0,30
H8/3	Hochwipfel	209	214	0,29	0,30
H9/9	Hochwipfel	195	210	0,27	0,29
H9/35	Hochwipfel	190	176	0,27	0,25
H9/37	Hochwipfel	199	198	0,28	0,28
H11/6	Hochwipfel	160	151	0,22	0,21
H12/9	Hochwipfel	180	177	0,25	0,25
H13/5	Hochwipfel	233	228	0,33	0,32
H17/8	Hochwipfel	195	195	0,27	0,27

7.2.5 Fazit

Die Illitkristallinitäts-Messungen an Tonsteinen der Westkarawanken ergaben Weber-Indices ($Hb_{rel.}$) zwischen 160 und 233. Diese Werte entsprechen Kubler-Indices von 0,22 und 0,33. Damit ist die Illitkristallinität der Westkarawanken geringer als die der westlichen Karnischen Alpen und bedeutend geringer als die der paläozoischen Tonschiefer in den Ostkarawanken. Die östlichen Karnischen Alpen und das Karbon von Nötsch zeigen jedoch sehr ähnliche Werte für die Illitkristallinität. Aus diesen Daten kann eine Temperatur von $280\text{ °C} \pm 20\text{ °C}$ und bei einem normalen geothermischen Gradienten von 30 °C/km eine Versenkungstiefe von etwa 8 - 9 km abgeleitet werden. Bei einem erhöhten geothermischen Gradienten von 40 °C/km würde sich die Versenkungstiefe auf etwa 6 - 7 km verringern. Dieser erhöhte geothermische Gradient wird auch von SACHSENHOFER (2001) durch Berechnungen des stark erhöhten oligozänen Wärmestroms während der Intrusion von Tonaliten und Graniten gestützt (vgl. Abschnitt 2.7 – Strukturgeologie). Da zwischen den Kristallinitäten der Tonsteine aus den Westkarawanken und denen aus dem Karbon von Nötsch sowie aus den tiefsten Permotrias-Sedimenten des Dobratsch kaum nennenswerte Unterschiede erkannt werden können, muß auf eine gemeinsame Metamorphose-Geschichte während der alpidischen Deckenstapelung geschlossen werden. Falls eine frühere variszische Überprägung vorhanden war, so wurde diese erneut im Grad der höheren Anchimetamorphose überprägt.

8 Tonalit-Intrusionen und Lamprophyr-Gänge

8.1 Tonalit-Intrusionen

Im Bereich der Periadriatischen Naht, zwischen Ostalpin und Südalpin, kam es im Tertiär zur Intrusion von tonalitischen bis granitischen Magmen. In Tonaliten (wie auch Dioriten, Quarzdioriten, Monzodioriten und Quarzmonzodioriten) ist Plagioklas der vorherrschende Feldspat mit Anorthit-Gehalten von $< 50\%$ (WIMMENAUER, 1985). Der Name Tonalit wurde nach der Alpe Tonale im Bereich des Adamello-Presanella-Plutons in den Südtiroler Alpen gewählt (vgl. MIDDLEMOST, 1997) und für Gesteine verwendet, die der Definition nach STRECKEISEN (1976) genügen (unter den hellen Gemengteilen 20 – 60 % Quarz und 40 – 80 % Feldspat mit einem Plagioklas-Feldspat-Verhältnis von $\geq 0,9$). Die Bezeichnung „Tonalit“ wird aber im Bereich der Ostalpen fälschlicherweise auch häufig als Überbegriff für periadriatische Biotit- und Hornblende-führende Granodiorite verwendet (SPRENGER, 1996). Tonalite und Granodiorite sind nach MIDDLEMOST (1997) typisch metaluminöse Gesteine. Es handelt sich im Fall der periadriatischen Tonalite der Karnischen Alpen und der Karawanken um kalkalkaline Intrusionen obereozänen bis oligozänen Alters (ELIAS, 1998; SPRENGER, 1996). Nach RATSCHBACHER et al. (1991) weist die magmatische Aktivität der periadriatischen Plutone eine erkennbare Mantelsignatur auf, wobei die Mehrzahl der tonalitischen und granitoiden Gesteine nach VON BLANKENBURG & DAVIES (1995) im $\epsilon\text{Nd}_{\text{init}}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm aber auch deutlich einen Trend assimilierter kontinentaler Kruste zeigt. Diese Krusten-Assimilation führte zu einer Verschiebung des Chemismus zu Postkollisionsgraniten mit kalkalkaliner Zusammensetzung (SPRENGER, 1996). Kalkalkaline Tonalite und Granodiorite sind nach MIDDLEMOST (1997) typisch für magmatische Bögen. Biotit-Hornblende-Tonalit-Assoziationen und Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit-Suiten können geochemisch gesehen I („igneous“)-Typ-Granitoiden zugeordnet werden (CONDIE, 1997; PITCHER, 1982). Nach SPRENGER (1996) können die periadriatischen Tonalite der Ostalpen daher als Intrusionen von I-Typ-Granitoiden (Granite, Granodiorite, Tonalite) in einen magmatischen Bogen bei einer südgerichteten Subduktion angesehen werden.

8.1.1 Tonalit-Lamellen der Karnischen Alpen

Zu den echten Tonalit-Intrusionen der Karnischen Alpen zählen unter anderem der Maultal- und Iffinger-Tonalit sowie der Tonalit von Taisten-Unterplanken-Kandellen (ELIAS, 1998). Es handelt sich hierbei um sehr langgezogene (bis 23 km) Körper („Lamellen“), die lediglich eine Breite von circa 400 bis 500 m erreichen. Nach SPRENGER (1996) gehören auch die Tonalite der Lesach- und Hollbruck-Lamelle zu diesen Intrusiva. Die Plagioklase weisen eine Zusammensetzung mit An_{60-65} in den Kernen und An_{35-40} in den Rändern auf (SPRENGER, 1996). Der Anorthitgehalt kann aber durch Abbau und Ca-Abfuhr auch auf An_{15-27} abfallen. Die auftretende Hornblende ist nach SPRENGER (1996) ein Hastingsit, wobei eine randliche Umwandlung in Chlorit und Epidot auftreten kann. Sie umschließt teilweise idiomorphe kleine Plagioklas-Kristalle. Dies deutet auf eine frühe Kristallisation des Plagioklases vor der Hornblende hin. Die Tonalit-Lamellen entlang der Periadriatischen Naht (PAN) wurden während einer Reaktivierung der PAN retrograd metamorph überprägt und zerschert (SPRENGER, 1996). In den Karnischen Alpen sind die ursprünglichen Gefügemerkmale in den Tonalitkörpern der Lesach- und Hollbrucklamelle sowie im Maultal- und Iffinger-Tonalit fast vollständig überprägt worden und das Gestein zeigt eine deutliche Foliation (ELIAS, 1998; SPRENGER, 1996). Es treten bis zu 25 cm mächtige, sowohl prä- als auch postkinematisch zur gefügeprägenden Schieferung intrudierte Aplite auf. Die sehr niedriggradige Metamorphose, die auch als Autometamorphose des Tonalits

angesehen werden kann, fand nach SPRENGER (1996) in der Prehnit-Pumpellyit-Chlorit-Zone bei 200-250 °C statt. Für die charakteristische Mineralparagenese gibt SPRENGER (1996) Prehnit + ?Pumpellyit + Laumontit + Chlorit + Epidot/Klinozoisit + Calcit ± ?Lawsonit ± Quarz an. Beim Unterschreiten von etwa 350 °C entstand aus Epidot/Klinozoisit Pumpellyit. Die obere Stabilitätsgrenze von Prehnit liegt nach SPEAR (1995) im Druckbereich von 2 bis 4 kbar bei etwa 400 °C und unterhalb etwa 300 °C (bei 3 kbar) wird Laumontit stabil (SPEAR, 1995). Ein weiteres niedrigstgradiges Metamorphoseereignis mit Sericit-Sprossung fand zwischen zwei Kataklasit-Phasen, teils mit Pseudotachylit-Bildung, in einer geringen Krustentiefe von < 10 km statt.

Die Tonalit-Magmenbildung fällt in das geotektonische Milieu eines vulkanischen Bogens (vulkanischer Inselbogen nach SPRENGER, 1996). Für einen I-Typ-Tonalit spricht neben der Anwesenheit von Hornblende auch der fehlende Muskowit, der mit Biotit in Zweiglimmergranitoiden für S-Typ-Plutonite charakteristisch ist (PITCHER, 1982). Die Abkühlung unter die Rb/Sr-Schließungstemperatur von Biotit bei etwa 300 °C (bis zu ± 50 °C Abweichung möglich; ELIAS, 1998) erfolgte im Rieserferner-Pluton vor circa 30 Ma (SPRENGER, 1996).

8.1.2 Tonalit-Körper der Ostkarawanken

Auch in den Karawanken treten Intrusionen von tonalitischen Gesteinen auf. EXNER (1976) vergleicht den Tonalitgneis der Karawanken mit dem Adamello-Tonalit, dem Tonalit-Gneis des Iffingers bei Meran und der Tonalitgneis-Lamelle am Nordrand des Brixener Granodiorits. In den Karawanken treten drei Tonalitkörper in Erscheinung (EXNER, 1976): 1) Die kleine Tonalitgneislamelle von Weitenstein (Vitanje) in der Nähe der Lavantaler Störung, 2) Die Tonalitgneis-Lamelle zwischen Plešivec in Slowenien und Vellach südlich Eisenkappel in Österreich und 3) die Tonalitgneis-Lamelle von Finkenstein, südlich Villach. Der Tonalit von Eisenkappel zeigt ein starkes Parallelgefüge mit teilweise bis zu 2 × 1 cm großen Hornblenden und führt zudem viele basische Einschlüsse (KIESLINGER, 1956). Der Gesteinskörper wurde nach EXNER (1976) postkristallin zu einem Tonalitgneis verschiefert, dessen steil stehendes Gefüge zwischen E-W und WNW-ESE streicht. Das Eisenkappeler Altkristallin wurde hierbei ebenfalls verschiefert. Diese erste Deformation des Tonalitgneises von Eisenkappel fand unter niedrig- bis sehr niedriggradigen Bedingungen um 300 °C statt und zeichnet sich nach ELIAS (1998) insbesondere in der Einregelung der [001]-Achsen von Hornblenden in eine E-W-gerichtete Foliationsebene ab. Der gesamte Intrusiv-Körper wurde von einer Aufschiebung nach Norden betroffen (Nordvergenz). N-S-streichende Harnische und eine WNW-ESE verlaufende Streckungslineation weisen nach ELIAS (1998) und EXNER (1976) zudem auf eine Einengung des Tonalitkörpers um eine E-W-Achse bei NNW-SSE bis N-S-gerichteter Kompression hin. Die damit assoziierten dextralen transpressiven Bewegungen fanden im späten Oligozän (etwa 25 Ma) und auch im späten Miozän (11-8 Ma) statt (ELIAS, 1998).

8.1.3 Tonalit-Lamelle von Finkenstein

Ein weiterer Tonalit-Körper befindet sich in den Westkarawanken im Raum südöstlich von Finkenstein. Er wird als Tonalit-Lamelle von Finkenstein bezeichnet (EXNER, 1976; EXNER & SCHÖNLAUB, 1973). Kleine Vorkommen dieser Lamelle treten am Nordrand der Karawanken, besonders bei Susalitsch, auf (KIESLINGER, 1956). Sie befinden sich 2,5 km südwestlich der Kirche von Finkenstein und sind zusammen etwa 1,2 km lang und 230 m mächtig (EXNER, 1976). Die Tonalitlamelle fällt nach Süden ein. An der Nordgrenze treten mit Aplitgängen und Quarzadern durchzogene Hornfelse auf (EXNER, 1976). Sie führen nach EXNER & SCHÖNLAUB (1973) Cordierit und Andalusit und sind vergleichbar mit dem kontaktmetamorphen Gailtalkristallin. Der Tonalit von Finkenstein

wurde synintrusiv (postintrusiv nach EXNER, 1976) deformiert und nach Norden auf Phyllite des Gailtaler Kristallins (Serizit-Chlorit-Phyllite und am Kontakt Hornfelse) aufgeschoben (EXNER, 1976). Weiter nördlich folgt mit größerem Abstand und größtenteils unter quartären Ablagerungen der Diabas von Untertechanting (EXNER & SCHÖNLAUB, 1973). Der Kontakt im Süden ist nach EXNER (1976) nicht aufgeschlossen, wird jedoch ebenfalls von einer Störungszone begrenzt, an der die Rosenbacher Kohlschichten und weiter im Süden auch das südalpine Paläozoikum nach Norden aufgeschoben sind. Weiter westlich in den Karnischen Alpen sind die periadriatischen Plutone stark mylonitisiert.

Petrographisch handelt es sich beim Tonalit der Lamelle von Finkenstein nach EXNER (1976) um ein grob- bis mittelkörniges Gestein mit bis zu 1,5 cm langen Hornblendepismen, kleineren Biotiten, Plagioklas mit oszillierendem Zonarbau (Bytownit bis Oligoklas) und Saussuritisierung des Kerns, meist gut erhalten gebliebenem Kalifeldspat (Orthoklas) und Quarz. Charakteristisch ist das Auftreten von bis dm großen basischen Fischen aus Diorit, die nach EXNER (1976) als ein älteres magmatisches Differentiat angesehen werden können, welches eine spätere Resorption erfahren haben soll. Weiterhin treten bis 10 cm mächtige, diskordant zum Tonalit verlaufende Aplitgänge auf.

Gesamtgesteins-Geochemie der Tonalit-Lamelle von Finkenstein

Aus dem Bereich der Tonalit-Lamelle von Finkenstein wurden an mehreren Punkten Proben genommen. Für eine geochemische und mineralchemische Untersuchung konnten jedoch nur die Proben verwendet werden, welche circa 700 m südlich von Susalitsch an der Zollhütte am Ausgang des Feistritzgrabens gewonnen wurden. An den anderen Aufschluß-Bereichen war der Tonalit intensiv alteriert und verwittert. Röntgenographisch wurden durch eine Pulveraufnahme (XRD) die Minerale Quarz, Plagioklas, Hornblende, Chlorit und Biotit nachgewiesen (Abb. 8.1). Etwa 9 km weiter östlich können in der Nähe des Gasthof Türkenkopf bei Kopein ebenfalls Lesesteine von stark alterierten Tonaliten gefunden werden. Das Diffraktogramm zeigt aufgrund der

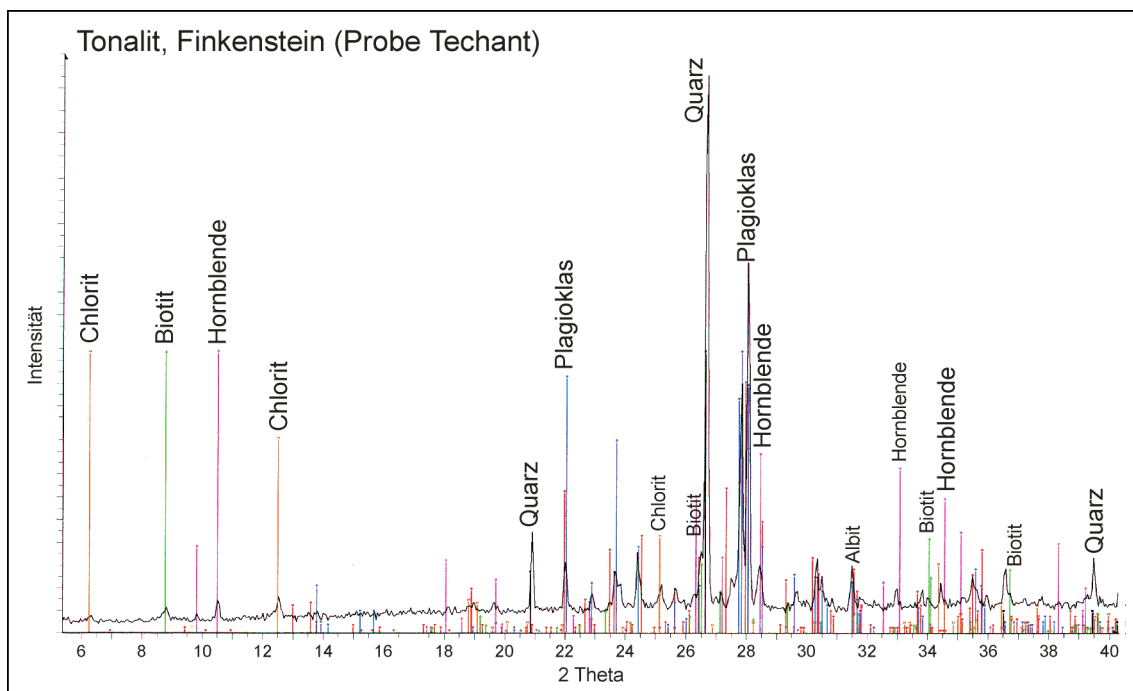


Abb. 8.1: Röntgenpulverdiffraktometrische Aufnahme des Tonalits von Finkenstein (Susalitsch / Techanting).

starken Alteration und Vewitterung des Gesteins praktisch keine Anzeichen mehr auf ein Hornblende-Führung, ebenso ist kein Biotit zu erkennen (Abb. 8.2). Der basische Plagioklas wurde zu Calcit und Tief-Albit umgewandelt. Als Abbauprodukt zeigt sich daher sehr viel Calcit, zusammen mit Chlorit als Abbau-Produkt aus Biotit und Hornblende in einer sehr feinkörnigen Verteilung.

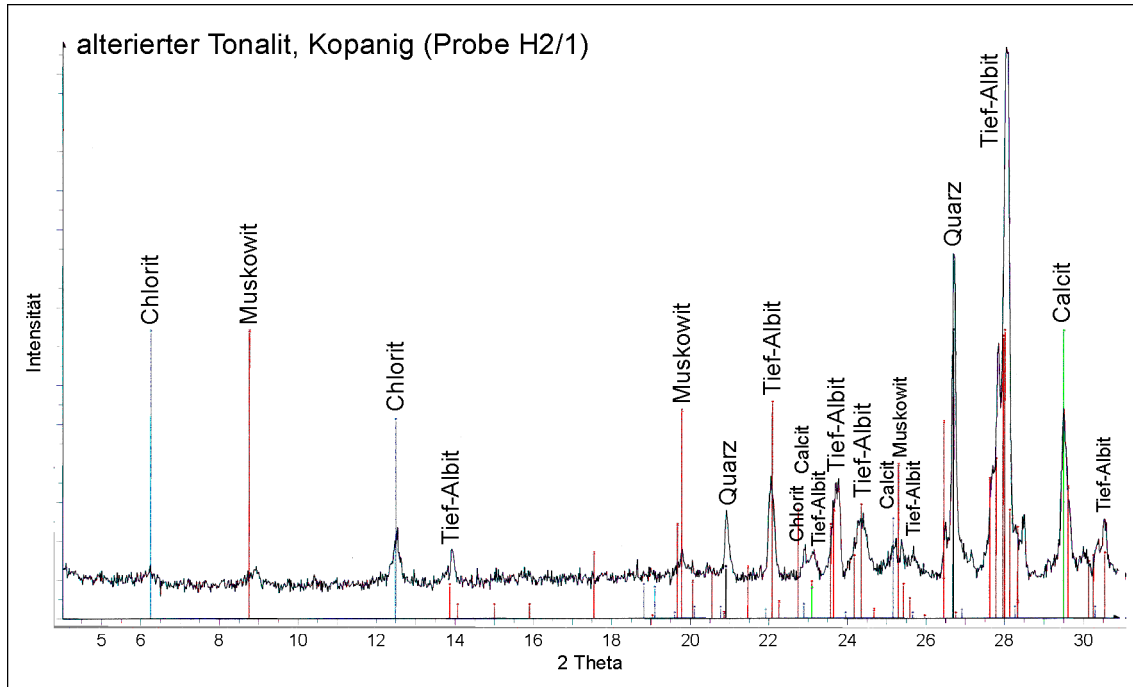


Abb. 8.2: Röntgenpulverdiffraktometrische Aufnahme des Tonalits von Kopenig.

Die geochemischen Gesamtgesteins-Analysen (Tab. 8.1) lassen sehr differenzierte Aussagen über den Gesteins-Typ und das geodynamische Milieu zu.

Tab. 8.1: Ergebnisse der geochemischen Gesamtgesteins-Analyse (RFA) des Tonalits von Finkenstein (in Gew.-%).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe	LOI
62,33	0,55	18,58	5,12	0,10	2,32	6,57	2,96	1,39	0,09	100,01	1,14

Die Ergebnisse der Analyse wurden unter Verwendung des Programms Magma2.2.1 (WOLETZ, 1996; University of California) in einen normativen Mineral-Bestand im Sinne der CIPW-Norm umgerechnet. Hieraus ergibt sich für den Tonalit der Lamelle von Finkenstein (Probe „Techant“) eine normative Zusammensetzung von Tab. 8.2.

Tab. 8.2: Normativer Mineralbestand des Tonalits von Finkenstein (CIPW-Norm).

Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Hypersthen	Magnetit	Ilmenit	Apatit	Korund
20,5	8,2	25,0	32,0	10,4	2,2	1,1	0,2	0,5

Amphibole und damit auch die Hornblenden werden in der Berechnung der CIPW-Norm nicht berücksichtigt. Die erhaltenen Werte wurden in ein Q'ANOR-Diagramm nach STRECKEISEN & LEMAITRE (1979) übertragen (Abb. 8.3). Der Tonalit von Finkenstein kommt im Randbereich der Felder 5a / 5b zu liegen und kann in der Felder-Einteilung nach STRECKEISEN (1976) als Tonalit *sensu stricto* bezeichnet werden. Im Vergleich mit anderen Tonalit-Intrusionen zeichnet sich die Probe aus den Westkarawanken durch einen relativ hohen normativen Anorthit-Gehalt aus. Der Karawanken-Tonalit der Ostkarawanken besitzt einen deutlich geringeren normativen Anorthit-Gehalt. Der

Mauls-Tonalit scheint insgesamt eine ähnliche Zusammensetzung aufzuweisen. Tonalitische und quarzdioritische Gesteine der Adamello-Intrusion zeigen ebenfalls geringere normative Anorthit-Werte, die durchschnittliche Zusammensetzung von Tonaliten und Dioriten nach LEMAÎTRE (1979) ist durch einen geringeren Quarz-Gehalt charakterisiert. Zum direkten Vergleich sind in Abb. 8.3 auch die Analysen der Effusiva vom Rauscherbach und des Lamprophyrs von Korpitsch eingetragen. Sie werden später erläutert.

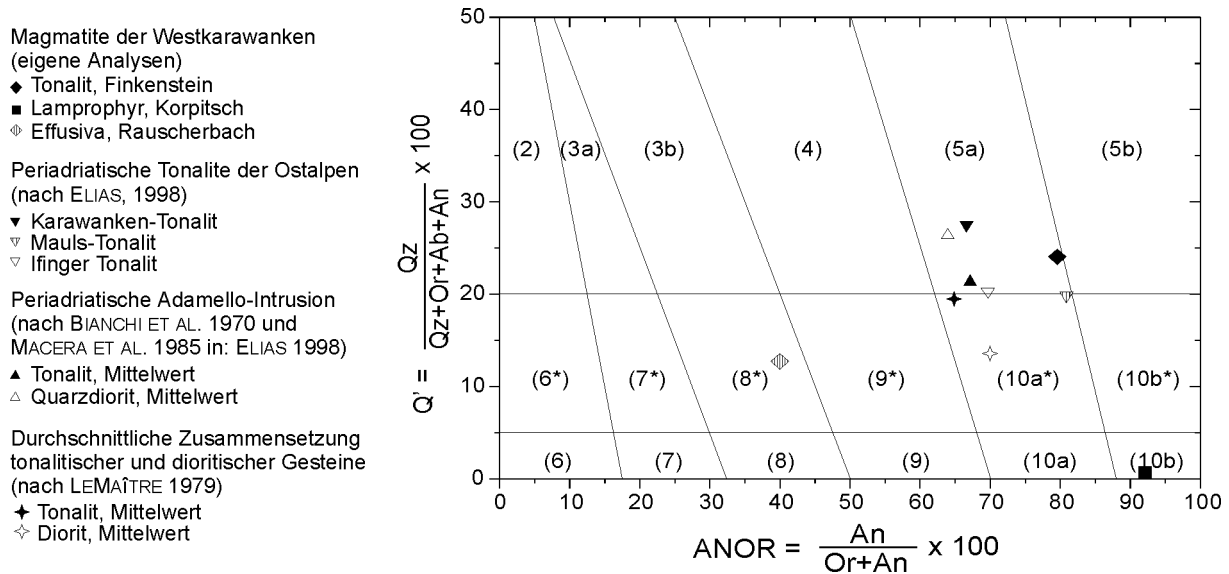


Abb. 8.3: Q'ANOR-Diagramm nach STRECKEISEN & LEMAÎTRE (1979) mit Darstellung der Analysen von magmatischen Gesteinen der Westkarawanken im Vergleich zu Tonaliten und Quarzdioriten nach Literaturangaben; Felder nach STRECKEISEN (1976), vergleiche Abb. 8.4.

Im Or-Ab-An -Klassifikationsdiagramm nach STRECKEISEN (1976) zeigt der Tonalit von Finkenstein einen ähnlichen normativen Modalbestand wie der Mauls-Tonalit und weist infolge des Quarz-Gehalts von > 17 % und eines (normativen) An/Or-Verhältnisses von etwa 4,0 chemisch auch tatsächlich eine tonalitische Zusammensetzung auf (Abb. 8.4). Im Vergleich sind der Karawanken-Tonalit der Ostkarawanken, die Tonalite und Diorite des Adamello und der Iffinger-Tonalit (normativ) Anorthit-ärmer. Sie sind chemisch alle als Tonalite zu klassifizieren. Die folgenden drei Diagramme wurden nicht dargestellt, die Ergebnisse sollen aber dennoch erwähnt werden. Im Rb-Ba-Sr-Diagramm nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) fällt der Tonalit von Finkenstein (Techanting / Susalitsch) wie auch die meisten Tonalite der Karnischen Alpen in das Feld der Quarz- und Granodiorite. Im Q-A-P-Diagramm nach STRECKEISEN (1976) mit den Feldern für I- und S-Typ-Granite nach BOWDEN (1984) fällt die Probe der Tonalit-Lamelle von Finkenstein nach der Berechnung der CIPW-Norm-Modi in das Feld eines I-Typ-Tonalits bis Granodiorits und ist ebenfalls wieder gut vergleichbar mit Tonalit-Analysen aus den Karnischen Alpen. Nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) spricht das Fehlen von Muskowit, der für Zweiglimmergranitoide (S-Typ-Granitoide) typisch ist, und die Anwesenheit von Hornblende ebenfalls für einen I-Typ-Tonalit. Zusätzlich spricht ein geringer normativer Korund-Gehalt von < 1,0 % (0,5 % beim Tonalit von Finkenstein) nach ELIAS (1998) für eine I-Typ-Genese (vgl. PITCHER, 1982). Das K/Rb-Verhältnis kann zur Trennung von konkordanten Granitoiden (Granodiorite und Granite; K/Rb = 150 bis 250) und diskordanten Granitoiden sowie hochdifferenzierten Pegmatiten (K/Rb

Beziehung zwischen den korrespondierenden Feldern des Or-Ab-An-Diagramms und des QAP-Diagramms

Gruppe 1:

Quarz-Feldspat-Gesteine mit einem normativen Quarzgehalt von >17%

An/Or	Streckeisenfeld und Bezeichnung
0,00-0,11	2 Alkalifeldspatgranit
0,11-0,25	3a Syenogranit
0,25-0,67	3b Monzogranit
0,67-1,50	4 Garnodiorit
1,50-4,00	5 Tonalit

Gruppe 2:

Quarz-Feldspat-Gesteine mit einem normativen Quarzgehalt von <17%

An/Or	Streckeisenfeld und Bezeichnung
0,00-0,25	6 Alkalifeldspatsyenit
0,25-0,43	7 Syenit
0,43-1,00	8 Monzonit
1,00-1,50	9 Monzodiorit
1,50-4,00	10a Diorit
>4,00	10b Gabbro

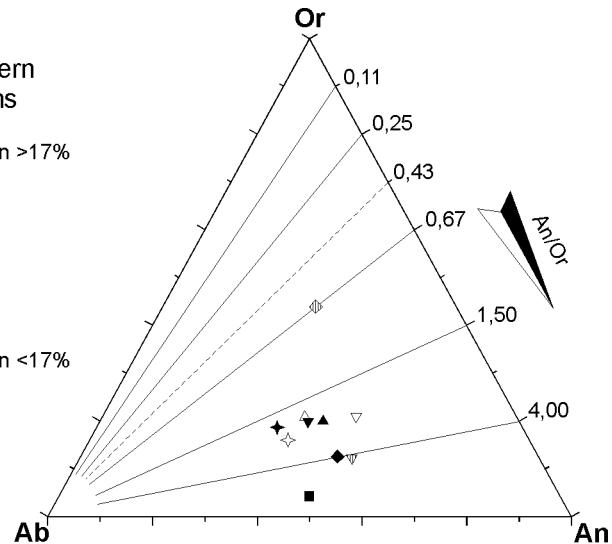


Abb. 8.4: Or-Ab-An -Klassifikationsdiagramm nach STRECKEISEN (1976); mit einem normativen Quarz-Gehalt von 20,7 % handelt es sich bei der Tonalit-Lamelle von Finkenstein um eine tonalitische Zusammensetzung; Literaturdaten und Analysen der Rauscherbach-Effusiva und des Lamprophyrs von Korpitsch zum Vergleich; Zeichen wie in Abb. 8.3.

< 150) verwendet werden (SCHROLL & GROHMANN, 1965). Der Tonalit von Finkenstein erreicht einen Wert von $K/Rb = 198$, die Tonalite des Lesachtals liegen ebenfalls bei $K/Rb = 192$. Auch nach dem $CaO-Na_2O-K_2O$ -Konzentrationsdiagramm nach GLIKSON (1979) handelt es sich beim Tonalit von Finkenstein um einen echten Tonalit. Nach der Shand-Klassifikation (SHAND, 1943) kann er als peraluminöser Tonalit angesprochen werden. Der Shand-Index ($Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) beträgt 1,01. ELIAS (1998) gibt für den Karawanken-Tonalit von Eisenkappel und für den Mauls-Tonalit einen Shand-Index < 1,0 und für den Iffinger-Tonalit < 1,1 an. Im geochemischen Klassifikationsdiagramm nach MAEDA (1990) fällt die Tonalit-Probe von Finkenstein genauso wie die Tonalite der Karnischen Alpen in das Feld der I-Typ-Granitoide (Abb. 8.5). Nach PITCHER (1993, 1982) kann zwischen Kordilleren-I-Typ-Graniten und I-Typ-Graniten des Kaledoniden-Typs unterschieden werden. Kordilleren- I-Typ-Granite werden von Tonaliten beherrscht und liegen in einem alpinotypen, kontinentalen

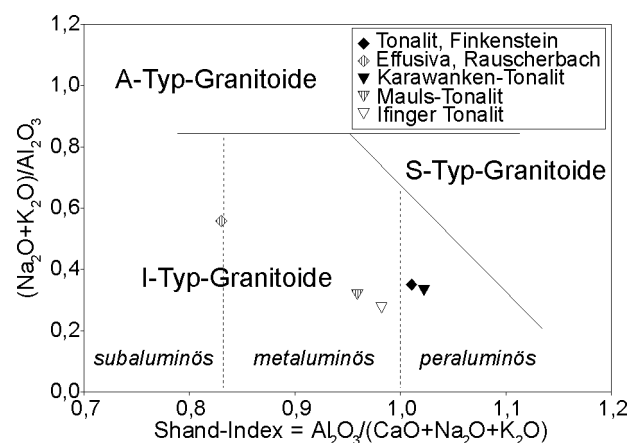


Abb. 8.5: Geochemisches Klassifikationsdiagramm der Granit-Genese nach MAEDA (1990) für I-Typ-, S-Typ- und A-Typ Granitoide mit der Al-Unterteilung nach dem Shand-Index (vgl. MIDDLEMOST, 1997).

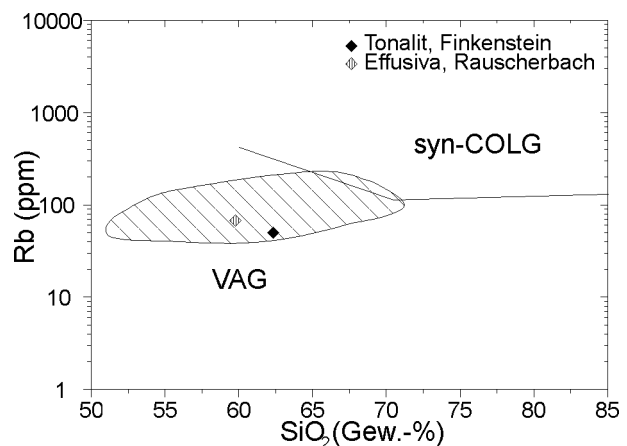


Abb. 8.6: Variationsdiagramm nach PEARCE et al. (1984); VAG = volcanic arc granite, syn-COLG = syn-collision granite; schraffiertes Feld: Tonalite der Karnischen Alpen.

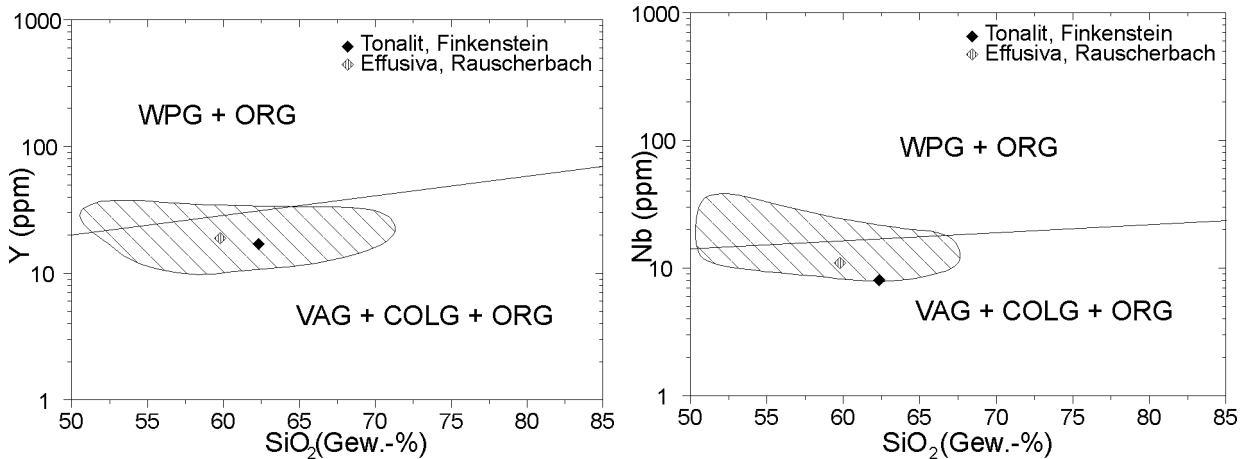


Abb. 8.7 (links) und Abb. 8.8 (rechts): Variationsdiagramme nach PEARCE et al. (1984); WPG = within plate granites, ORG = ocean-ridge granites, VAG = volcanic arc granites, COLG = collision granites; schraffiertes Feld: Tonalite der Karnischen Alpen.

magmatischen Bogen. Die peraluminöse Signatur deutet nach PITCHER (1993) auf eine Assimilation von Krustenmaterial hin, da für eine I-Typ -Granitoid oder -Tonalit normalerweise eine metaluminöse Zusammensetzung anzunehmen ist. Für den eozänen bis oligozänen Magmatismus der Ostalpen kann eine kalkalkalische Entwicklung angenommen werden. Dioritische Xenolithe können restitisches Material repräsentieren (PITCHER, 1982). In SiO₂-Variationsdiagrammen nach PEARCE et al. (1984) fällt die Tonalit-Probe von Finkenstein (Westkarawanken) in das Feld der VAG + COLG + ORG (Abkürzungen vgl. Abb. 8.7). Im Rb-SiO₂-Diagramm (Abb. 8.6) kann der Tonalit als VAG definiert werden und trennt sich deutlich von syn-COLG. Auch in den Y - SiO₂ - und Nb - SiO₂ - Diagrammen (Abb. 8.7 und 8.8) fällt der Tonalit von Finkenstein in das Feld VAG + COLG + ORG und schließt damit einen Intraplatten-Granit (WPG) aus. Für eine eingehendere Beurteilung der geotektonischen Situation sind diese Diagramme aber nicht sonderlich geeignet, da sich die grundsätzlich unterschiedlichen

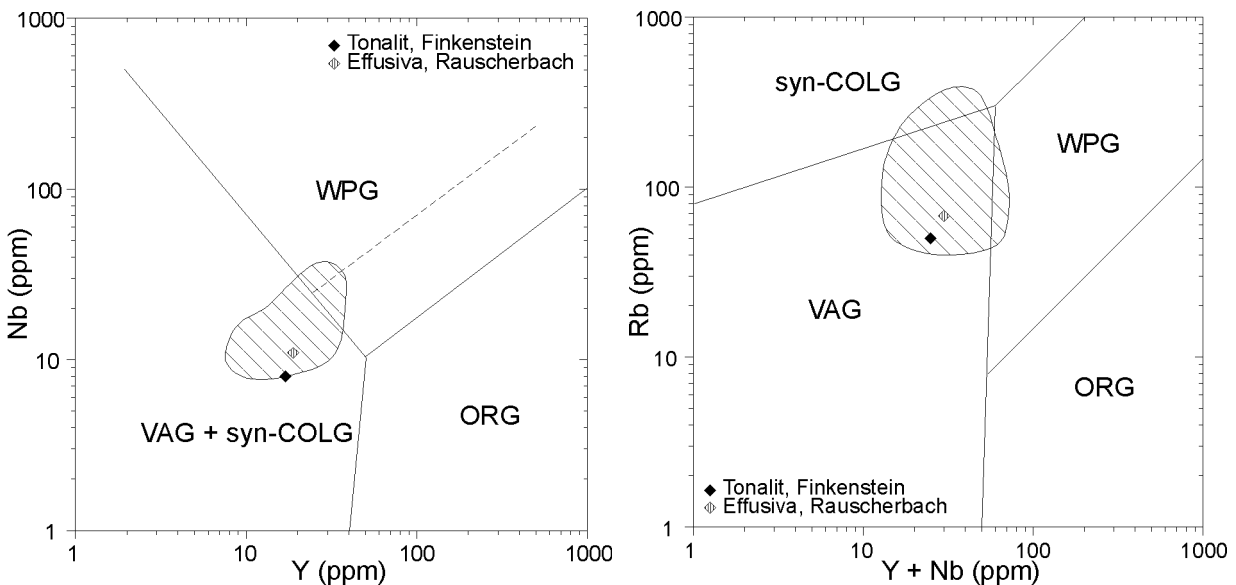


Abb. 8.9 (links) und Abb. 8.10 (rechts): Nb-Y- beziehungsweise Rb - (Y+Nb) - Diskriminierungsdiagramme nach PEARCE et al. (1984); WPG = within plate granites, ORG = ocean-ridge granites, VAG = volcanic arc granites, syn-COLG = syn-collision granites; schraffiertes Feld: Tonalite der Karnischen Alpen.

geotektonischen Milieus magmatischer Bögen, Kontinent-Kontinent-Kollisionen und ozeanische Rücken nicht voneinander trennen lassen. Die Daten von SPRENGER (1996) aus den Karnischen Alpen lassen zudem auch eine Interpretation als Intraplatten-Tonalite zu. Im Nb-Y- und auch im Rb-(Y+Nb)-Diagramm lässt sich zudem neben einem Intraplatten-Granit (WPG) auch die Möglichkeit eines Ozeanrücken-Granits (ORG) ausschließen (Abb. 8.9 und 8.10). Auch der Schwerpunkt der Tonalit-Analysen aus den Karnischen Alpen kommt im Feld der Granite vulkanischer Bögen (VAG) und der Synkollisionsgranite zu liegen. Im Rb/Zr-SiO₂-Diskriminierungsdiagramm nach HARRIS et al. (1986) kommt der Tonalit im Feld der post-COLG (Postkollisionsgranite) nahe der Grenze zu der Granite vulkanischer Bögen (VAG) zu liegen. Insgesamt ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen dem Tonalit von Finkenstein (Techanting) und den Tonaliten der Karnischen Alpen.

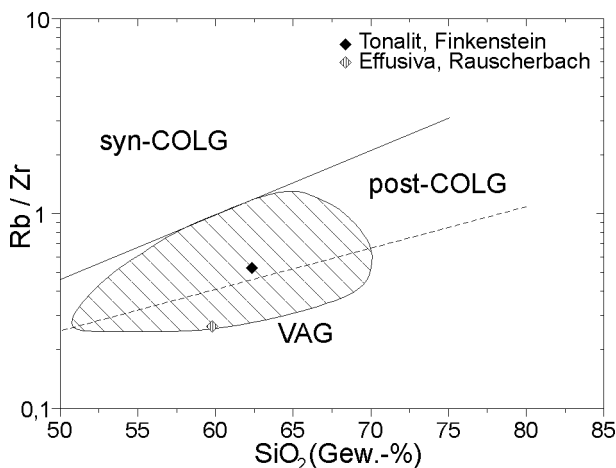


Abb. 8.11: Rb/Zr-SiO₂-Diskriminierungsdiagramm nach HARRIS et al. (1986) für Synkollisionsgranite (syn-COLG) und Postkollisionsgranite (post-COLG) sowie Granite vulkanischer Bögen (VAG); schraffiertes Feld: Tonalite der Karnischen Alpen.

Im Fall der Tonalit-Lamelle von Finkenstein handelt es sich um einen Plutonit, der als echter Tonalit bezeichnet werden kann und die geochemische Signatur eines I-Typ-Granitoids aufweist. Tonalite mit dem Charakter von Kordilleren- I-Typ-Granitoiden werden einem alpinotypen, randlich-kontinentalen Bogen zugeordnet. Der Tonalit von Finkenstein zeigt damit große Ähnlichkeiten zu den Tonalit-Intrusionen der Karnischen Alpen und der Ostkarawanken. Da es sich um einen peraluminösen Tonalit handelt muß eine Kontamination mit Krustenmaterial angenommen werden. Der Tonalit kann dem geotektonischen Milieu eines Granits vulkanischer Bögen (VAG = volcanic-arc granite) oder eines Postkollisionsgranits (post-COLG = post-collision granite) zugeordnet werden.

Mineralchemische Analysen an der Tonalit-Lamelle von Finkenstein

Im Tonalit von Finkenstein treten vor allem Hornblenden und Biotit bereits makroskopisch in Erscheinung. Die hellen Gemengteile werden von Quarz und Plagioklas dominiert. Die Hornblenden am untersuchten Gesteinsmaterial erreichen eine Länge von bis zu 1 cm. Mineralchemische Analysen wurden an Hornblende, Biotit und Plagioklas unter Verwendung der Elektronenstrahl-Mikrosonde des Typs Cameca SX 100 mit fünf Kristallspektrometern bei 20 kV und 15 nA bei einem Elektronenstrahl-Durchmesser von 5 µm durchgeführt (Tab. 8.3). Es handelt sich im Fall der Hornblenden um grüne magmatische Hornblenden mit mäßigen TiO₂-Gehalten. Der Biotit weist einen Phlogopit-Anteil von Phlog₄₇ auf. Der Plagioklas kann mit einer Zusammensetzung von An_{65,5}Ab_{33,0}Kfsp_{1,5} als Labradorit bezeichnet werden. Die Plagioklas-Einschlüsse in Hornblenden (An_{68,3}Ab_{30,2}Kfsp_{1,5}) sind etwas An-reicher als die Plagioklase des Hauptmineralgefüges.

Tab. 8.3: Mittlere Zusammensetzungen von Hornblende, Biotit und Plagioklas des Tonalits von Finkenstein mit Zahl der Analysen (Mikrosondenanalysen; Gew.-%).

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
Hornblende (23)	45,24	1,26	8,58	0,01	16,87	0,42	12,02	10,90	0,52	1,36	97,20
Biotit (8)	35,36	3,01	14,89	0,01	21,41	0,37	10,75	0,06	9,06	0,14	95,06
Plagioklas (10)	54,99	0,01	27,99	0,01	0,20	0,03	0,01	10,25	0,39	5,71	99,59
Einschluß-Plagioklas (45)	54,12	0,02	28,39	0,00	0,25	0,02	0,02	10,92	0,39	5,34	99,47

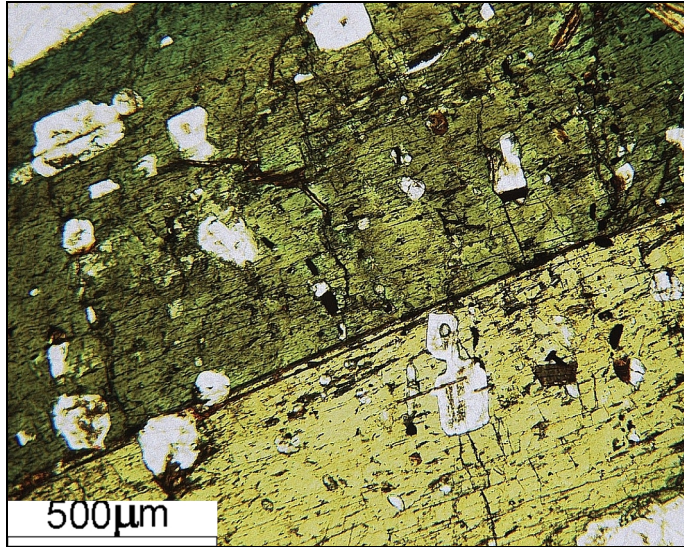


Abb. 8.12: Ausschnitt aus einer einfach verzwilligten grünen Hornblende (Hastingsit) im Tonalit von Finkenstein mit zahlreichen Plagioklas- und wenigen Biotit-Einschlüssen (Hellfeld-Aufnahme, Objektiv-Vergrößerung 4x).

Hornblende-Klassifikation

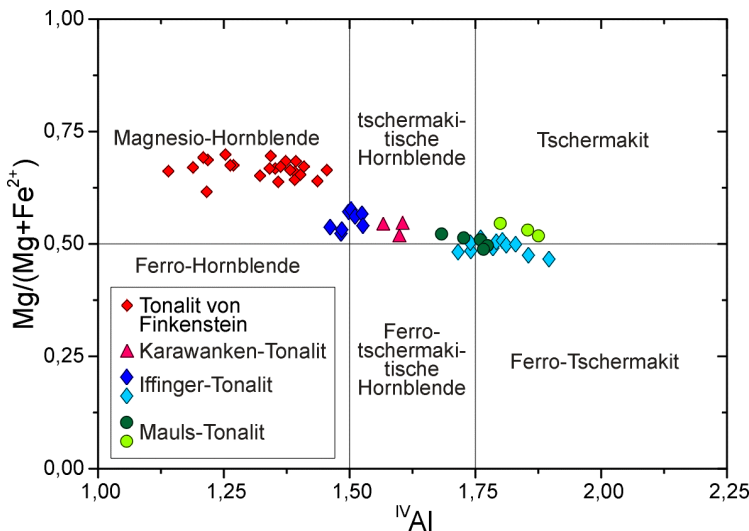


Abb. 8.13: Klassifikation der Amphibole des Tonalits von Finkenstein im Diagramm nach LEAKE (1978); zum Vergleich sind die Hornblenden anderer Tonalite aus den Karnischen Alpen und den Ostkarawanken dargestellt.

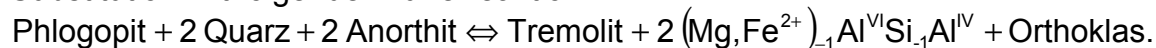
Die Amphibole der Tonalit-Lamelle von Finkenstein sind nach den mineralchemischen Daten Magnesian-Hornblenden (LEAKE, 1978). Die Bestimmung der Al^{IV}-Besetzung erfolgte nach einer Vorschrift in SPEAR (1995). Für Hornblenden gelten die folgenden stöchiometrischen Annahmen: a) Si + Al + Ti + Mg + Fe + Mn = 13 (kein Mg, Fe und Mn auf der M4-Position) und b) Si + Al + Ti + Mg + Fe + Mn + Ca = 15 (alles Na und K auf A-Position). Die Vorschrift a) wird bei den berechneten Amphibol-Formeln mit 13,30 nicht erreicht (es ist folglich etwas Fe³⁺ vorhanden), die Vorschrift b) wird mit 15,05 aber praktisch

erfüllt. Die Magnesian-Hornblenden des Tonalits von Finkenstein weisen eine geringere Al^{IV}-Besetzung auf und unterscheiden sich damit deutlich von den Hornblenden des Karawanken-Tonalits im Raum Eisenkappel, sowie denen des Mauls-Tonalits und des Iffinger Tonalits (Abb. 8.13). Die Hornblenden des Karawanken-Tonalits müssen als tschermakitische Hornblende bezeichnet werden. Die Amphibole aus den Tonaliten der Karnischen Alpen sind Tschermakite oder tschermakitische Hornblenden, nur einige

Amphibole des Iffinger-Tonalits fallen ebenfalls in das Feld der Magnesio-Hornblenden. Es handelt sich hierbei um Amphibole aus Bereichen mit erhaltenem magmatischem Foliations-Gefüge (ELIAS, 1998). Dies führt zu der Annahme, daß die Tonalit-Lamelle von Finkenstein ebenfalls noch eine weitgehend magmatische Foliation als Folge syn- oder spätintrusiver tektonischer Bewegungen aufweist und nachträglich nicht mehr bedeutend (tektonisch) überprägt wurde.

Druckabschätzung

Das Al-in-Hornblende-Geobarometer ist beschränkt auf kalkalkaline Magmatite mit der Zusammensetzung Hornblende, Biotit, Plagioklas (An_{25-35}), Kalifeldspat, Quarz, Titanit, Magnetit oder Ilmenit nahe dem Solidus (HAMMARSTROM & ZEN, 1986 und HOLLISTER et al., 1987). Die Druck-sensitive Änderung von Al^{tot} ist die Folge einer Tschermaks-Substitution mit folgender Pufferreaktion:



Es findet eine gleichmäßige Substitution von Al^{IV} für Si auf den Tetraederplätzen und Al^{VI} für Mg und Fe^{2+} auf den Oktaederplätzen statt.

Zur Druckabschätzung lassen sich folgende Gleichungen verwenden (alle Angaben in: ELIAS, 1998):

empirisch kalibrierte Gleichungen:

- ① $P(\text{Fehler } \pm 3,0 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03 \times Al^{tot}$
nach HAMMARSTROM & ZEN (1986),
② $P(\text{Fehler } \pm 1,0 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64 \times Al^{tot}$
nach HOLLISTER et al. (1987),

experimentell kalibrierte Gleichungen:

- ③ $P(\text{Fehler } \pm 0,5 \text{ kbar}) = -3,46 + 4,23 \times Al^{tot}$
nach JOHNSON & RUTHERFORD (1989),
④ $P(\text{Fehler } \pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76 \times Al^{tot}$
nach SCHMIDT (1992).

Aus diesen Gleichungen ergeben sich die in Tab. 8.4 aufgeführten Werte für den berechneten Druck und die abgeleitete Intrusionstiefe.

Tab. 8.4: Druck-Berechnung (P in kbar) mittels des Al-in-Hornblende-Barometers (Gleichungen s.o.); Daten für den Karawanken-, Mauls- und Iffinger-Tonalit nach ELIAS (1998).

Gleichung	Tonalit von Finkenstein		Karawanken-Tonalit	Mauls-Tonalit	Iffinger-Tonalit
	min	max			
①	2,8	4,4	5,1	7,5	5,9 - 9,5
②	2,7	4,5	5,4	8,1	6,3 - 10,3
③	2,2	3,5	4,1	6,2	4,8 - 7,8
④	3,3	4,8	5,5	7,8	6,3 - 9,7
resultierende Intrusionstiefe (* für $2,6 \times 10^3 \text{ g/m}^3$; ** für $2,8 \times 10^3 \text{ g/m}^3$ nach ELIAS, 1998)					
①	11 km *	17 km *	19 km **	27 km **	21 km **
②	11 km *	18 km *	20 km **	29 km **	23 km **
③	9 km *	14 km *	15 km **	23 km **	17 km **
④	13 km *	19 km *	20 km **	28 km **	23 km **

Die experimentell kalibrierten Gleichungen nach JOHNSON & RUTHERFORD (1989) und SCHMIDT (1992) weisen geringere Fehler auf ($\pm 0,6 \text{ kbar}$, etwa $\pm 2 \text{ km}$). Die aus ihnen erhaltenen Werte liegen zwischen 9 und 14 km ($\varnothing 11,4 \text{ km}$) bzw. zwischen 13 und 19 km ($\varnothing 16,1 \text{ km}$). Eine graphische Darstellung der unterschiedlichen Ergebnisse dieser vier linearen Beziehungen zeigt Abb. 8.14. ELIAS (1998) gibt für den vergleichbaren Karawanken-Tonalit bei Eisenkappel (Ostkarawanken) Druckwerte von 4,1 bis 5,5 kbar an, was einer Tiefe von 15 bis 20 km entspricht. Für die meisten der periadriatischen Intrusivkörper innerhalb der Ostalpen werden dagegen Drucke zwischen 2 und 4 kbar angenommen (ELIAS, 1998). Auch für den Mauls-Tonalit und den Iffinger-Tonalit werden Drucke um 3 bis 4 kbar angenommen, was einer Tiefe von 10 bis 14 km entspricht. Nach ELIAS (1998) weisen die Abkühlungspfade des Karawanken-, Mauls- und Iffinger-

Tonalits auf eine sehr schnelle initiale Abkühlung mit Abkühlungsraten von > 200 °C/Ma, die für Intrusionen in seichte Krustenstockwerke typisch sind. Ab einer Temperatur von 300 - 350 °C wurde in etwa die Temperatur der Umgebungsgesteine erreicht (vgl. Abschnitt 7.2 – Illitkristallinität). Bei einem normalen geothermischen Gradienten von 30 °C/km entspricht dies etwa einer Tiefe von 9 - 11 km (7 - 8,5 km bei 40 °C/km).

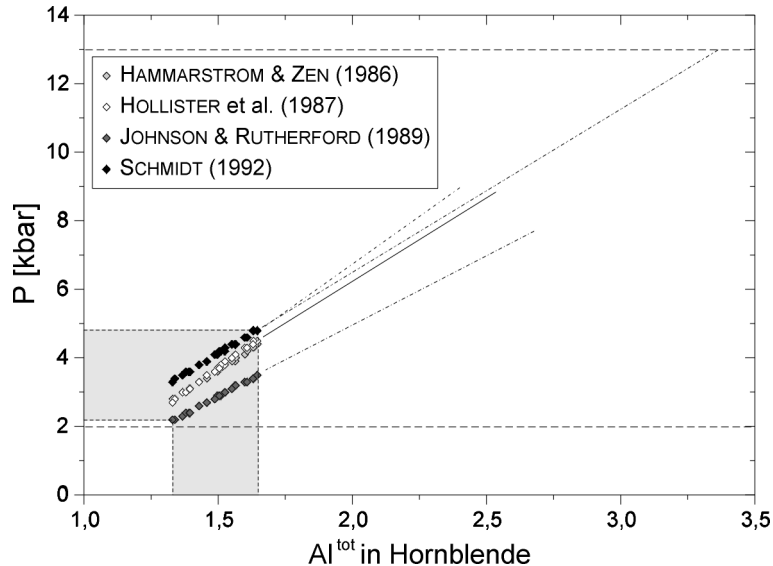


Abb. 8.14: Graphische Korrelation von Druck gegen Al^{tot} -Einbau mit den Ergebnissen nach den verschiedenen Gleichungen der im Text angegebenen Autoren und der oberen und unteren Grenze des Geobarometers (verändert nach ELIAS, 1998).

Temperaturabschätzung

Nach HOLLAND & BLUNDY (1994) führt eine Temperaturerhöhung zur Verlagerung des Gleichgewichts Edenit + Albit \leftrightarrow Richterit + Anorthit ($+ \Delta T$), wobei eine Abreicherung von Al^{IV} in der Hornblende stattfindet. Als Bedingungen für das Thermometer gelten: a) Plagioklas mit $0,1 < X_{An} < 0,9$ und b) Amphibol mit $X_{Na}^{M4} > 0,03$, $Al^{VI} < 1,8$ pfu und $6,0 < Si < 7,7$ pfu (pro Formeleinheit) und ein Temperaturbereich von 500 – 900 °C. Mit Hilfe eingeschlossener Plagioklase kann die Intrusions-Temperatur unter Verwendung des Programms HbPI 1.2 (HOLLAND & BLUNDY, 1994) berechnet werden. Für die Tonalit-Lamelle von Finkenstein ergibt sich bei einem angenommenen Druck von $P = 3,5$ bis 4 kbar eine Temperatur von $T = 810$ °C mit einem Fehler von etwa ± 40 °C.

Geochronologie

Nach VON BLANKENBURG & DAVIES (1995) intrudierte die Mehrzahl der tertiären Magmatite in den Alpen im Zeitraum von 33-30 Ma und nur noch untergeordnet zwischen 30 Ma und 29 Ma. ELIAS (1998) gibt für den Karawanken-Tonalit („Tonalitgneis“ von Eisenkappel) ein U/Pb-Zirkon-Alter von $31,4 \pm 0,7$ Ma an, für den Maults-Tonalit ein etwas jüngeres Alter von $29,0 \pm 0,97$ Ma. Dieses Alter für den Karawanken-Tonalit bei Bad Eisenkappel liegt etwas über den älteren Bestimmungen mittels Rb/Sr an Biotit von 29 ± 6 Ma bzw. 28 ± 4 Ma (SCHARBERT, 1975). Nach SCHARBERT (1975) kann beim Tonalitgneis eine Verjüngung, die auf Bewegungen an der Periadriatischen Naht (PAN) zurückzuführen ist, nicht ausgeschlossen werden, ansonsten ist eine alpidische Platznahme anzunehmen. Rb-Sr-Datierung an Biotiten des Eisenkappeler Granodioritporphyrs („Granit“ von Eisenkappel) ergaben Abkühlalter von 224 ± 9 Ma beziehungsweise 216 ± 9 Ma (SCHARBERT, 1975). Weiterhin wurde für

den Granit von Eisenkappel durch K/Ar-Datierung an Hornblenden eines Hornblende-Pegmatits ein Alter von 244 ± 9 Ma ermittelt (CLIFF et al., 1975). K/Ar-Datierungen (Gesamtgesteinsanalysen) an Spiliten des Diabaszugs von Eisenkappel ergaben ein Alter von 315 ± 18 Ma und 296 ± 16 Ma.

Im Zuge der vorliegenden Arbeit war beabsichtigt, den Tonalit der Lamelle von Finkenstein zu datieren. Als Methode wurde hierfür die U/Pb-Analyse an Einzel-Zirkonen mittels SHRIMP („Sensitive High Resolution Ion Microprobe“) gewählt. Etwa zwei Kilogramm des Gesteins wurden dafür im Backenbrecher möglichst schonend zerkleinert und anschließend auf die Kornfraktionen $> 250 \mu\text{m}$, $125 - 250 \mu\text{m}$, $63 - 125 \mu\text{m}$ und $< 63 \mu\text{m}$ gesiebt. Für die Schwerentrennung der Zirkone wurde die Fraktion $125 - 250 \mu\text{m}$ ausgewählt und mittels Natrium-Polywolframat in Scheidetrichtern getrennt. Es zeigte sich ein sehr hoher Anteil von Apatit im Spektrum. Die Zirkone wurden aus den Schwerminerkörnern von Hand herausgepickt und in zwei Größenklassen geteilt. Die größere Klasse wurde zur Einbettung und Politur an die Ruhr-Universität Bochum geschickt. Die U/Pb-Datierung wurde von Herrn Prof. Massonne an der Curtin Universität (Perth, Australien) durchgeführt. An einem Zirkon wurden fünf Einzelmessungen im Kernbereich, inneren Zonen und im Randbereich durchgeführt (Abb. 8.15). Die Analysen im Kern und in den weiter gegen den Rand des Zirkons liegenden Bereichen ergaben keine voneinander abweichenden Ergebnisse. Dies zeigt sich im Concordia-Diagramm in Form sich überlagernder Felder der Analysen und ihrer Fehler

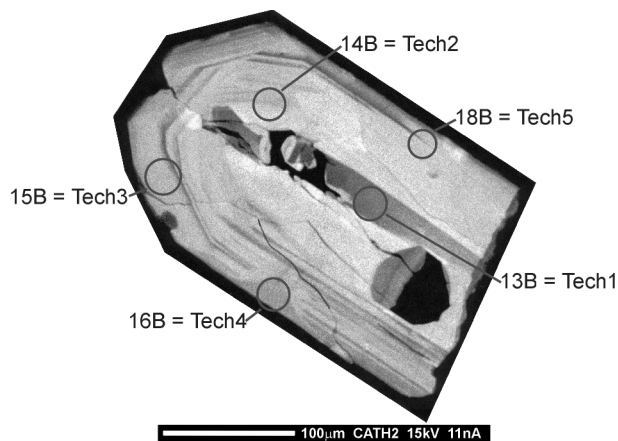


Abb. 8.15. Kathodenlumineszenz-Bild des analysierten Zirkons; Tech1 bis Tech5 = analysierte Bereiche mit ungefährender Ausdehnung der Verdampfungs-Krater; Aufnahme: Elektronenstrahl-Mikrosonde Cameca SX 100.

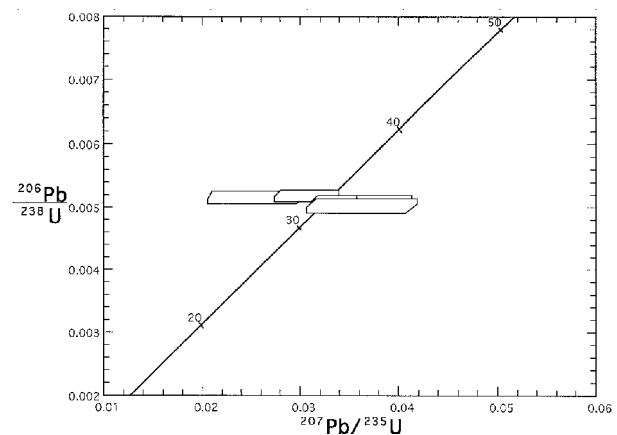


Abb. 8.16: Ausschnitt aus dem Concordia-Diagramm mit Darstellung der Analyse-Ergebnisse und ihrer Fehlerbreiten; die fünf unterschiedlichen Analysen zeigen nahezu gleiche Alter an.

Tab. 8.5: Ergebnisse der SHRIMP-Datierung an einem Zirkon der Tonalit-Lamelle von Finkenstein.

N = 5 Messungen	Mittel	Exp. s.e.	Obs. s.e.	Alter	Exp. s.e.	Obs. s.e.
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ungewichtet	0,005106	0,000045	0,000028	32,9 Ma	+0,3/-0,3	+0,2/-0,2
gewichtet	0,005116	0,000043	0,000026			
kalibriert		0,000047	0,000032			
95% Konfidenz		0,000131	0,000090			
χ -Quadrat: 0,31						
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ungewichtet	0,032556	0,001959	0,002052	32,6 Ma	+1,6/-1,6	+1,6/-1,6
gewichtet	0,032576	0,001586	0,001631			
kalibriert		0,001591	0,001636			
95% Konfidenz		0,004416	0,004541			
χ -Quadrat: 0,82						

(Abb. 8.16). In Tab. 8.5 sind die Ergebnisse für die Systeme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ aufgelistet. Für die Tonalit-Lamelle von Finkenstein ergibt sich nach den SHRIMP-U/Pb-Datierungen an Zirkon ein Alter von $32,9 \pm 0,2$ Ma (erwarteter Fehler von $\pm 0,3$ Ma) für das System $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $32,6 \pm 1,6$ Ma für das System $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Dies steht in Einklang mit den Altersangaben für den Karawanken-Tonalit ($31,4 \pm 0,7$ Ma) und den Maultal-Tonalit ($29,0 \pm 0,97$ Ma).

8.2 Lamprophyre-Gänge

Nach WIMMENAUER (1985) sind Lamprophyre Ganggesteine, die nicht einfach Äquivalente bestimmter Plutonite darstellen. Kalkalkalische Lamprophyre bezeichnet man als Lamprophyre im engeren Sinn. Es handelt sich im Fall der Spessartite um mesokrate, selten melanokrate Ganggesteine, wobei der Plagioklas-Gehalt den Kalifeldspat-Gehalt übertrifft und Hornblende das dominierende mafische Mineral ist (WIMMENAUER, 1985). Auch nach ROCK (1987) ist das Gestein mesotyp bis hypermelanokratisch, porphyrisch und meist panidiomorph. Nach WIMMENAUER (1985) tritt oft ein panalotriomorphes (gleichkörnig mit einfachen oder buchtigen Korngrenzen) bis panidiomorphes (viele nahezu idiomorphe Körner und wenig xenomorphe in den Zwickeln) und gelegentlich porphyrisches Gefüge auf. Lamprophyre sind nach ROCK (1987) alkalireiche Gesteine mit einem oder mehreren normativen Foideen und Na-K-Tireichen Amphibolen oder Pyroxenen. Sie erreichen höhere Werte bezüglich des Wasser- und des Kohlenstoffgehalts sowie der Sr und Ba -Werte als andere Magmatite. Die Gruppe der kalkalkalischen shoshonitischen Lamprophyre weist Affinitäten zu potassischen Pyroxenit-, Diorit-, Shonkinit-, Syenit- und Granit-Plutonen auf (ROCK, 1987). Zur Gruppe der kalkalkalischen Lamprophyre zählen Minette, Vogesit, Kersantit und Spessartit. Sie können als Gänge oder Lagergänge, teilweise auch als Stöcke oder Diatreme auftreten. Eine petrographische Gliederung des Lamprophyre-Clans wurde von ROCK (1991) vorgeschlagen. Dementsprechend werden die Lamprophyre nach ihrem Gehalt an hellen (leukokraten) Mineralen eingeteilt. Je nachdem ob Quarz oder Foide und / oder Karbonate auftreten, wird ein spezieller Name vergeben. Zudem ist entscheidend, ob Plagioklas oder Kalifeldspat überwiegt, ob beide fehlen oder ob Mellilith auftritt (Tab. 8.6). In dieser Gliederung wurden sehr viele ehemalige Bezeichnungen nicht übernommen, unter anderem auch die Bezeichnung Malchit, welche für sehr viele Ganggesteine der Karnischen Alpen und Westkarawanken früher verwendet wurde.

Tab. 8.6: Klassifikation lamprophyrischer Gesteine durch helle Minerale im Dünnschliff; Pfeile geben zunehmende SiO₂-Untersättigung an (ROCK, 1991).

	helle Minerale	Plagioklas > Alkalifeldspat	Plagioklas < Alkalifeldspat	keine Feldspäte	+ Mellilith, keine Feldspäte
⇩	keine Na-Foide ² oder Leucit	Kersantit	Minette	-	-
⇩	wie oben, aber mit wenig Quarz	Spessartit ¹	Vogesit ¹	Verite	-
⇩	Leucit, aber keine Na-Foide ²	-	Jumillite	Orendite	-
⇩	Na-Foide ² , aber kein Leucit	Camptonit ¹	Sannait	Monchiquit	Polzenit
⇩	Karbonate, Na-Foide ²	-	Damkjernit	Ouachit	Alnöit
⇩	Karbonate, keine Foide	-	-	Aillikit, Kimberlit	
	⇒⇒				

Zeichenerklärung:

¹ in diesen Gesteinen dominieren Amphibole (Ca-, Na-Ca- oder Alkali-Amphibole, wie zum Beispiel Kaersutit, Richterit, Arfvedsonit) gegenüber Phlogopit-Biotit.

² Na-Foide sind: Analcim, Cancrinit, Hauyn, Nephelin, Nosean und / oder Sodalith.

8.2.1 Lamprophyr-Gänge der östlichen Karnischen Alpen und Westkarawanken

Nach KIESLINGER (1956) handelt es sich bezüglich der lamprophyrischen Ganggesteine Kärntens (den „Malchiten“) der Definition nach um dunkle Ganggesteine von ungefähr dioritischem Chemismus. Der Name kommt vom Malchen (Melibokus) im Odenwald. Die Spessartite führen Hornblende, Plagioklas, Quarz, gelegentlich Olivin aber keinen Biotit. Diese makroskopische und mikroskopische Definition trifft im Fall des Lamprophyrs von Korpitsch zu. Lamprophyre sind hauptsächlich aus den östlichen Karnischen Alpen und den Westkarawanken beschrieben worden. Nach SCHÖNLAUB (1980b) umfasst das Gangfolge der Granit-Lamelle im Eisenkappeler Altkristallin aber auch Kersantite und damit den Spessartiten sehr nahe verwandte Lamprophyre. Datierungen an Biotit, Hornblende und Titanit ergaben für den Karawanken-Granit ein Alter zwischen 244 ± 9 Ma und 216 ± 9 Ma und können demnach als spätvariszisch betrachtet werden (SCHÖNLAUB, 1980b). Es fand eine Metamorphose der paläozoischen Grünschieferserie im Kontakthof des Granits zu Cordierit-Knotenschiefern statt.

Am westlichen Ende der Westkarawanken in der Nähe der Ortschaft Maglern liegen „Malchite“ in Schiefen der Hochwipfelschichten der Rauchkofeldecke vor, im Bereich von Achomitz im unteren Gail-Tal befinden sie sich dagegen in Bänderkalken der tieferen Ederdecke (HERITSCH et al., 1953). Die „Malchite“ werden in diesem Fall von HERITSCH et al. (1953) mit Porphyriten gleichgesetzt. Insgesamt sind 20 Ganggesteins-Durchbrüche im Bereich Arnoldstein - Feistritz und Pressegger See - Reisach bekannt (HERITSCH et al., 1953). Der „Malchit-Gang“ von Maglern stellt mit einer Abmessung von etwa $30 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ jedoch das größte Vorkommen dar und umfasst nach HERITSCH et al. (1953) drei Gesteinstypen:

- a) Leicht umgewandelter „Augit-Malchit“ als Hauptgestein mit 60,2 % Plagioklas, der zonar aufgebaut ist und zwischen 35 und 5 % Anorthit aufweist (mit Karlsbader Verzwilligung?), 16,4 % Chlorit, 9,3 % diopsidischer Augit, 6,6 % Quarz, 5,6 % Erz (Pyrit?), 1,2 % Calcit und 0,7 % Hornblende (oft als parallele Umwachsung von Augit). Es herrscht eine intersertale Struktur vor, die durch idiomorphen Plagioklas und Quarz in Zwickeln bestimmt wird. Die chemische Analyse weist auf ein gabbrodioritisches Magma hin (HERITSCH et al., 1953).
- b) Der Epidot-führende „Augit-Malchit“ gleicht dem Hauptgestein, nur ist der Plagioklas nicht zonar aufgebaut. Der Modalbestand ist 48 % Plagioklas, 19 % Chlorit, 16 % Epidot, 10 % Pyroxen, 3,5 % Erz, 3 % Quarz und 0,5 % Hornblende. Es tritt eine lokale Anhäufung von Epidot-Körnchen auf. Kornverbiegungen weisen auf eine postkristalline Deformation hin.
- c) In der Randfazies weist der Plagioklas einen Anorthit-gehalt von $An < 10\%$ auf, daneben kommt Chlorit und Quarz vor. Diese Ausbildung ist außerordentlich feinkörnig, was als Abkühlungseffekt interpretiert wird. Die postmagmatischen Umwandlungen zeigen sich in Trübungen der Plagioklase und einer Chloritisierung.

HERITSCH (1971) ordnet die Ganggruppe von Maglern in die Metamorphose-Stufe der Prehnit-Pumpellyit-Quarz-Fazies ein und führt hierfür Röntgendaten von Prehnit an. Pumpellyit konnte von mir im Lamprophyr-Gang von Korpitsch erkannt aber nicht sicher nachgewiesen werden. Weiter wurden röntgenographisch die Umwandlungsprodukte serizitischer Muskowit und Kaolinit nachgewiesen (HERITSCH, 1971). Die metamorphen Vorgänge zwischen Diagenese und eigentlicher Thermo- und Dynamometamorphose führten zur Umwandlung des basischen Plagioklases in Albit (Decalcifizierung, Albitisierung) und zur Bildung von Sericit und Kaolinit (HERITSCH, 1971). Zudem wurde Pyroxen oder Hornblende in Chlorit umgewandelt. HERITSCH (1971) nahm daher an, daß sich direkt an die magmatischen Prozesse eine hydrothermale Phase anschloss, die zur Albitisierung und zur Bildung von Quarz und Prehnit geführt hat. Als Paragenese

tritt Prehnit + Quarz + Albit + Chlorit + Kaolinit + Sericit auf. Die thermische Obergrenze dieser Paragenese liegt bei etwa 350 °C. Es wird nach HERITSCH (1971) eine Lage im oberen Bereich der Stabilität angenommen. Der 2 m mächtige Malchitgang von Achomitz ist ein umgewandelter Hornblende-Malchit mit 42 % Plagioklas, 21,5 % Hornblende, 17,8 % Chlorit, 9,9 % Epidot, 4,7 % Quarz, 4 % Erz, 0,1 % Calcit (HERITSCH et al., 1953). Er zeigt ebenfalls eine intersertale Struktur. Die Ca-Abfuhr aus Anorthit-reichen Plagioklasen und eine folgende Sericitisierung ist deutlich erkennbar. Auch in diesem Fall weist die chemische Analyse nach HERITSCH et al. (1953) auf ein gabbrodioritisches Magma hin. Gleiches gilt für die Gänge im Raum Pressegger See – Reisach, bei denen es sich vorwiegend ebenfalls um Hornblende-Malchite handelt. Hier sind teilweise basische Plagioklas-Kernen mit 60 % An erhalten. ANGEL & KAHLER (1937) beschreiben ein malchitisches Ganggestein aus dem Bereich des Grabanz nahe Finkenstein in den zentralen Westkarawanken. Das Gestein hat optisch im Handstück den Anschein eines „Meta-Diabases“. Es weist eine feinkörnige, „chloritisch-schuppige“ Grundmasse auf, die keine Einregelung oder Schieferung und keine Korngrenzen erkennen lässt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten während der Feldforschung zehn neue Ganggesteins-Vorkommen innerhalb der zentralen und westlichen Westkarawanken untersucht werden. Sie intrudierten mit WNW-ESE-Streichen in Tonsteine der feinklastischen Hochwipfel-Formation. Sie zeigen in fast allen Fällen ebenfalls keine Korngrenzen, magmatische Einregelung oder Schieferung. Nach ANGEL & KAHLER (1937) treten neben weißen Sprenkeln auch dünne, grobspätige Calcitgängchen auf. Die Modalanalyse ergab 54 % Plagioklas (Oligoklas - saurer Andesin), 32 % Chlorit (Klinochlor), 8 % Quarz, 3 % Epidot und 3 % Erz (Ilmenit, Rutil, Titanit). Die Plagioklas-Leisten sind fast generell umgewandelt (feine Sericit-Schüppchen und Klinozoisit-Körnchen) und es fand ein Abbau des Ca-Gehalts der Plagioklase auf 25-35 % An statt (ANGEL & KAHLER, 1937). Die Feldspäte haben fast immer eine sehr dünne Rinde von Kalifeldspat (Abb. 8.17). Klinochlor kommt als Blätterpakete in wirren Massen, zusammen mit Epidot- und Titanitkörnern vor. Gelegentlich treten auch Ilmenit-Täfelchen auf (Abb. 8.18). ANGEL & KAHLER (1937) vergleichen den Malchit vom Grabanz mit dem Nigglaitaler Malchit in der Kreuzeckgruppe. Dort tritt eine Umwandlung von brauner Hornblende und wenig Biotit in Klinochlor und Erz auf.

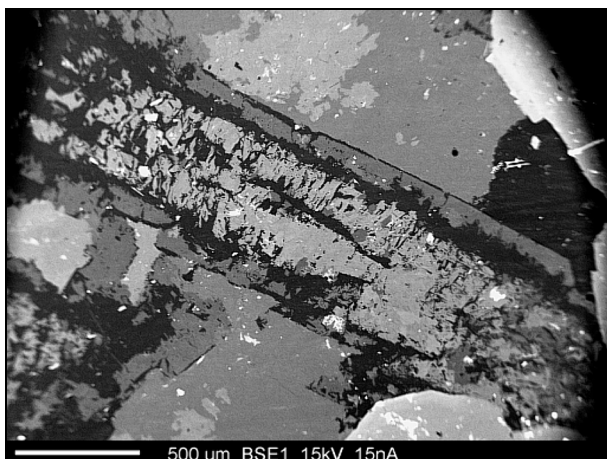


Abb. 8.17: Stark alterierter Plagioklas mit randlicher Umwandlung in feinkörnigen Sericit und Klinozoisit-Körnchen und einer dünnen Kalifeldspat-Rinde; BSE-Aufnahme, Cameca SX 100.

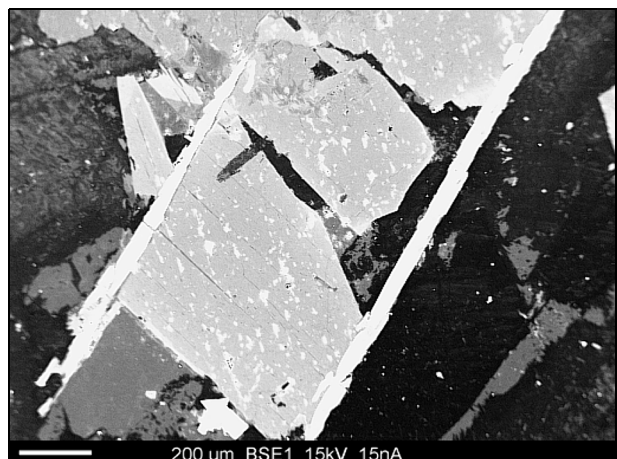


Abb. 8.18: Ilmenit-Täfelchen neben Tschermakit und dichter chloritischer Grundmasse mit Plagioklas-Relikten; BSE-Aufnahme, Cameca SX 100.

Aufgrund der Mineral-Paragenese stellen die Autoren den Malchit bereits in den metamorphen Bereich der Grünschiefer-Fazies.

Die pulverdiffraktometrische Aufnahme des Lamprophyrs von Korpitsch zeigt neben Tief-Albit und Quarz sehr viel Chlorit und wenig Hornblende (Abb. 8.19).

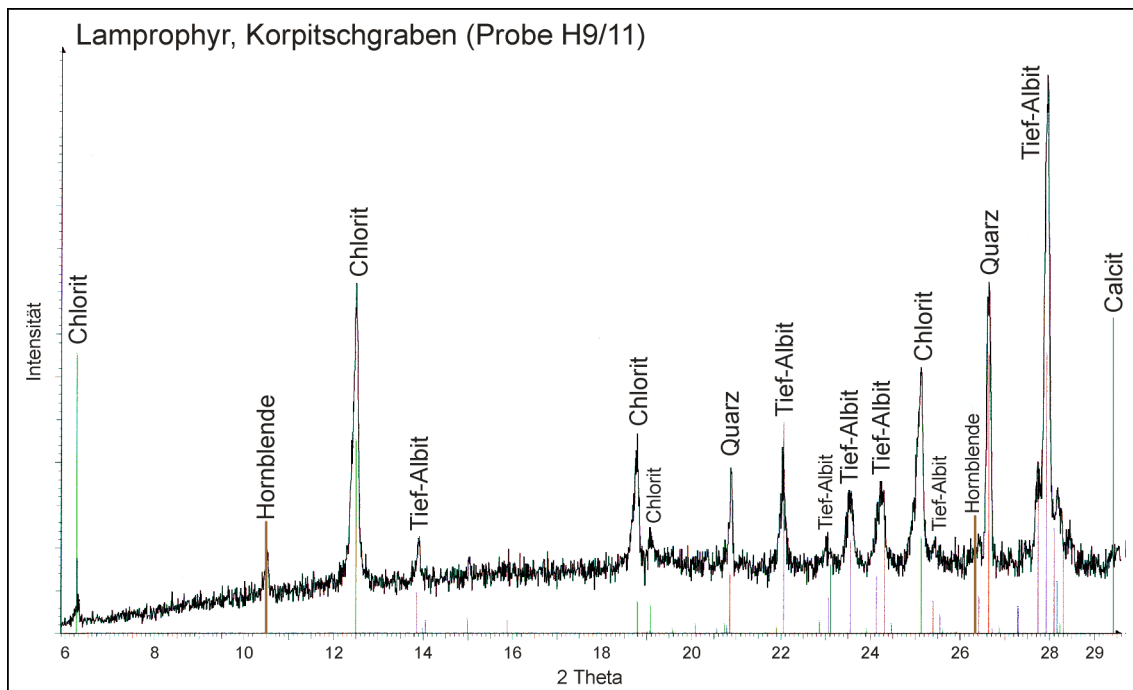


Abb. 8.19: Diffraktogramm des Lamprophyrs von Korpitsch; auffallend ist der hohe Chlorit-Peak und der niedrige Hornblende-Peak bei einer starken Fe-Fluoreszenz.

Gesamtgesteins-Geochemie des Lamprophyrs von Korpitsch

Die aus der geochemischen Gesamtgesteinsanalyse (Tab. 8.7) nach der CIPW-Norm berechneten normativen Mineralgehalte betragen:

2,2 % Quarz, 2,7 % Orthoklas, 29,5 % Albit, 29,5 % Anorthit, 13,3 % Diopsid, 14,6% Hypersthen, 6,2 % Magnetit, 2,1 % Ilmenit und 0,4 % Apatit bei einem angenommenen $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis von 0,5.

Bei geringeren Verhältnissen tritt normativer Olivin auf. Nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) fällt der Lamprophyr von Korpitsch in das Feld der Gabbros (Abb. 8.3 und 8.4). Somit entspricht dies dem Ergebnis eines gabbrodioritischen Magmas für den Malchit von Maglern (HERITSCH et al., 1953). Nach der Shand-Klassifikation handelt es sich um einen metaluminösen tholeiitischen Basalt (SHAND, 1943). Für die Berechnungen wurde wiederum das Programm Magma2.2.1 (WOLETZ, 1996; University of California) verwendet.

Tab. 8.7: Ergebnisse der geochemischen Gesamtgesteins-Analyse (RFA) des Lamprophyrs von Korpitsch (in Gew.-%).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe	LOI
52,72	1,09	17,03	8,46	0,13	7,31	9,55	3,49	0,45	0,17	100,40	3,56

Im K₂O-SiO₂-Klassifizierungs-Diagramm nach Rock (1987) (Abb. 8.20a) fällt der Lamprophyr von Korpitsch in das Feld der kalkalkalischen oder shoshonitischen Lamprophyre (CAL) und trennt sich damit deutlich von alkalischen Lamprophyren (AL), ultramafischen Lamprophyren (UML) und Lamproiten (LL). Der Lamprophyr der Westkarawanken liegt zudem an der Grenze zwischen low-K und medium-K Andesiten.

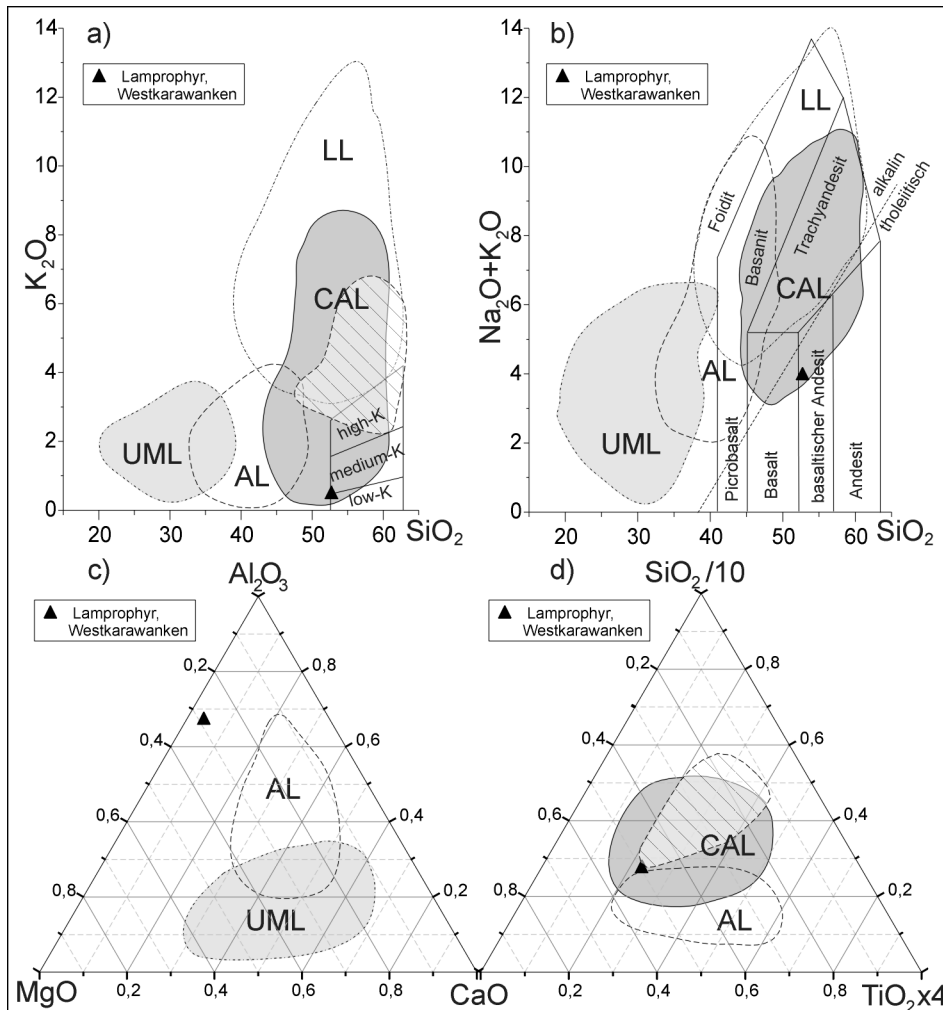


Abb. 8.20: Klassifizierungs-Diagramme für Lamprophyre nach ROCK (1987); a) K_2O - SiO_2 -Diagramm mit Andesit-Klassifizierungsfeldern nach GILL (1981); b) (Na_2O+K_2O) - SiO_2 -Diagramm mit Trennung von tholeiitischen und alkalischen Vulkaniten nach MACDONALD & KATSURA (1964) und Alkali-Silikat-Klassifikation nach LEMAÎTRE (1984); c) Al_2O_3 - MgO - CaO -Diagramm; d) $SiO_2/10$ - CaO - $TiO_2 \times 4$ -Diagramm; Erläuterung siehe Text.

Das schräg schraffierte Feld stellt die Zusammensetzung spät- bis postorogener variszischer kalkalkalischer Lamprophyre des Südschwarzwaldes zum Vergleich dar (KÖLBL-EBERT, 1995). In Abb. 8.20b kommt der Lamprophyr von Korpitsch wiederum im Feld der kalkalkalischen Lamprophyre (CAL) zu liegen und weist einen tholeiitischen Charakter auf. Nach der Alkali- SiO_2 -Klassifikation entspricht er einem basaltischen Andesit. Im Diskriminierungs-Diagramm der Abb. 8.20c kann ein ultramafischer (UML) oder ein alkalischer (AL) Charakter für den hier untersuchten Lamprophyr ausgeschlossen werden. Im $SiO_2/10$ - CaO - $TiO_2 \times 4$ -Diagramm (Abb. 8.20d) lässt sich der Lamprophyr von Korpitsch unter Umständen zwar auch gerade noch einem alkalischen Lamprophyr (AL) zuordnen, kommt aber recht weit innerhalb der kalkalkalischen Lamprophyre zu liegen. In Abb. 8.21a trennt sich der kalkalkalische Lamprophyr sehr deutlich von den Kimberliten und fällt zudem nur in den Randbereich der Lamproite. Er zeigt darüber hinaus eine klare genetische Affinität zu den spät- bis postorogenen variszischen kalkalkalischen Lamprophyren des Südschwarzwalds. Im K_2O - MgO - Al_2O_3 -Diagramm (Abb. 8.21b) kann der Lamprophyr von Korpitsch (Spessartit) klar von den Lamproiten und den Kimberliten getrennt werden. Er fällt aber wegen des geringen K_2O -Gehalts deutlich aus dem Bereich der Lamprophyre des

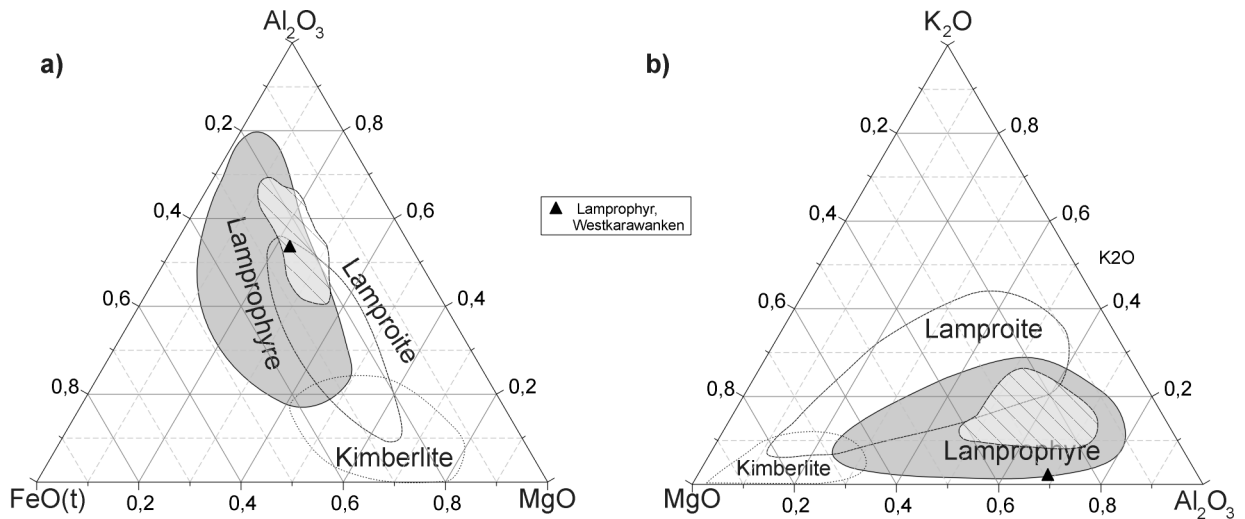


Abb. 8.21: a) Al_2O_3 - $FeO(t)$ - MgO -Diskriminierungs-Diagramm und b) K_2O - MgO - Al_2O_3 -Diskriminierungs-Diagramm zur Trennung der Lamproite, Lamprophyre und Kimberlite nach BERGMANN (1987); schräg schraffiertes Feld = variszische spät- bis postorogene Lamprophyre des Schwarzwalds.

Südschwarzwalds heraus. Der sehr geringe K_2O -Gehalt könnte auf eine postintrusive Kali-Abreicherung zurückzuführen sein. In geotektonischen Diskriminierungs-

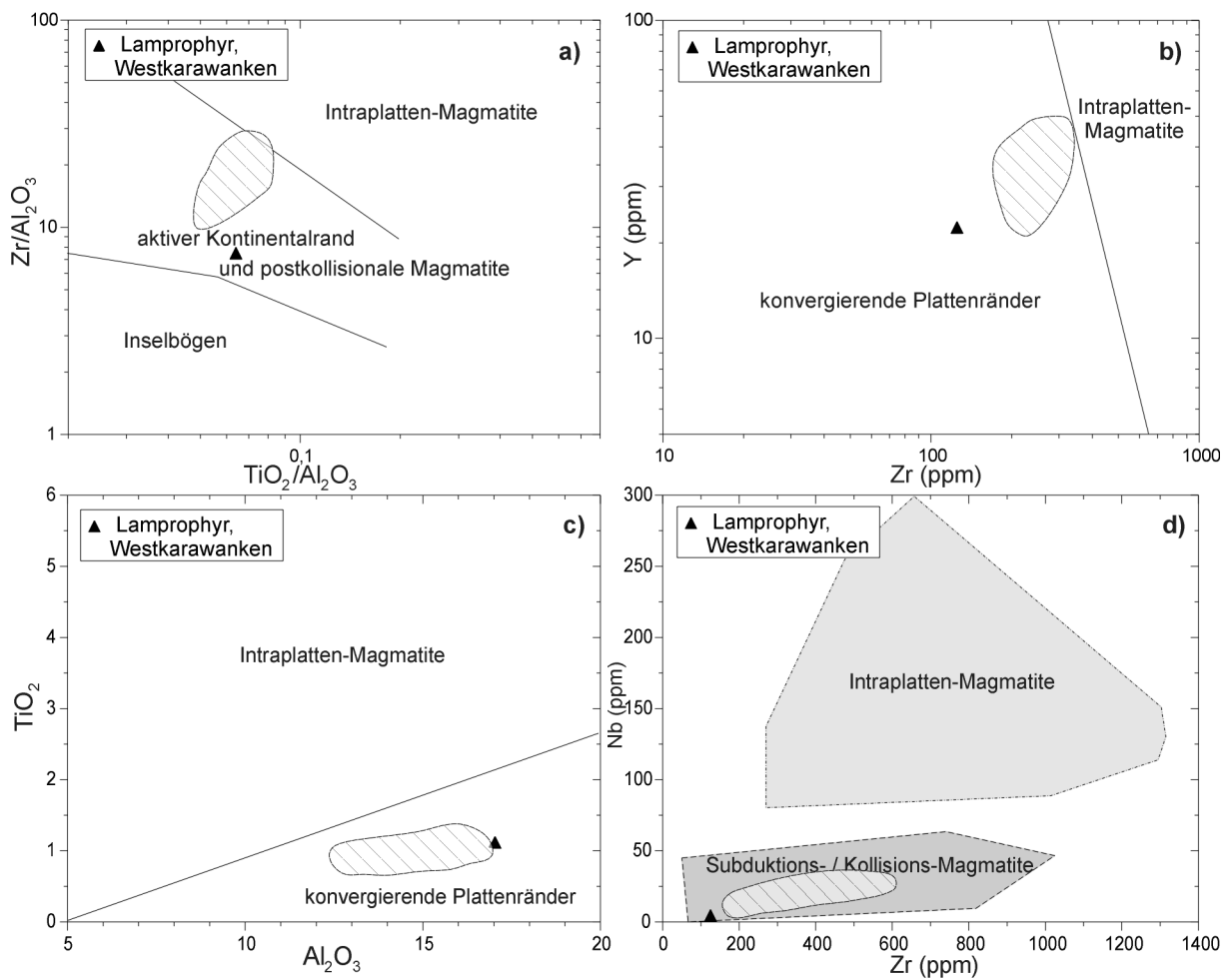


Abb. 8.22: Geotektonische Diskriminierungs-Diagramme; a) bis c) verändert nach MÜLLER et al. (1992); d) verändert nach THOMPSON & FOWLER (1986); schräg schraffiertes Feld = variszische spät- bis postorogene Lamprophyre des Schwarzwalds.

Diagrammen fällt der Lamprophyr von Korpitsch in Bereiche aktiver Kontinentalränder. Im Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3 -Diagramm (Abb. 8.22a) nach MÜLLER et al. (1992) kann der kalkalkalische Lamprophyr der Westkarawanken einem aktiven Plattenrand oder postkollisionalen Magmatiten zugeordnet werden. Ebenso weist das Y-Zr-Diagramm (Abb. 8.22b) auf konvergierende Plattenränder hin (MÜLLER et al., 1992). Im TiO_2 - Al_2O_3 -Diagramm nach MÜLLER et al. (1992) kann das Milieu der Intraplatten-Magmatite ausgeschlossen werden (Abb. 8.22c), dafür fällt die Probe wieder in das Feld konvergierender Plattenränder. Im Nb-Zr-Diagramm nach THOMPSON & FOWLER (1986) kann der Lamprophyr von Korpitsch als Subduktions- oder Kollisions-Magmatit erkannt werden (Abb. 8.22d).

Der Lamprophyr von Korpitsch kann zusammenfassend aufgrund der Petrographie und Gesamtgesteins-Chemie als Spessartit bezeichnet werden, der die geochemische Signatur eines kalkalkalischen shoshonitischen Lamprophyrs aufweist und geotektonisch in ein konvergentes Plattenrand-Milieu kollisionaler und postkollisionaler Magmatite gestellt werden kann.

Mineralchemische Analysen am Lamprophyr von Korpitsch

Der Mineralbestand des Spessartits von Korpitsch wurde spät- bis postintrusiv stark überprägt. Es fanden zahlreiche Abbaureaktionen statt, die insbesondere zum Ca-Abbau der An-reichen Plagioklase und damit zur Albitisierung führten. Retrograde Mineralphasen sind auch Chlorit und Klinozoisit mit wechselnden Anteilen von Prehnit und Pumpellyit sowie Kaolinit und Serizit. In einer pegmatoiden Schliere des Lamprophyrs von Korpitsch konnten dagegen noch frische Minerale angetroffen werden. Insbesondere waren dunkle, bräunliche bis rotbraune Amphibole teils sehr gut erhalten (Abb. 8.23a und 23b).

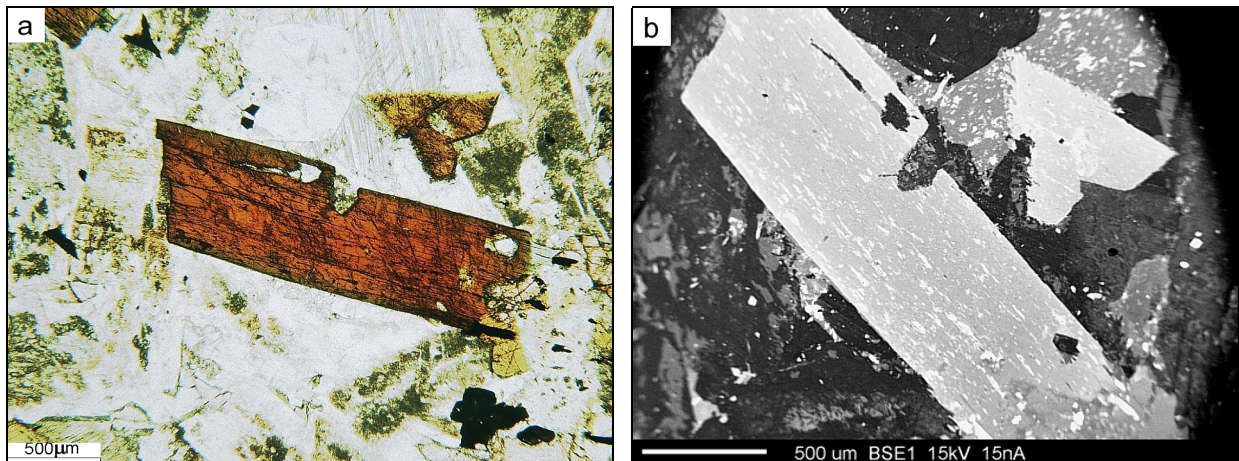


Abb. 8.23: a) TiO_2 -reicher Tschermakit (Hornblende) im Lamprophyr von Korpitsch mit 3,2 Gew.-% TiO_2 und Plagioklas-Einschlüssen im Hellfeld; b) selber Amphibol wie in a) jedoch als BSE-Aufnahme, die Plagioklas-Einschlüsse erschienen dunkel, Erz-Entmischungs-Schnüre aus Ti-Phasen dagegen hell; zu beachten ist auch die Karbonat-Führung, die sich im Hellfeld durch Gleitzwillinge bemerkbar macht.

Tab. 8.8: Mittlere Zusammensetzungen von Hornblende und Kalifeldspat des Lamprophyrs von Korpitsch (Mikrosondenanalysen; Gew.-%).

Probe	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	Total
Hornblende	40,15	3,19	11,92	0,01	18,05	0,26	9,93	10,70	0,57	2,60	97,39
Kalifeldspat	64,27	0,02	18,48	0,09	0,02	0,02	0,11	0,01	14,73	0,39	98,13

Hornblende-Klassifikation

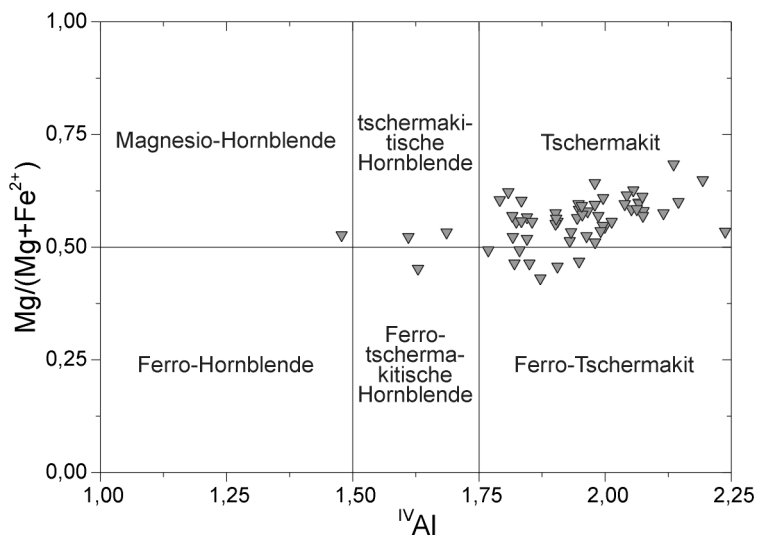


Abb. 8.24: Klassifikation der Amphibole des Lamprophyrs von Korpitsch im Diagramm nach LEAKE (1978).

Die Amphibole des Lamprophyrs von Korpitsch (Spessartit) können im Klassifikations-Diagramm nach LEAKE (1978) (Abb. 8.24) als Tschermakite und zu einem geringen Teil auch als tschermakitische Hornblende oder Ferro-Tschermakit bezeichnet werden. Sie weisen einen relativ hohen TiO_2 -Gehalt auf, so daß der Name Ti-reicher Tschermakit gerechtfertigt ist. Sie sind im Dünnschliff auch durch eine deutlich rotbraune Eigenfarbe mit starkem Pleochroismus ausgezeichnet.

Mit Hilfe der Amphibol-Chemie können lamprophyrische Gesteine ebenfalls unterschieden werden (Abb. 8.25). Im $\text{Ca}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -Diagramm nach ROCK (1987) wird die Zusammensetzung der Amphibole in Lamprophyren mit der Zugehörigkeit zu einem Ast des Lamprophyr-Clans in Verbindung gebracht. Die analysierten Ti-reichen Tschermakite fallen in den Überlappungsbereich zwischen kalkalkalischen shoshonitischen Lamprophyren (CAL) und ultramafischen (UML) und alkalischen Lamprophyren (AL; LL = Lamproite). Im ersten Fall sollten sie als Hastingsite, im zweiten Fall als Kaersutite bezeichnet werden. Aufgrund des zu niedrigen TiO_2 -Gehalts für typische Kaersutite, werden sie als Hastingsite angesprochen. Es handelt sich um eine Ti-reiche tschermakitische Hornblende (vgl. oben). Aufgrund der feinst dispers verteilten Klinozoisit-Körnchen konnten kaum zufriedenstellende Analysen von Plagioklas durchgeführt werden. Es wurden fast immer FeO-Gehalte von 1 bis 2 Gew.-% oder mehr gemessen. Der CaO-Gehalt dominiert stark gegenüber dem Na_2O und K_2O -Gehalt. Es sollte sich demnach in den Kernen der alterierten Plagioklase hauptsächlich um eine Anorthit-reiche Komponente handeln.

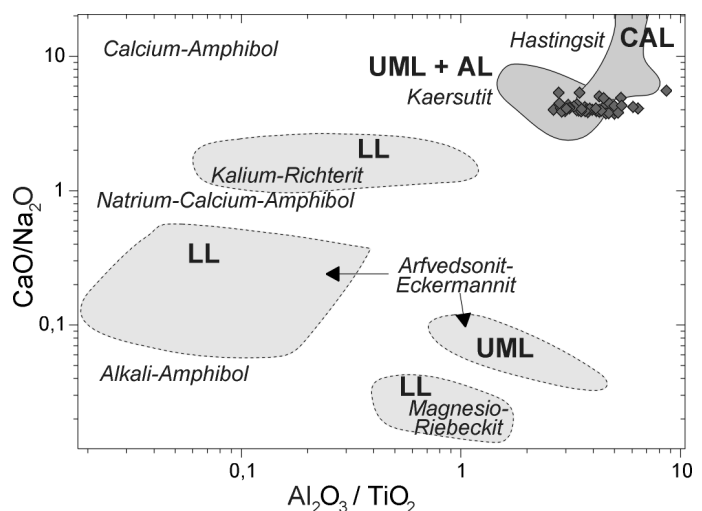


Abb. 8.25: $\text{Ca}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - Amphibol-Diskriminierungs-Diagramm mit den Feldern der verschiedenen Lamprophyr-Typen (Abkürzungen siehe nebenstehenden Text; verändert nach ROCK, 1987).

Druckabschätzung

Das Al-in-Hornblende-Geobarometer ist auf kalkalkalische Magmatite (definierte Mineralparagenese siehe S. 237) beschränkt und kann mit Einschränkungen auch auf den kalkalkalischen Lamprophyr von Korpitsch angewendet werden. Abb. 8.26 zeigt

den möglichen Druckbereich um 4,7 bis 8 kbar, entsprechend 18 bis 31 km Tiefe. Dieser Wert liegt deutlich zu hoch, da petrographische und röntgenographische Untersuchungen an den Sand- und Tonsteinen der Hochwipfel-Formation keine stärkere metamorphe Überprägung erkennen lassen (vergleiche Abschnitt 7.2 – Illitkristallinität). Die niedrigste Abschätzung nach JOHNSON & RUTHERFORD (1989) liefert Drucke zwischen 4,7 kbar und 6 kbar (18 - 24 km). Offensichtlich ist die vorhandene Mineralparagenese für eine Druckabschätzung nicht geeignet.

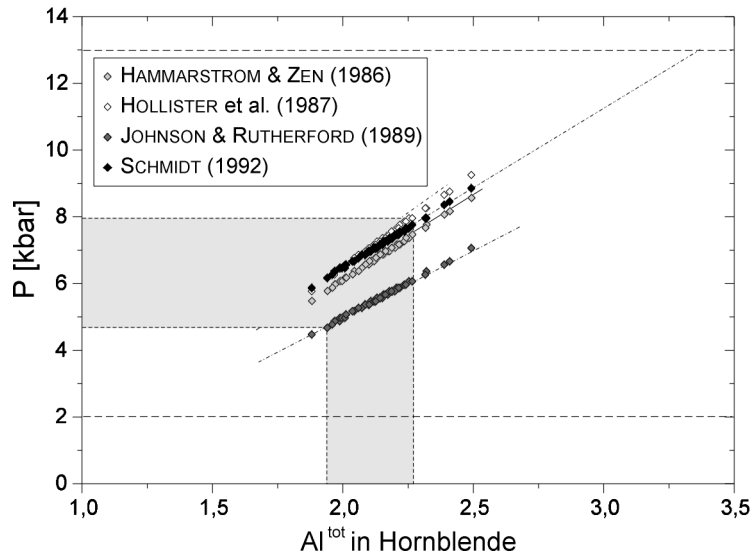


Abb. 8.26: Graphische Korrelation von Druck gegen Al^{tot} -Einbau mit den Ergebnissen nach den verschiedenen Gleichungen der im Text angegebenen Autoren und der oberen und unteren Grenze des Geobarometers (verändert nach ELIAS, 1998).

Temperaturabschätzung

Nach HOLLAND & BLUNDY (1994) führt eine Temperaturerhöhung zur Verlagerung des Gleichgewichts Edenit + Albit \rightarrow Richterit + Anorthit, wobei eine Abreicherung von Al^{IV} in der Hornblende stattfindet. Als Bedingungen für das Thermometer gelten: a) Plagioklas mit $0,1 < X_{An} < 0,9$ und b) Amphibol mit $X_{Na}^{M4} > 0,03$, $Al^{VI} < 1,8$ pfu und $6,0 < Si < 7,7$ pfu (pro Formeleinheit) und ein Temperaturbereich von 500 – 900 °C. Mit Hilfe eingeschlossener Plagioklase kann die Intrusions-Temperatur unter Verwendung des Programms HbPI 1.2 von HOLLAND & BLUNDY (1994) berechnet werden. Für den Lamprophyr von Korpitsch ergibt sich bei einem angenommenen Druck von bei $P = 6$ bis 7 kbar eine Temperatur von $T = 965$ °C und bei $P = 3,5$ bis 4 kbar eine Temperatur von $T = 1000$ °C (± 40 °C). Diese Temperatur liegt über der von HOLLAND & BLUNDY (1994) empfohlenen Obergrenze von 900 °C. Die erhaltene Temperatur ist daher zweifelhaft.

8.3 Effusiva vom Rauscherbach

Bei den Effusiva des Rauscherbachgrabens handelt es sich um grünliche tuffartige bis tuffitische Gesteine, die in der Literatur bisher als Malchit bezeichnet wurden (ANDERLE, 1982b). Es handelt sich aber eindeutig um effusive Gesteine oder um deren Umlagerungsprodukte. Sie treten zwischen der Hochwipfel-Formation des Karbon und der Bellerophon-Formation des Oberperm auf. Ihr Alter liegt folglich zwischen älterem Oberkarbon und älterem Oberperm. Ein triassisches Alter wie das der Vulkanite der Buchensteiner Schichten ist unwahrscheinlich.

Im Diffraktogramm kann neben Quarz auch Plagioklas als maßgebliche Phase erkannt werden (Abb. 8.27). Zudem tritt in der Grundmasse Calcit in bedeutendem Maß auf. Er

stammt aus dem Abbau der Anorthit-reichen Plagioklase, die eine starke Zonierung aufweisen. Chlorit ist eine Alterationsphase der mafischen Minerale. Es wurden Relikte von Augit entdeckt. Biotit ist ein weiterer mafischer Gemengteil. Kalifeldspat (Orthoklas) wurde röntgenographisch nachgewiesen.

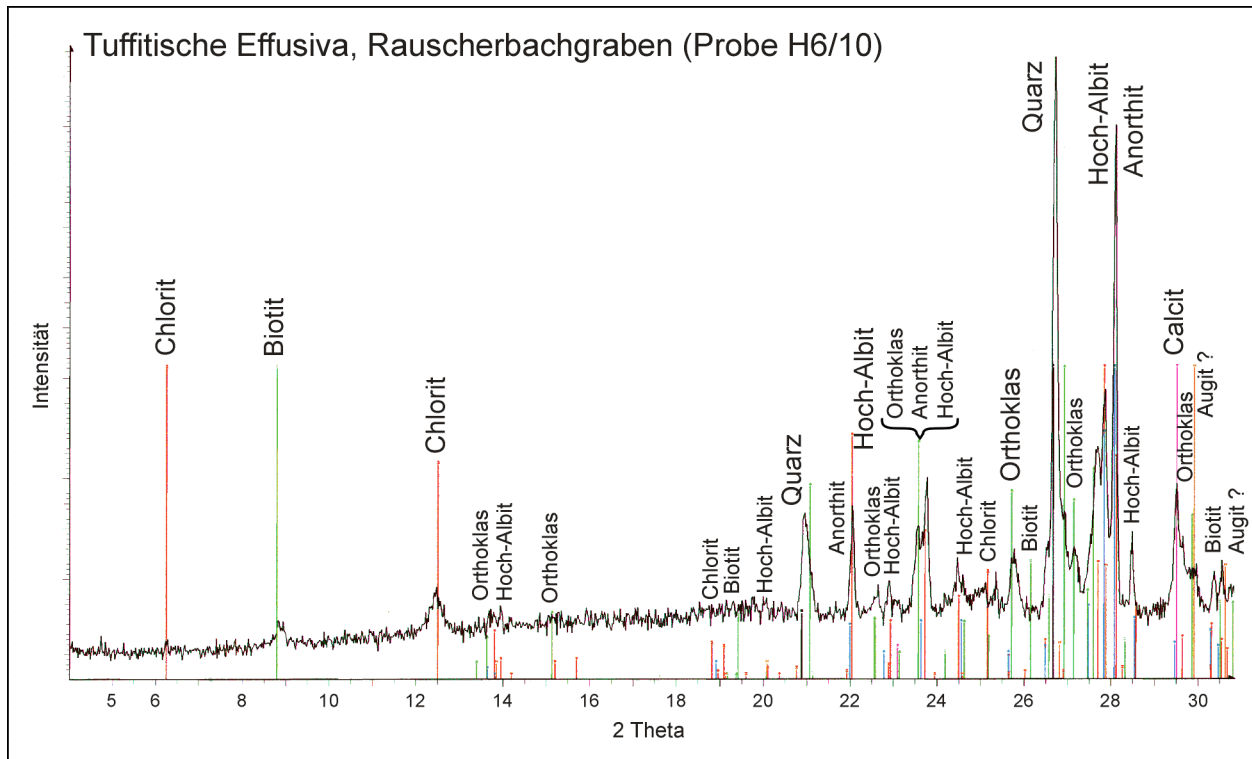


Abb. 8.27: Diffraktogramm der Effusiva vom Rauscherbachgraben mit auffallend hohem Anorthit-Gehalt, Calcit, Chlorit und Biotit neben Quarz.

Die chemische Gesamtgesteins-Zusammensetzung ist in Tab. 8.9 wiedergegeben. Im Rb-Ba-Sr-Diagramm nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) fällt die Probe aus den Effusiva vom Rauscherbach in das Feld der Andesite und Dacite. Nach der Shand-Klassifikation handelt es sich um einen metaluminösen Latit-Andesit (Trachyandesit) mit einem Shand-Index von 0,83 (SHAND, 1943).

Tab. 8.9: Ergebnisse der geochemischen Gesamtgesteins-Analyse (RFA) der Effusiva vom Rauscherbachgraben (in Gew.-%).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe	LOI
59,79	0,72	17,15	6,74	0,08	1,75	6,13	2,27	5,32	0,21	100,16	4,57

Die Berechnung des normativen Modalbestandes nach der CIPW-Norm ergab:

8,9 % Quarz, 31,4 % Orthoklas, 19,2 % Albit, 20,9 % Anorthit, 6,9 % Diopsid, 9,5 % Hypersthen, 1,5 % Magnetit, 1,4 % Ilmenit und 0,5 % Apatit ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Gew.-%-Verhältnis = 0,15 gesetzt).

Die nun folgenden zugehörigen Diagramme wurden bereits im Zuge der Darstellung der Tonalit-Geochemie angeführt. Dort wurde auch die Probe der Effusiva vom Rauscherbach eingetragen. Für die Betrachtung möchte ich daher auf diese Diagramme verweisen. Im Q'ANOR-Diagramm (Abb. 8.3) nach STRECKEISEN & LEMAITRE (1979) fällt die Probe in das Feld der Quarz-Latite und im Or-Ab-An-Diagramm (Abb. 8.4) nach STRECKEISEN (1976) mit einem Wert von $\text{An}/\text{Or} = 0,67$ ebenfalls in den Bereich der Latite. Geochemisch weisen diese tuffartigen Vulkanite im Diskriminierungs-Diagramm nach MAEDA (1990) auf I-Typ-Vulkanite hin (Abb. 8.5). In

SiO₂-Variationsdiagrammen nach PEARCE et al. (1984) fällt die Probe aus dem Rauscherbachgraben in das Feld „VAG + COLG + ORG“ (Abb. 8.7 und 8.8). Im Rb-SiO₂-Diagramm (Abb. 8.6) kann der Vulkanit dem geotektonischen Milieu eines vulkanischen Bogens zugeordnet werden und trennt sich deutlich von synkollisionalen Graniten. Auch in den Y-SiO₂- und Nb-SiO₂-Diagrammen nach PEARCE et al. (1984) (Abb. 8.9 und 8.10) fällt die Probe aus dem Rauscherbach in das Feld „VAG + COLG + ORG“ und schließt damit einen Intraplatten-Granit aus. Aufgrund der relativ nahen Lage zur Grenze zwischen den Feldern muß möglicherweise eine Assimilation von kontinentaler Kruste angenommen werden. Im Nb-Y- und auch im Rb-(Y+Nb)-Diagramm (Abb. 8.9 und 8.10) lässt sich zudem die geotektonische Situation an einem ozeanischen Rücken ausschließen. Auch das Rb/Zr-Diskriminierungsdiagramm nach HARRIS et al. (1986) unterstreicht das Milieu eines vulkanischen Bogens (Abb. 8.11). Die Vulkanite des Rauscherbachgrabens zeigen in den Diskriminierungs-Diagrammen eine vergleichbare Zusammensetzung wie der Tonalit von Finkenstein und liegen im Feld der Tonalite der Karnischen Alpen. Die Tonalite sind jedoch tertiären (oligozänen) Alters, die Vulkanite vom Rauscherbachgraben dagegen jungpaläozoischen Alters.

8.4 Mineralisation im Feistritzgraben

Im Feistritzgraben südlich von Finkenstein treten im tieferen Bereich des Grabens Mineralisationen auf. Sie sind in den Zusammenhang mit Vererzungen im Bereich des ehemaligen Bergbaus Neufinkenstein zu stellen. Hier wurden Kupfer-führende Fahlerze abgebaut (ANGEL & KAHLER, 1937). Diese hydrothermal vererzten Zonen halten sich an tektonisch stark zerrüttete Bereiche der basalen nördlichen Schuppen. Eine dieser Störungszonen streicht WSW-ENE bis E-W und quert knapp oberhalb der Brücke auf Höhe 800 m ü.NN den Feistritzgraben. Die Vererzung hält sich dabei an die basalen Bereiche obersilurischer bis unterdevonischer Kalkschuppen, die aufgrund ihres hohen rheologischen Kontrasts zu den mit ihnen zusammen vergeschuppten Klastika der Hochwipfel-Formation eine Kanalisation der hydrothermalen Fluide bewirkt haben. Die Mineralisation wurde während des Geländeaufenthalts beprobt und das Material im

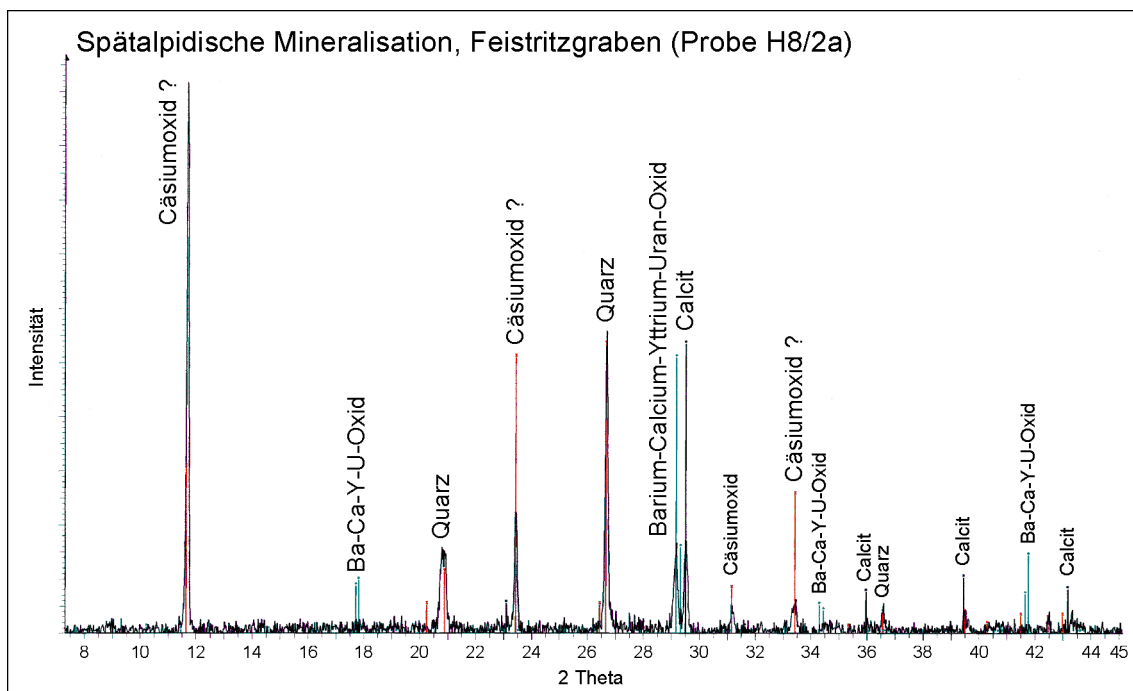


Abb. 8.28: Diffraktogramm der Mineralisation im Feistritzgraben; es tritt Cäsium-Oxid (?) und Barium-Calcium-Yttrium-Uran-Oxid neben Quarz und Calcit auf.

Labor gebrochen und gemahlen. Die röntgenpulverdiffraktometrische Analyse (Abb. 8.28) ergab ein Gemenge aus Cäsium-Oxid, Barium-Calcium-Yttrium-Uran-Oxid, Quarz und Calcit. Cäsium-Oxid ist jedoch in der Natur nicht vorhanden, allein schon aus dem Grund, weil es extrem hygroskopisch ist. Es muß sich demnach um eine andere, unbekannt Mineralphase handeln. Die Mineralisation scheint Teile der altpaläozoischen Kalke durchtränkt und das Karbonat dabei teilweise assimiliert zu haben. Aufgrund seiner Zusammensetzung ist das Material gesundheitsschädlich und führt zu starken Hautreaktionen. Die Ganglagerstätte kann als eine typische Pb-Ag-Bi-U-Vererzung im Gefolge granitoider Intrusionen angesehen werden. Die Tonalit-Intrusion dürfte hierfür die Ursache gewesen sein.

8.5 Fazit

Der Tonalit von Finkenstein intrudierte an der Grenze Mittel- / Oberoligozän ($32,9 \pm 0,2$ Ma) und kann als echter Tonalit bezeichnet werden. Geochemisch entspricht er nach der CIPW-Norm einem peraluminösen Tonalit mit der Signatur eines typischen I-Typ-Tonalits und ist einem alpinotypen kontinentalen magmatischen Bogen zuzuordnen. Die peraluminöse Signatur deutet auf eine Assimilation von Krustenmaterial hin. Es handelt sich um das geotektonische Milieu eines postkollisionalen Tonalits oder eines Granitoids vulkanischer Bögen. Mit Hilfe der Magnesio-Hornblenden und Plagioklase kann auf Bedingungen von 3 bis 4 kbar (etwa 11 bis 16 km Tiefe) und eine Intrusions-Temperatur von 810 ± 40 °C geschlossen werden. Mit dieser magmatischen Aktivität ist eine hydrothermale Pb-Ag-U-Mineralisation assoziiert. Bei den Ganggesteinen handelt es sich um kalkalkalische shoshonitische Lamprophyre (Spessartite) mit Zusammensetzungen metaluminöser tholeiitisch-basaltischer Andesite. Sie müssen in das geotektonische Milieu eines konvergenten Plattenrandes oder in eine syn- oder postkollisionale Situation gestellt werden. Mittels der Ti-reichen Tschermakite und der Plagioklase wurde auf Bedingungen von 6 - 7 kbar (22 – 26 km) und 1000 ± 40 °C geschlossen, die jedoch mit einer starken Unsicherheit behaftet sind. Die Lamprophyr-Gänge sind spät- bis postvariszisch.

9 Interpretation

In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse der Leicht- und Schwermineral-Analyse, der Gesamtgesteins- und Schwermineralchemie sowie der Kathodenlumineszenz und Röntgendiffraktometrie, einschließlich der Illitkristallinität, in Hinblick auf die Entwicklung des Sedimentationsbeckens der Hochwipfel-Formation aber auch der älteren Einheiten und deren Ablagerungsräume interpretiert werden. Die Geochemie der magmatischen Gesteine soll hierbei zu weiteren Schlußfolgerungen hinzugezogen werden und zusammen mit den strukturgeologischen Ergebnissen eine geodynamische Einordnung der verschiedenen tektonischen Ereignisse erlauben.

9.1 Entwicklung des Sedimentationsbeckens vom Ordovizium bis zum frühen Karbon

Gesteine des Altpaläozoikum sind in den Karawanken nur sehr begrenzt überliefert. Autochthone sedimentäre Einheiten des Ordovizium, Silur und Devon sind in den Westkarawanken nicht mehr erhalten. Überliefert sind meist Karbonate und vereinzelt auch klastische, pelitische bis psammitische Sedimente, die in den meisten Fällen als Olistholithe in den Sedimentationsraum der Hochwipfel-Formation gelangten.

Während des frühen Oberordovizium ist die Sedimentation durch Klastika in der Ausbildung der Himmelberg-Sandstein-Fazies charakterisiert (Abb. 9.1a).

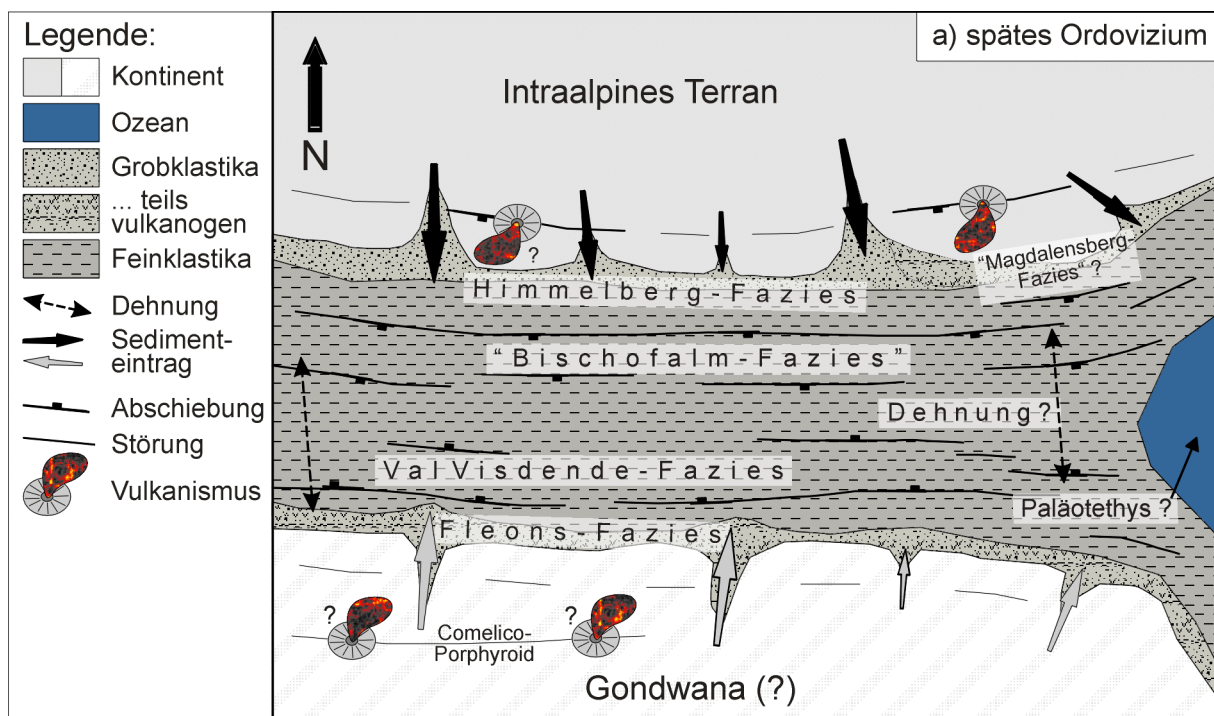


Abb. 9.1a: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken im späten Ordovizium.

Diese sind an der Basis des Korpitschgrabens und im Kokragraben aufgeschlossen und weisen die petrographische und geochemische Provenienz-Signatur (Haupt- und Spurenelemente) eines typischen passiven Kontinentalrandes auf. Grünliche, alterierte basische Vulkanite in Magdalensberg-Fazies und rote Schiefertonsteine weisen ebenfalls auf diesen passiven Kontinentalrand mit einer zunehmenden Dehnungs-Tektonik und Riftvulkanismus hin. Im Silur legen die Karbonate in Schwellen-Fazies und die kieseligen Siliziklastika sowie Lydite und Schwarzschiefer eine

Mangelsedimentation in tieferem, beziehungsweise landferne Milieu nahe (Abb. 9.1b). Die Bildung von Rampenkalken (Bänderkalke des Unterdevon), Schwellenkalken (Goniatitenkalke, Flaserkalke) und Lyditen des Gedinium bis Emsium im Unterdevon weist zusammen mit Riffkalken des Eifelium und Givetium auf einen weiterhin sehr akzentuierten Sedimentationsraum hin. Funde roter, knolliger Cephalopodenkalke mit Eisen-Mangan-Kondensationslagen sind als Nachweise einer Schwellenkalk-Fazies des Frasnium oder Famennium anzusehen. Vom höchsten Oberdevon bis zu Beginn des Viséum im mittleren Unterkarbon sind lediglich Tonsteine und kieselige Schiefer mit vereinzelt bituminösen Kalken überliefert. Es kann aber weiterhin von einem tieferen Becken mit mäßiger Akzentuierung ausgegangen werden. Die maximale Dehnung führte im Zeitraum vom späten Oberdevon bis zum frühen Unterkarbon zum Aufstieg basischer Schmelzen des Diabases von Untertechanting in den Westkarawanken (ANDERLE, 1973, 1951) und des Diabaszuges von Eisenkappel in den Ostkarawanken (KUTTEROLF, 2001; KULLMANN & LOESCHKE, 1994; LOESCHKE, 1970). Einzelne Horst-artige Strukturen müssen aber zum späten Tournaisium über dem Niveau des Meeresspiegels exponiert und hierbei verkarstet worden sein (Abb. 9.1b und c), was Zemente der seicht-phreatischen Zone belegen.

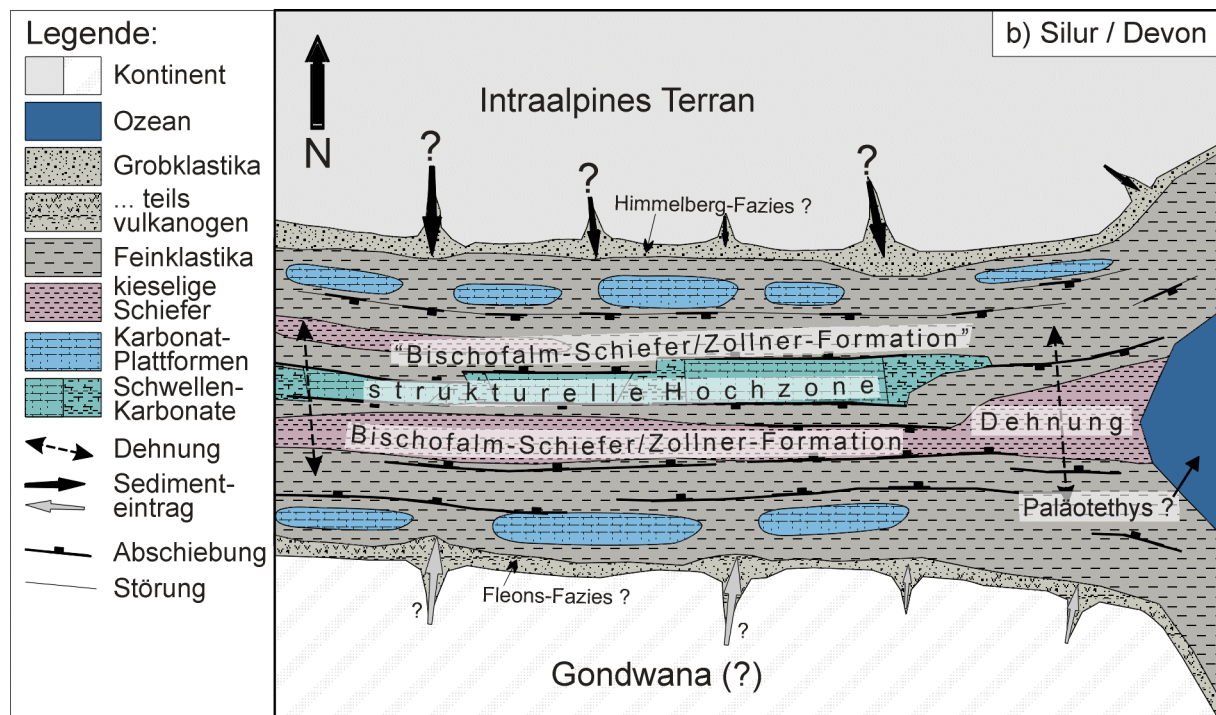


Abb. 9.1b: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken während des Silur und Devon.

9.2 Entwicklung des Sedimentationsbeckens der Hochwipfel-Formation im Karbon

Die Hochwipfel-Formation wurde in einem Becken abgelagert, das im frühesten Unterkarbon eine ruhige Sedimentation aus Tonsteinen, pelagischen Mangelkalken und geringmächtigen Lyditen in distaler Fazies zeigte, dann aber durch tektonische Prozesse im Übergang zum Viséum rasch umstrukturiert wurde.

9.2.1 Basale Konglomerat-Einheit

Der Beginn der eigentlichen Sedimentation der Hochwipfel-Formation wird durch eine grobklastische Fazies markiert. Diese Schüttungen von Mittel- bis Grobkonglomeraten

können als „initiale“ submarine Rinnenfüllungen betrachtet werden und sind auf eine plötzliche starke tektonische Akzentuierung des Ablagerungsraumes zurückzuführen. Hierbei wurden Sedimente, die zuvor in Sedimentfallen zwischen dem Hinterland des Intraalpinen Terrans und einer strukturellen Hochzone zurückgehalten wurden, teilweise erodiert und durch neu geschaffene „bypass“-Kanäle (vgl. „flow bypass by incision“ nach SINCLAIR & TOMASSO, 2002) in das Hochwipfel-Becken verfrachtet (Abb. 9.1c).

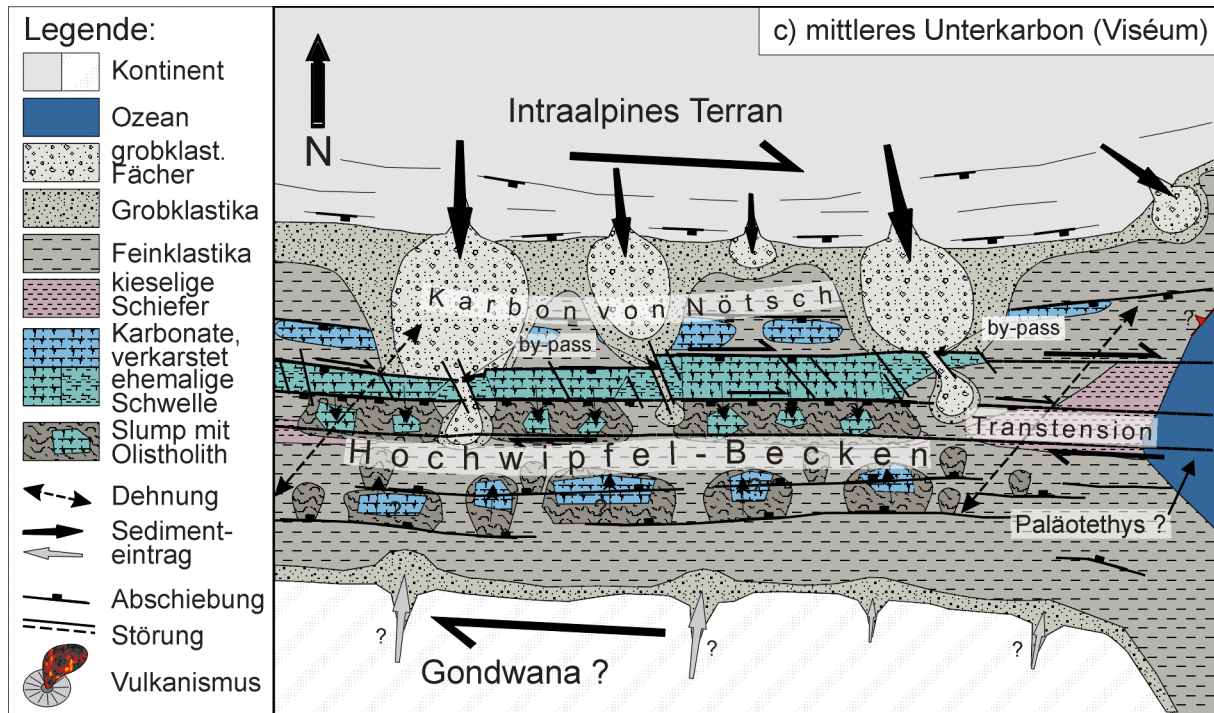


Abb. 9.1c: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken im mittleren Unterkarbon (Viséum).

Die Komponenten lassen auf eine Mobilisierung kristalliner Gerölle und die Aufarbeitung von beckeninternen Sedimentklasten schließen. Sedimentgerölle wurden hierbei teilweise plastisch deformiert und sind daher vor ihrer vollständigen diagenetischen Überprägung vom Schelf oder dem obersten Kontinentalhang erodiert worden. Vergleiche mit der Erlachgraben-Formation im Karbon von Nötsch lassen den Schluß zu, daß es sich bei dieser Fazies sehr wahrscheinlich um Sedimente eines ähnlichen Transportregimes handelt. Die Konglomerat-Fazies ist demnach als distales Äquivalent der proximalen Trümmerstrom-Ablagerungen des oberen Kontinentalhanges im Karbon von Nötsch zu betrachten (Abb. 9.1c), die bis in die tieferen und ansonsten durch tonige Sedimente und Mangelkalke oder kieselige Schiefer dominierten Bereiche des Beckens vorgedrungen sind. Mit dem Ende dieser kurzen initialen Phase setzt das Eingleiten von Olistholithen, bestehend aus den ordovizischen bis frühkarbonen Sedimenten, in das Becken ein (Abb. 9.1c).

9.2.2 Feinklastische Hochwipfel-Einheit

In der feinklastischen Hochwipfel-Einheit dominieren Tonsteine und Siltsteine, die Ablagerungen eines tektonisch akzentuierten, schlammreichen Slope Apron –Systems oder Rampen-Systems entsprechen können. Das Eingleiten von Olistholithen und zahlreiche Rutschungsverfaltungen durch Slumps weisen auf einen tektonisch mobilen Kontinentalhang hin (Abb. 9.1c). Sedimentmaterial in der Sand- und Kiesfraktion wurde durch die erneute Aktivierung tektonischer Sedimentfallen zwischen dem Intraalpinen Terran und der einer Hochzone zurückgehalten (vgl. „flow stripping“ nach SINCLAIR &

TOMASSO, 2002), während an der beckenwärts gerichteten Front exponierter Horst-Strukturen und an Escarpments große Blöcke altpaläozoischer Einheiten in das Becken abglitten. Die zu Beginn der feinklastischen Hochwipfel-Einheit zu verzeichnende Häufigkeit an Olistholithen geht nach oben hin merklich zurück und es stellt sich wiederum eine relativ ungestörte Sedimentation von Ton- und Siltsteinen ein, die mit einem schlammreichen Slope Apron –System assoziiert werden kann. Für tiefmarine Verhältnisse spricht die Ichnofazies mit *Dictyodora libeana*, *Lophoctenium isp.* und *Nereites isp.*

9.2.3 Grobklastische Hochwipfel-Einheit

Der Übergang von der feinklastischen zur grobklastischen Hochwipfel-Einheit kann durch einen Meeresspiegelabfall mit einer damit verbundenen Erosion am klastischen Schelf, einer fortschreitenden tektonischen Akzentuierung oder einer Veränderung im Hinterland (Tektonik?) erklärt werden. Möglicherweise wurden Teile des Intraalpinen Terrans bereits herausgehoben und lieferten aufgrund einer stärkeren Erosion zunehmend mehr grobklastisches Sediment an (Abb. 9.1d). Aus den Ergebnissen der Leichtmineral-Provenienzanalyse kann auf ein aufgearbeitetes Orogen und damit auf einen kristallinen Komplex im Liefergebiet geschlossen werden. Hinzu treten Anzeichen einer gemischten Provenienz von magmatischen Bögen und Subduktionskomplexen sowie magmatischer Bögen und gedehnter Kontinentalränder. Die durchschnittlichen QFL-Zusammensetzungen der Petrofazies-Typen sind jedoch nach VALLONI & MAYNARD (1981) keiner eindeutigen plattentektonischen Kategorie zuzuordnen. Darüber hinaus besitzen nach MACK (1984) insbesondere Strike-Slip –Ränder sehr komplexe Liefergebiete und wurden bisher Provenienz-analytisch kaum oder gar nicht beachtet. Sowohl die Quarz-Varietäten als auch die Schwermineralchemie weisen auf ein im wesentlichen niedriggradig metamorphes Kristallin aus Niedrigdruck-Metapeliten und –Gneisen sowie Granitoiden hin. Helminth-Chlorit in Quarz weist auf Grünschieferfazielle Bedingungen hin. Geringere Mengen des Sediments sollten nach der Hellglimmerchemie jedoch aus höhergradigen Kristallingesteinen stammen.

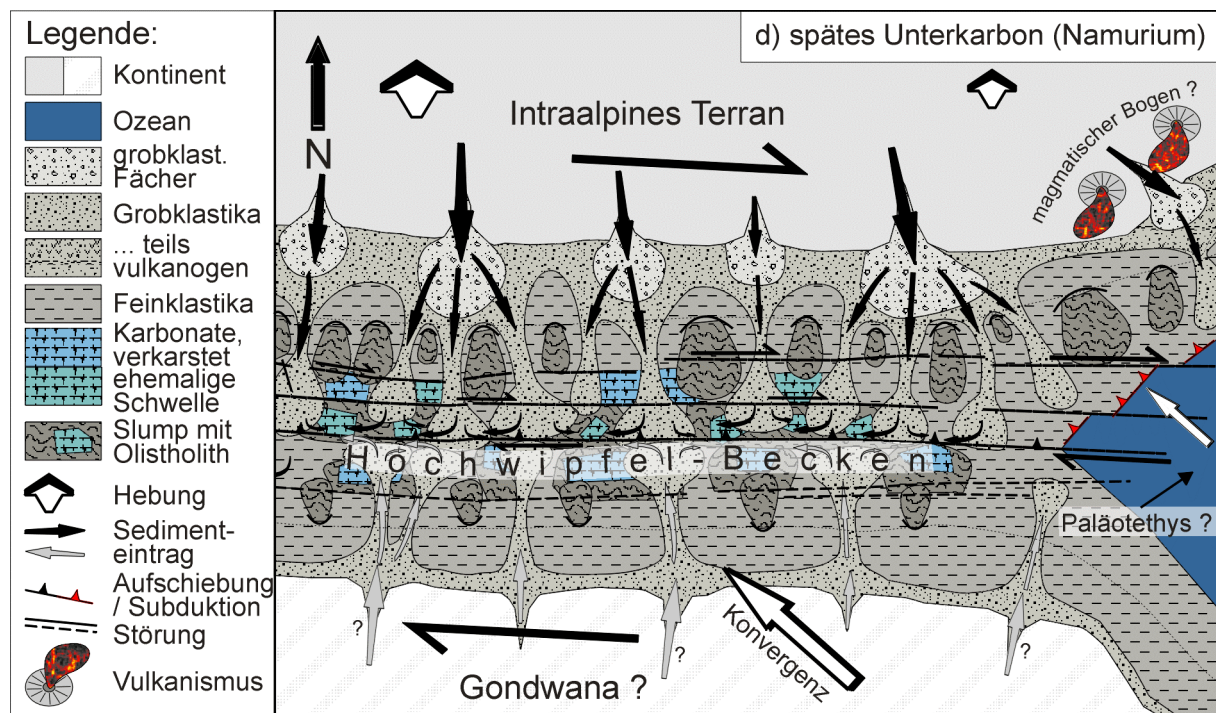


Abb. 9.1d: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken im späten Unterkarbon (Namurium).

Der Chemie der Granate zufolge können ebenfalls Niedrigdruck- und Hochdruck-Metapelite sowie Orthogneise und Amphibolite im Liefergebiet vermutet werden. Da sich im Dünnschliff auch niedriggradige metasedimentäre Klasten (Tonschiefer, Phyllite und Meta-Psammiten) in Hochwipfel-Sandsteinen nachweisen lassen, handelt es sich folglich beim Liefergebietskomplex wahrscheinlich um ein exhumiertes und metamorph zoniertes Kristallgebiet eines Orogens. Zuvor am Schelf akkumulierte Klastika oder ein sedimentäres Deckgebirge (vgl. STANLEY, 1965) könnten ebenfalls als Sediment-Quelle gedient haben. Entweder wurden dabei erneut vergleichbare Bedingungen wie während der Schüttung des basalen Grobkonglomerats geschaffen, wobei die Sedimente durch einen „By-Pass“ in das Hochwipfel-Becken gelangten (vgl. „flow bypass by incision / abandonment“ nach SINCLAIR & TOMASSO, 2002), oder die strukturellen Hochgebiete waren bereits so weit abgetragen, daß ein direkter Transport in das Becken möglich war (Abb. 9.1d). Für eine Aufarbeitung älterer Sedimente zu Beginn der grobklastischen Hochwipfel-Einheit spricht unter anderem die ultrastabile Schwermineralassoziation Zirkon + Turmalin + Rutil/Titanit, die auf eine Mobilisierung ordovizischer bis silurischer Sedimente zu Beginn der Hochwipfel-Sedimentation zurückgeführt werden kann. In den Sandsteinen dieser Einheit (vorwiegend feldspatreiche Litharenite und im tieferen Anteil zudem lithische Subarkosen) kann durch die Leichtmineral-Analyse zudem der höchste Verwitterungsgrad abgeleitet werden. Hiermit ist ein anfänglich hoher Quarz-Gehalt verbunden. Das hohe Sedimentangebot und die Wiederaufarbeitung am Schelf führten zu hochkonzentrierten Turbulenzströmen und plastischen verflüssigten Strömen extrem hoher Konzentration. Es handelt sich um Ablagerungen der Kanalfazies, Kanalrandfazies und Terrassen- oder Lobenfazies eines sandreichen „Slope Apron“- oder Rampen-Systems, in das zunehmend Geometrie-Elemente submariner Fächersysteme eingeschaltet sind (Abb. 9.1d). Die Sedimentkörper sind durch eine stark variable Geometrie und Mächtigkeit gekennzeichnet. Die Sedimente wurden hierbei im wesentlichen von Norden und Süden in das Becken geschüttet und innerhalb desselben entlang der Trogachse (Ost-West) meist nach Westen umgelagert. Der häufige Wechsel mit feinklastischen Sedimenten deutet mehr auf eine ereignisorientierte Sedimentation und weniger auf eine kontinuierliche Anlieferung von Sediment hin. Vulkaniklastische Komponenten mögen einen weiter entfernt gelegenen magmatischen Bogen andeuten, dessen Einfluß sich aber auf seltene und untergeordnete Impulse beschränken muß. Ich halte es jedoch für wahrscheinlicher, daß es sich bei den betreffenden, fast durchweg stark alterierten und epidotisierten Klasten um erodierte Paläovulkanite handelt, die möglicherweise aus Gesteinen wie beispielsweise der Magdalensberg-Fazies stammen. Hierfür spricht auch der lichtoptisch und röntgenographisch ermittelte niedrige Feldspat (Plagioklas) –Gehalt in den Hochwipfel-Sandsteinen. Das nahezu vollständige Fehlen magmatischer Amphibole innerhalb der Schwermineralassoziation und das häufige Auftreten von Epidot unterstreichen ebenfalls diese Annahme. Der erhöhte Anteil magmatogener Lithoklasten ist auf die Basis der Sedimentations-Zyklen konzentriert und weist aufgrund der starken und häufigen Schwankungen nicht auf den Einfluß eines magmatischen Bogens hin. Dieser würde sich durch einen deutlich kontinuierlicheren Eintrag vulkanogener Klasten bemerkbar machen. Die Leichtminerale zeigen sowohl im stratigraphischen Verlauf als auch lateral eine hohe Variabilität und weisen auf eine komplexe Mischung unterschiedlicher Liefergesteine im Abtragungsgebiet hin. Die untersuchten Profilschnitte lassen auf mehrere diskrete Liefergebiete schließen. Infolge wechselnder Anteile der betreffenden Sedimente im Zuge der Schüttungen in das Sedimentationsbecken der Hochwipfel-Formation zeigen sich starke Schwankungen sowohl in lateraler, als auch in vertikaler (zeitlicher) Erstreckung.

9.2.4 Heterolithische Hochwipfel-Einheit

In der heterolithischen Hochwipfel-Einheit (Abb. 9.1e) zeigt sich ein ähnliches Bild wie in der grobklastischen Hochwipfel-Einheit. An der Basis dieser Einheit glitten zum letzten Mal Olistholith-Blöcke in das Hochwipfel-Becken ein. Der Sediment-Transport in das Becken erfolgte hauptsächlich von Norden und Süden. Im Ablagerungsraum kam es entlang der Ost-West-streichenden Beckenachse zu einer weiteren Verfrachtung des Sediments. Das Spektrum der grobklastischen Sedimente ist etwas eingeschränkter und die feinklastische Sedimentation mit Rutschungen nimmt im Vergleich zur grobklastischen Einheit zu. Es treten weiterhin vorwiegend Ablagerungen hochkonzentrierter Turbulenzströme und plastischer verflüssigter Ströme auf. Zunehmend schalten sich dabei linsenförmige Körper in Feinkiesfraktion in die Sandsteine ein. Dies kann die Folge einer stärkeren Hebungsrate des Intraalpinen Terrans und damit eines stärkeren Gradienten sein. Die Chemie der Hellglimmer läßt eine Zunahme hochgradig metamorpher Gesteine im Liefergebiet erkennen. Es handelt sich dabei wohl um Hochdruck-Metapelite und Hochdruck-Orthogneise. Das Auftreten von Chrom-Spinell ist auf diese Einheit der Hochwipfel-Formation beschränkt und läßt den Schluß zu, daß auch geschichtete ultramafische Intrusionen (möglicherweise auch ophiolithische Peridotite des alpinen Typs) im Liefergebiet zur Abtragung kamen. Die erhöhten V, Cr und Ni-Gehalte innerhalb der Gesamtgesteins-Geochemie sind wahrscheinlich ebenfalls darauf zurückzuführen. Eckige und plastisch deformierte Tonstein-Aufarbeitungsklasten weisen bereits auf eine beginnende Beckenmodifizierung hin, die als Folge erster Einengungsvorgänge anzusehen ist. In der heterolithischen Hochwipfel-Einheit tritt ein charakteristisches Maximum im organischen Kohlenstoff-Gehalt (C_{org}) auf, das einen Zusammenhang mit dem Höhepunkt der Vereisungsphase im Westfalium (mittleres Unterkarbon bis mittleres Oberkarbon) vermuten läßt.

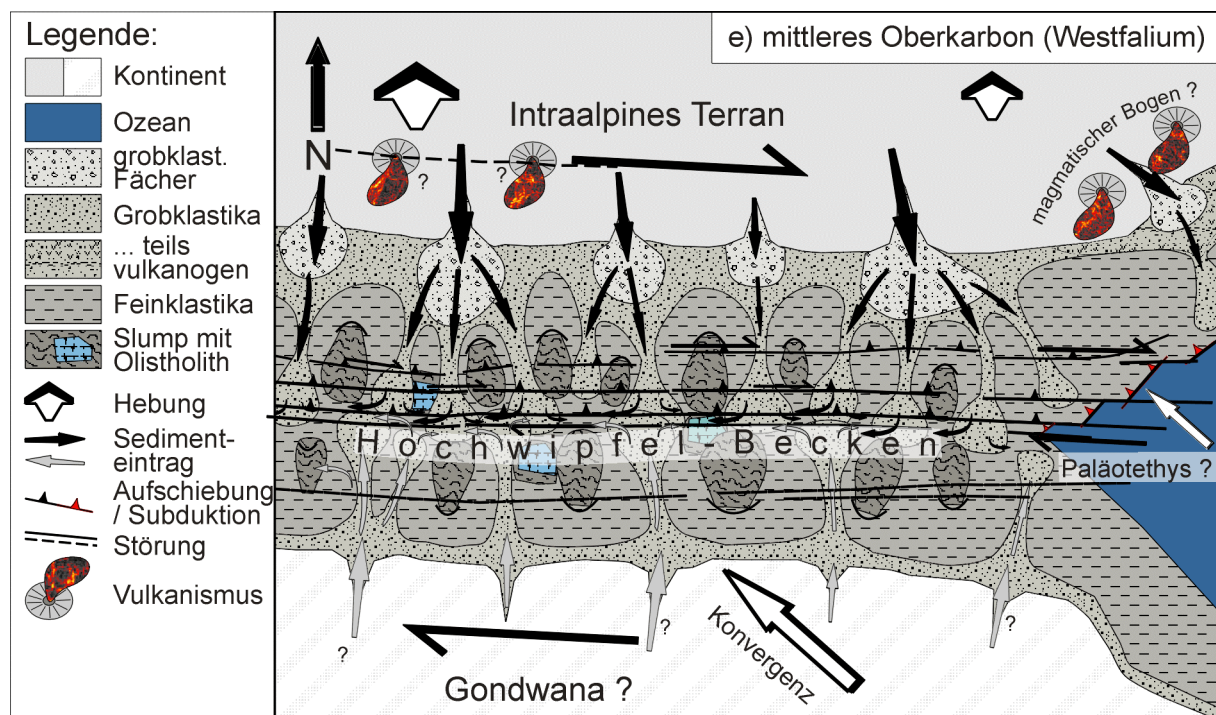


Abb. 9.1e: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken im mittleren Oberkarbon (Westfalium).

9.2.5 Schlußfolgerungen für die Genese des Hochwipfel-Beckens

Der Ablagerungsraum der Sedimente der Hochwipfel-Formation kann demnach als tektonisch entstandenes und akzentuiertes, enges Becken angesehen werden (vergleiche auch KUTTEROLF, 2001; KRÄINER, 1992; TESSENHORN, 1971). Die Gesamtgesteins-Geochemie der Hochwipfel-Sandsteine weist auf einen aktiven Kontinentalrand bis kontinentalen magmatischen Bogen mit der Signatur felsischer Vulkanite hin. Wahrscheinlich handelte es sich aber um ein Aborted Rift –System (Aulakogen) zwischen dem Intraalpinen Terran und dem nördlichen Kontinentalrand von Gondwana oder der Subplatte Apulia. In Spider-Diagrammen (Multi-Element-Diagramme) ist deutlich der Einfluß eines passiven Kontinentalrandes zu erkennen. Die relativ lange Sedimentationsphase über eine Zeitspanne von 35 bis 45 Ma spricht mehr für das geodynamische Milieu eines Rift-Systems als für eine Flysch-Sedimentation, die an eine Subduktionszone gebunden war. Ähnliche Sedimentationsverhältnisse während einer ausgesprochen schrägen Konvergenz wurden auch von MARRONI & TREVES (1998) aus dem Bereich des Apennin beschrieben. Auch dort handelt es sich um eine ausgesprochen lange Phase von Schüttungen lithischer Wacken. Das tiefmarine Milieu im Bereich des Hochwipfel-Beckens wird sowohl durch die zu Beginn der Sedimentation vorherrschenden Tonsteine in Vergesellschaftung mit pelagischen Mangelkalken und Lyditen, als auch durch die nachfolgenden grobklastischen Ablagerungen hochkonzentrierter Dichteströme und Turbidite in Kanal-, Kanalrand- und Lobenfazies sowie die Ichno-Fazies belegt.

9.2.6 Auernig-Formation

In den Westkarawanken sind klastische Sedimente der Auernig-Formation nur in sehr geringem Umfang überliefert. Die sehr Quarz-reichen und oft sehr grobkörnigen Quarz-Lydit-Konglomerate sind ein sehr reifes Sediment, dessen Liefergebiet zu einem hohen Anteil aus Ganggesteinen beziehungsweise Granitoiden Intrusivkörpern oder sauren Orthogneisen bestanden haben muß. Die Geochemie der Hellglimmer in grobkörnigen Quarz-Areniten weist ebenfalls auf eine Zunahme granitoider Gesteine und wohl auch von Hochdruck-Orthogneisen und/oder Hochdruck-Metapeliten hin. Demgegenüber nimmt der Anteil von Niedrigdruck-Orthogneisen ab. Die Schwermineral-Vergesellschaftung wird sehr stark von Zirkon und Turmalin dominiert und deutet ebenfalls auf Quarz-Turmalin-Ganggesteine und Granitoide hin. Weiterhin läßt auch die Chemie der Turmaline auf Metapelite und Metapsammite sowie Quarz-Turmalin-Gesteine schließen. Die Leichtmineral-Analyse liefert die Provenienz eines sehr Quarz-reichen und Feldspat-armen aufgearbeiteten Orogens. Die Beckenentwicklung im Übergang von der Hochwipfel- zur Auernig- Formation führte in den meisten Bereichen zur Ausbildung einer Winkeldiskordanz, teilweise kann aber auch eine kontinuierliche Sedimentation vermutet werden. Die räumliche Verteilung grobklastischer Fächer wurde durch eine intensive tektonische Strukturierung des Beckens entlang von Seitenverschiebungen gesteuert (Abb. 9.1f). Im Verlauf der Beckenachse kam es bei genügender Abschirmung des klastischen Eintrags durch Sedimentfallen und die Bildung vorgelagerter Druckrücken („push up ranges“) zur Ablagerung von permokarbonen Fusulinenkalken. Diese Sedimentation dürfte sich in weiten Teilen der Karawanken ohne nennenswerte Unterbrechung bis in das Perm hinein fortsetzen und ist in Form des klastischen Unterperm erhalten (BUSER, 1974).

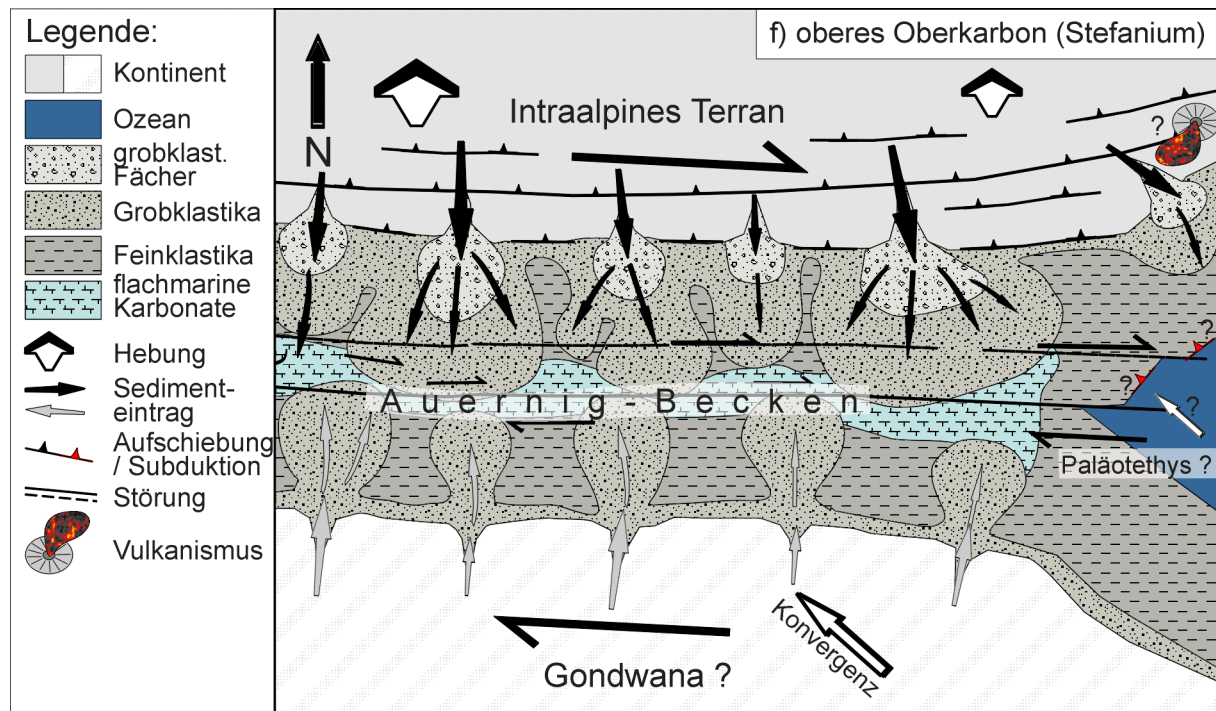


Abb. 9.1f: Sedimentationsmodell und Fazies-Verteilung für den Bereich der Karawanken im oberen Oberkarbon (Stefanium).

9.3 Strukturelle Interpretation

Die innerhalb der Hochwipfel-Formation auftretenden zahlreichen Kiesel- und Schieferntonstein-Einheiten des Silur sowie Kalkschollen und -blöcke des Devon erfuhren nach ihrem Eingleiten in den Ablagerungsraum als Olistholithe trotz ihrer hohen lithologischen Kompetenz eine starke tektonische Zerstückelung und Verschuppung im Bereich der tieferen Einheiten. Trotz dieser Überprägung spricht für eine primäre Interpretation als Olistholithe jedoch die ungestörte Sedimentation von Hochwipfel-Tonsteinen in direkt angrenzender Nachbarschaft der allochthonen Kalkblöcke. Die Untersuchung der Hauptkluftrichtungen und der Schichtlagerung dieser altpaläozoischen Einheiten zeigt zudem ein von der Hochwipfel-Formation abweichendes Muster. Es handelt sich wahrscheinlich um Scher- und Dehnungsklüfte während der oberdevonischen bis unterkarbonen Transtensionsphase. Die altpaläozoischen Einheiten weisen eine abweichende tektonische Orientierung der Schichtflächen auf, die unter anderem aber auch auf eine intensive alpidische Verschuppung, Verkippung und Blockrotation innerhalb der basalen Schuppenzone in unmittelbarer Nähe zur Periadriatischen Naht zurückgeführt werden kann. Die Hochwipfel-Formation selbst ist zu einer weitgespannten Faltenstruktur mit nach Osten abtauchender Achse deformiert worden, die nach Norden in Form einzelner Schuppen verkürzt wurde. Diese Verfaltung kann sowohl durch die variszische Transpression im frühen bis mittleren Oberkarbon, als auch während der alpidischen Konvergenz im Oligozän und Miozän entstanden sein. Die Gesteine der Hochwipfel-Formation zeigen mäßig steile bis steilstehende NW-SE-streichende Störungsflächen mit dextralem Bewegungssinn. Durch die intensive Zerblockung und Blockrotationen entlang der Periadriatischen Naht und der Save-Linie sind in vielen Fällen keine Vorzugsrichtungen zu erkennen. Die dextrale, nach SE-gerichtete Zerschering kann auf die tertiäre (spät-oligozäne bis miozäne) laterale Extrusion der Ostalpen entlang der Periadriatischen Naht zurückgeführt werden. Hierbei kam es verstärkt zur Bildung großer synthetischer Riedel(R)-Störungen und antithetischer Riedel(R')-Störungen, die den Gebirgsbau der Karawanken durchschlagen. Die tektonischen Hauptstruktur-Richtungen der Periadriatischen Naht

und der Save-Linie zeigen sich auch in einem annähernd E-W- bis WSW-ESE-gerichteten Kluftmuster. N-S-gerichtete Kluftverläufe sind mit N-S-orientierten Querstörungen (Wurzen-Paß, Korpitsch-Störung, Gailitz-Furche (?)) verbunden. Beide Systeme lassen zusammen auf NNW-SSE-gerichtete Einengung und eine nach Osten verlaufende Extrusion schließen. Während dieser Bewegungen wurde die Gesteinsabfolge am Dreiländereck entlang der Wurzen-Paß – Arnoldstein – Querstörung in Richtung NW dextral versetzt.

Die anchizonale metamorphe Überprägung der Sandsteine und Tonsteine der Hochwipfel-Formation während der alpidischen Deckenstapelung fand zusammen mit jener der permotriassischen ostalpinen Einheiten statt und kann demnach als alpidisch angesehen werden. Eine variszische Metamorphose dürfte damit ebenfalls höchstens anchizonale Bedingungen erreicht haben. Die Intrusion des Tonalits von Finkenstein fand im mittleren bis späten Oligozän ($32,9 \pm 0,2$ Ma) statt und stellt einen postkollisionalen, peraluminösen Tonalit einer charakteristischen I-Typ-Genese dar. Die peraluminöse Signatur deutet hierbei auf eine Assimilation von Krustenmaterial hin. Eine Druckabschätzung mittels der Al-in-Hornblende-Barometrie liefert Werte von 2,7 bis 4,5 kbar entsprechend einer Tiefe von 10,5 bis 18 km. Die Intrusions-Temperatur kann mittels des Hornblende-Plagioklas-Thermometers auf 810 ± 40 °C eingegrenzt werden.

Die Illitkristallinität an Tonsteinen der Hochwipfel-Formation läßt eine Temperatur-Abschätzung der Metamorphose-Bedingungen von 280 ± 20 °C zu, was bei einem geothermischen Gradienten von 30 °C/km einer Tiefe von $8,7 \pm 0,7$ km und bei einem erhöhten Gradienten von circa 40 °C/km einer Tiefe von $6,5 \pm 0,5$ km entspricht. Bei einem hohen Wärmestrom und einem erhöhten geothermischen Gradienten während des Oligozän könnte eine geringere Versenkungstiefe der Hochwipfel-Formation von etwa 6 km angenommen werden. Die Kristallisation der Hornblenden scheint demnach in einer größeren Tiefe abgeschlossen gewesen zu sein und/oder die Tonalit-Lamelle wurde nachfolgend entlang der Periadriatischen Naht in einem transpressiven Milieu aus ihrer strukturell tieferen Lage herausgepreßt. Das Maximum der alpidischen Deckenstapelung und der Höhepunkt der thermischen Überprägung fällt demnach in den Zeitbereich der Tonalit-Intrusion und damit in das mittlere bis späte Oligozän. Nachfolgend wurden große Bereiche der Karawanken entlang NW-SE-gerichteter Seitenverschiebungen dextral und entlang von SSW-NNE-gerichteten Querstörungen sinistral zerschert. Letztlich wurde der Gebirgskörper im mittleren bis späten Miozän herausgehoben und nach Norden auf das Klagenfurter Becken überschoben. Rezente Bewegungen finden immer noch an den dextralen NW-SE-Seitenverschiebungen statt. Hingegen weisen die magmatischen braunen Hornblenden in den stark alterierten und innerhalb der Prehnit-Pumpellyit-Quarz-Fazies überprägten Spessartit-Gängen auf wesentlich höhere Drucke von 5 - 8 kbar (20 - 31 km ?) und Intrusionstemperaturen von 1000 ± 40 °C (?) hin. Die Ergebnisse des Hornblende-Plagioklas-Thermometers liegen damit aber knapp über der von HOLLAND & BLUNDY (1994) angegebenen oberen Grenztemperatur für dieses Thermometer von 900 °C und beinhalten damit wahrscheinlich einen größeren Fehler. Ich betrachte diese syn- bis postkollisionalen kalkalkalischen Lamprophyre als spät- bis postvariszische Intrusiva an einem konvergenten Plattenrand.

10 Diskussion

In diesem Abschnitt sollen die Ergebnisse dieser Arbeit mit den bestehenden Modellen früherer Bearbeiter der Karnischen Alpen und der Karawanken verglichen und diskutiert werden.

10.1 Übersicht über die bestehenden geodynamischen Modelle für die Entwicklung der Varisziden in den östlichen Südalpen

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 und daher der präalpine Zentralbereich der Alpen und Südeuropa als Collage betrachtet wird (STAMPFLI, 1996; FLÜGEL, 1990).

In den letzten Jahren wurde eine Reihe von geodynamischen Modellen zur Entwicklung der Varisziden Europas vorgestellt, unter anderem durch VON RAUMER et al. (2002), VON RAUMER (1998), STAMPFLI (1996), FRANKE (1989), FRISCH & NEUBAUER (1989), VAI & COCOZZA (1986), ZIEGLER (1986), BADHAM (1982) und BADHAM & HALLS (1975), die jedoch alle in weiten Bereichen noch sehr spekulativ sind. Im besonderen Maße gilt dies für die Stellung des Paläozoikum der Ost- und Südalpen. Vor allem aufgrund der starken alpidischen Überprägung bereitet es Schwierigkeiten, das Variszikum der Alpen in ein Gesamtkonzept der geodynamischen Entwicklung der Varisziden Europas einzufügen.

Die vorhandenen geodynamischen Modelle lassen sich grob in drei Konzepte gruppieren:

1. Das "klassische" plattentektonische Konzept sieht die geodynamische Entwicklung der europäischen Varisziden als Folge von Subduktions-Kollisionsprozessen, die durch die Schließung eines oder mehrerer unterschiedlich breiter Ozeane durch die Norddrift Gondwanas vor allem im Zeitraum Oberdevon bis Unterkarbon verursacht wurde (FRANKE, 1989; MÉNARD & MOLLNAR, 1988; FRANKE & ENGEL, 1986; ZIEGLER, 1986; LORENZ & NICHOLLS, 1984). Hiermit ist auch die Bildung klassischer Vorlandbecken verbunden.
2. Das "Mega-Transform"-Konzept deutet die Varisziden als Strike-Slip-Orogen, das durch dextrale Bewegungen zwischen Europa (Larussia) und Afrika (Gondwana) entstanden ist. Es wird mit der Schließung des Iapetus-Ozeans und anschließender Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Schließung des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht (KRAINER, 1992; NEUGEBAUER, 1989, 1988; MATTE, 1986; BEHR et al., 1984; BADHAM, 1982; CASTELLARIN & VAI, 1981; VAI, 1979; ARTHAUD & MATTE, 1977; BADHAM & HALLS, 1975). Die Sedimentation erfolgt in transtensionalen Bereichen einer Mega-Scherzone.
3. Das "Cordilleren-Typ"-Konzept erklärt die Entstehung der Varisziden als Folge der Akkretion eines oder mehrerer von Gondwana stammender Terrane an den aktiven eurasischen Kontinentalrand und anschließenden Kollaps der verdickten Kruste (SCHÖNLAUB, 1993; NEUBAUER et al., 1989; FRISCH & NEUBAUER, 1989; NEUBAUER, 1988a, 1988b; FRISCH et al., 1984). Mit diesem Modell ist eine Variante eng verknüpft, die ebenfalls von einer intensiven Terran-Akkretion und einem Kollaps der verdickten Kruste ausgeht. Die Sedimentationsräume bilden sich hierbei jedoch im „back arc“ –Bereich und nicht im „fore arc“ –Bereich (STAMPFLI, 1996; KOZUR, 1991; BAUD et al., 1991; STAMPFLI et al., 1991; BAUD & STAMPFLI, 1989). Sie sind als Folge einer schrägen Subduktion der Paläotethys unter den eurasischen Kontinentalrand zu sehen und in Verbindung mit dextralen Seitenverschiebungen zu stellen.

10.2 Geodynamische Modelle für die Karnischen Alpen und die Karawanken

Eine ausführliche Behandlung der nachfolgenden Modelle mit einer graphischen Darstellung der jeweiligen postulierten geodynamischen Situation findet sich in KRAINER (1992), KULLMANN & LOESCHKE (1994) und HUBICH (2000).

10.2.1 Modell nach Krainer (1992)

Dieses geodynamische Modell wurde von KRAINER (1992) für die Karnischen Alpen entwickelt und nachfolgend auf die Karawanken übertragen. Die Bildung des Sedimentationsraumes der karbonen Hochwipfel-Formation und der Auernig-Formation wird als Folge von großräumigen Strike-Slip –Bewegungen angesehen. Während die Sedimente der Hochwipfel-Formation innerhalb einer Dehnungsphase in einem extensionalen oder transtensionalen Regime abgelagert wurden, sind die Sedimente der Auernig-Formation einer Einengungsphase in einem kompressiven oder transpressiven Regime zuzuordnen. Zwischen den Kontinenten Laurussia und Gondwana bestand bis zum frühen Devon ein Bereich mit breiter ausgedünnter kontinentaler Kruste, der im Verlauf der weiteren Entwicklung im Devon/Karbon durch dextrale Strike-Slip –Bewegungen in Mikroplatten und schmale ozeanische Bereiche zerlegt wurde. Im Verlauf der Seitenverschiebungen kam es sowohl zur Ausbildung von Pull-Apart –Becken („rhomb basins“; sensu HATCHER, 1995) als auch zur Heraushebung von Druckrücken („push-up ranges“, „rhomb horsts“; sensu HATCHER, 1995). Dieses Modell kann dem „Mega-Transform“-Konzept für die Entwicklung der Varisziden zugeordnet werden.

10.2.2 Modell nach Kullmann & Loeschke (1994)

Dieses Modell wurde für die Karawanken (Ostkarawanken) entwickelt und entspricht in etwa dem von LÄUFER et al. (1993) für die Karnischen Alpen vorgeschlagenen Konzept. Die Sedimentation der Hochwipfel-Formation findet hierbei im Bereich eines Forearc – Beckens (sensu CONDIE, 2000) statt. Bis zum mittleren Unterkarbon (Tournaisium/Viséum) kann von einem passiven Kontinentalrand ausgegangen werden, der von Dehnungstektonik beeinflusst wird. Gleichzeitig kam es zur Förderung von Vulkaniten mit Intraplatten-Signatur. In diesem Zusammenhang ist auch der Diabaszug von Eisenkappel in den Ostkarawanken zu sehen, der während einer extensionalen Phase (Rift-Phase) gefördert wurde und eine Intraplatten-Signatur besitzt. Er besteht aus teils massigen, teils kissenartigen Alkalibasalten („pillows“) und weist auf einen subaquatischen Vulkanismus hin (vgl. LOESCHKE & ROLSER, 1971). An der Grenze vom Unterkarbon zum Oberkarbon kehrt sich die Extensionsphase in eine Konvergenzphase um. Hierbei wird der ehemals passive Kontinentalrand zu einem aktiven Kontinentalrand mit einer Subduktionszone umgewandelt. Im Forerac –Becken kam es zur Ablagerung der Hochwipfel-Formation. Im Verlauf der Subduktionsprozesse bildete sich ein Akkretionskeil aus, der Teile des älteren Seeberger Paläozoikum umfaßt. Aus diesem Akkretionskeil glitten altpaläozoische Einheiten als Olistholithe in das Becken hinein. In den Ostkarawanken treten innerhalb der Hochwipfel-Formation Aschetuffe auf, die als vulkanische Ablagerungen (Tuffe) oder Umlagerungsprodukte (Tuffite) eines magmatischen Bogens gedeutet werden. Die Sedimente der Auernig-Formation sollen nachfolgend in einem rückwärtigen Restbecken oder Randmeer des variszischen Orogens („retroarc foreland basin“ sensu CONDIE, 2000) abgelagert worden sein und werden als Molasse-Bildungen interpretiert.

10.2.3 Modell nach Hubich (2000)

Dieses Modell ist eine Modifikation des vorangegangenen Modells (KULLMANN & LOESCHKE, 1994) und wurde speziell für die in den Karnischen Alpen vorhandenen Verhältnisse konzipiert. Der Sedimentationsraum der Hochwipfel-Formation ist die Folge von Dehnungsprozessen zwischen einem ostalpinen Kristallinkomplex im Norden, der das Plankogel-Terran und das Norische Terran („Noric composite terrane“ sensu FRISCH & NEUBAUER, 1989) umfassen soll und dem nördlichen Kontinentalrand von Gondwana im Süden. Die Bildung des ostalpinen Kristallinkomplexes mit der Subduktion des Plankogel-Ozeans und der Amalgamierung der einzelnen Einheiten (Terrane) in einem kompressiven Regime soll spätestens bis zum Ende des Oberdevon abgeschlossen gewesen sein. Der Bereich des Norischen Terrans stellt hierbei einen südlich vorgelagerten Bereich dar, der vom Unterdevon bis zum Unterkarbon einer intensiven Dehnungstektonik unterworfen war. Die Sedimentation erfolgte im Milieu eines passiven Kontinentalrandes. Während dieser Extensionsphase kam es zur Förderung basischer Magmen mit Intraplatten-Signatur, zu denen der Diabas von Eisenkappel, die Dimon-Serie und der Raabtal-Diabas gezählt werden. Die Subduktion der ausgedünnten kontinentalen Kruste in Richtung Norden führte im späten Unterkarbon (Viséum/Namurium) zu magmatischer Aktivität im ostalpinen Kristallinkomplex und zur Krustenstapelung von Teil-Einheiten des Norischen Terrans („Fleons-Einheit“ und „Cellon-Kellerwand-Einheit“ sensu HUBICH, 2000) und zur Ausbildung von nach Süden fortschreitenden Flysch-Einheiten. Hierbei kam es zuerst zur Schüttung des „Cellon-Kellerwand-Flyschs“ vor der „Cellon-Kellerwand-Einheit“ und nach deren Heraushebung zur Schüttung des „Hochwipfel-Flyschs“. Die weitere Kontraktion im Oberkarbon (Westfalium) wird für die Deformation der Hochwipfel-Formation verantwortlich gemacht und führte zur nach Süden gerichteten Stapelung der Einheiten in Form der Fleons-, Cellon-Kellerwand- und Hochwipfel-Decke. Die Auernig-Formation wird als Molasse-Sedimentation in einem randlichen Meeresbecken angesehen, das von Osten aus der Paläotethys in den südalpinen Raum hineingriff.

10.2.4 Zusammenfassende Diskussion der bestehenden Modelle

Die vorstehend beschriebenen Modelle unterscheiden sich in Bezug auf das Vorhandensein einer Subduktionszone und das Auftreten und die Art des Magmatismus. Die Sedimentation der Hochwipfel-Formation wurde stark durch die plattentektonischen Prozesse geprägt und weist damit auch die Signaturen der magmatischen und tektonischen Prozesse innerhalb der Liefergebiete der klastischen Sedimente auf. Die in den Hochwipfel-Sandsteinen enthaltenen Provenienz-Indikatoren sollten daher die geodynamische Situation widerspiegeln.

Mit der Subduktion einer ozeanischen oder ausgedünnten kontinentalen Kruste sollte eine vulkanische Aktivität innerhalb eines magmatischen Bogens verbunden sein. KUTTEROLF (2001), KULLMANN & LOESCHKE (1994) und LÄUFER et al. (1993) beschreiben Einschaltungen von Tufflagen in die Hochwipfel-Sedimente, die einen andesitischen Chemismus besitzen und auf einen differenzierten magmatischen Bogen im Bereich der Liefergebiete schließen lassen. Die vulkaniklastische „Fleons-Formation“ der Karnischen Alpen (Ordovizium bis älteres Westfalium ?), die wahrscheinlich dem Ordovizium zugerechnet werden muß, führt Gänge und Aschelagen eines bimodalen Vulkanismus (HINDERER, 1992). Nach HINDERER (1992) handelt es sich dabei zum einen um einen „mildalkalinen“ Basaltchemismus mit Intraplatten-Signatur, zum anderen um subalkalische Porphyroide. Der Vulkanismus wird einem Back-Arc –Milieu oder einer postkollisionalen Rift-Situation zugeordnet, die Porphyroide weisen auf Subduktions- oder Kollisionsprozesse hin. Loeschke (1970) gibt für den Chemismus der Alkalibasalte im Diabaszug von Eisenkappel ebenfalls eine Intraplatten-Signatur an. Der Diabas

bildet das Unterlager für die Sedimente der nachfolgenden Hochwipfel-Formation. KUTTEROLF (2001) beschreibt braune magmatische Hornblenden in Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Ostkarawanken. Zum einen kann also auf einen magmatischen Bogen geschlossen werden, zum anderen sind deutliche Anzeichen eines bimodalen Rift-Vulkanismus vorhanden. Teile dieser vulkanischen Aktivität fallen aber wahrscheinlich in das Ordovizium und nicht in das Karbon. Das Modell nach KRAINER (1992) ordnet die vulkaniklastischen Ablagerungen ebenfalls einem Intraplatten-Milieu mit intensiven Strike-Slip –Störungen in einem Rift-Bereich zu. In ähnlicher Form haben LÄUFER et al. (2001) und HUBICH (2000) die basischen Intrusiva und Extrusiva der Dimon-Formation, des Diabases von Eisenkappel und des Raabtal-Diabases mit einem extensionalen Bereich eines Intraplattenmilieus assoziiert. Die Aschelagen innerhalb der Hochwipfel-Formation werden aber einem magmatischen Bogen im ostalpinen Kristallinopomplex zugeordnet. Die Sedimentation der Hochwipfel-Formation weist sehr viele Anzeichen auf ein extensionales Regime während des Unterkarbon auf. Hierzu zählt die hohe Zahl an Olistholithen und Slump-Strukturen in den tieferen Anteilen der Hochwipfel-Formation. Eine Kompression kann erst im mittleren Oberkarbon (spätes Westfalium nach STEUDLE, 2000) angenommen werden (vgl. Abschnitt 9 – Interpretation).

Das "Mega-Transform"-Konzept (MATTE, 1986; BADHAM, 1982; ARTHAUD & MATTE, 1977; BADHAM & HALLS, 1975) und das "Cordillere-Typ"-Konzept (STAMPFLI, 1996; SCHÖNLAUB, 1993; NEUBAUER et al., 1989; FRISCH & NEUBAUER, 1989) lassen sich zusammenfassen. Hierbei können während des Karbon relativ schmale Becken über ozeanischer oder ausgedünnter kontinentaler Kruste angenommen werden, die im Bereich der Karnischen Alpen und der Karawanken eine mäßige Verkürzung erfahren haben. Aufgrund der sinistralen Rotation von Gondwana kam es zu einer schrägen Konvergenz mit einer starken Seitenverschiebungs-Komponente. Im Sinne des „Cordillere-Konzepts“ (STAMPFLI, 1996) wurden im Devon und Karbon verschiedene Terrane an den baltisch-fennosarmatischen Kontinentalrand angeschweißt (PHARAOH, 1999). Es handelt sich daher um eine Terran-Kollage und nicht um eine Kontinent-Kontinent-Kollision. Im südlichen Randbereich der europäischen Varisziden blieb eine marine Verbindung zur Paläotethys bis in das Moskovium erhalten und es kann damit nach STAMPFLI (1996) bis zu diesem Zeitpunkt keine Kollision mit Gondwana angenommen werden. Die paläozoischen Abfolgen der östlichen Südalpen und damit auch der Karnischen Alpen und Karawanken erfuhren im Oberkarbon höchstens eine anchizonale Metamorphose (VAI & COCOZZA, 1986).

10.3 Geotektonische und paläogeographische Position der Karawanken während des Karbon

Die paläogeographische Entwicklung am Nordrand Gondwanas ist im älteren Paläozoikum von Dehnungsprozessen im Back-Arc –Bereich einer südwärts gerichteten Subduktion unter Gondwana geprägt (vgl. Abschnitt 2.3 - Paläogeographische Entwicklung der Varisziden). Es wird im allgemeinen von einer von West nach Ost fortschreitenden diachronen Schließung der Paläotethys bei einer schrägen Konvergenz ausgegangen (STAMPFLI, 1996). Mit der Bildung der mitteleuropäischen Varisziden bis zum Ende des Oberkarbon war die Verschweißung mehrerer Terrane verbunden (VON RAUMER et al., 2002; VON RAUMER, 1998; FRISCH & NEUBAUER, 1989). Diese Kollage der alpinen Terrane einschließlich des Intraalpinen Terrans befand sich dabei nördlich des Hochwipfel-Beckens der Karnischen Alpen und Karawanken. In Folge der schrägen Konvergenz kam es zu bedeutenden dextralen Seitenverschiebungen (MATTE, 1986; BADHAM, 1982; ARTHAUD & MATTE, 1977; BADHAM & HALLS, 1975) und zur westwärtigen Wanderung des Intraalpinen Terrans (STAMPFLI,

1996). Diese seitenverschiebende Komponente kann auf eine sinistrale Rotation von Gondwana zurückgeführt werden (VON RAUMER, 1998). Der Übergang von Divergenz zu Konvergenz vollzog sich im Bereich der Paläotethys östlich des südalpinen Raumes im Devon. STAMPFLI (1996) geht von einem ausgeprägten Slab Roll-Back der Paläotethys im Osten aus, der zu einer intensiven Back-Arc –Dehnung und der Ausbildung eines magmatischen Bogens mit basaltischem bis andesitischem Chemismus führte. KUTTEROLF (2001) nimmt einen Sedimenttransport von vulkaniklastischem Detritus aus diesem Bogen in den Ablagerungsraum des Hochwipfel-Beckens der Ostkarawanken an. Im Westen (Karnische Alpen und Karawanken) herrschte bis zum Unterkarbon (Tournaisium) ein extensionales oder transtensionales Regime. In die Phase stärkster Dehnung fällt die magmatische Aktivität von Intraplatten-Alkalibasalten (Diabaszug von Eisenkappel, Diabas von Untertechanting, Dimon-Formation, Raabtal-Diabas; HUBICH, 2000; LÄUFER et al., 1993; EXNER & SCHÖNLAUB, 1973; LOESCHKE, 1970) im Bereich der stärksten Dehnung entlang der Beckenachse. Die sich im Ausmaß dieser magmatischen Aktivität zeigende Dehnungskomponente scheint dabei in den Karawanken von Ost nach West abzunehmen. In den Karnischen Alpen sind dagegen wieder intensivere Dehnungsprozesse wahrscheinlich. In beiden Bereichen (Karawanken und Karnische Alpen) kam es hierbei aber nicht zur Bildung von echtem Ozeanboden, sondern lediglich zur Ausdünnung kontinentaler Kruste (vgl. HUBICH, 2000).

Die sedimentäre Entwicklung innerhalb der Westkarawanken und der Karnischen Alpen (vgl. Abschnitt 9 – Interpretation) weist auf die Ausbildung tektonisch akzentuierter transtensionaler schmaler Becken und struktureller Hochzonen während des Silur bis Unterkarbon hin (vgl. VAI & COCOZZA, 1986). Tiefmarine Bedingungen im Unterkarbon sind durch die auftretende Ichnofazies mit *Dictyodora libeana*, *Lophoctenium isp.* und *Nereites isp.* belegt. Mit dem Zerbrechen der Hochzonen im mittleren Unterkarbon kam es zum Eingleiten von Olistholithen in das Hochwipfel-Becken (vgl. KULLMANN & LOESCHKE, 1994). In die tektonisch akzentuierten Becken wurde ab dem Viséum der „Hochwipfel-Flysch“ zuerst in einem transtensionalen, dann transpressionalen Regime geschüttet (Abb. 10.1). In den Westkarawanken treten circa zehn magmatische Gänge

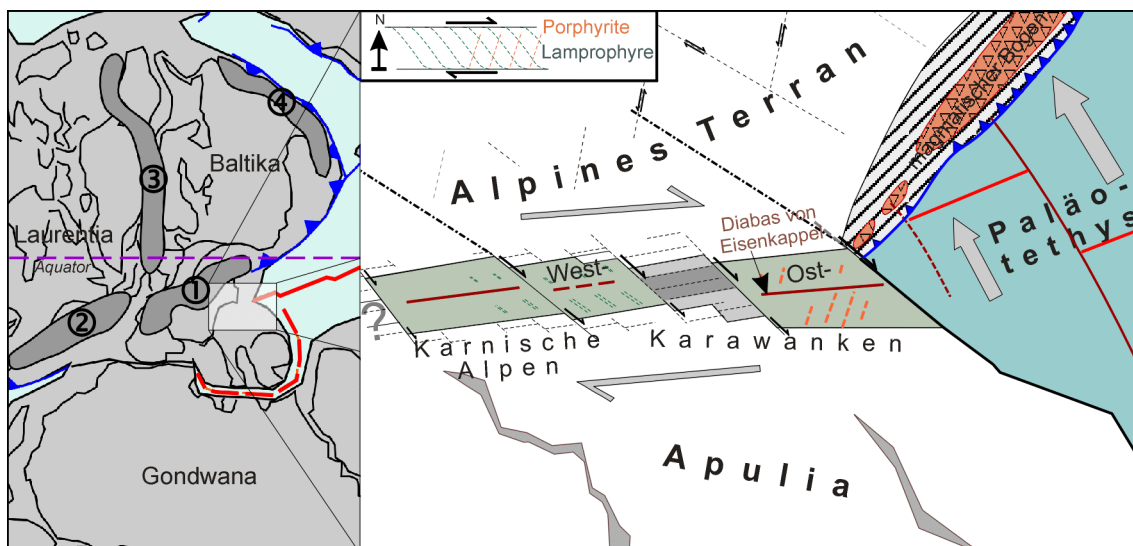


Abb. 10.1: Paläogeographische und geosynamische Rekonstruktion für die Hochwipfel-Becken der Karawanken während des mittleren bis jüngeren Unterkarbon (ca. 340 Ma). ① Mitteleuropäische Varisziden, ② Appalachen, ③ Kaledoniden, ④ Sakmar-Bogen / Ural; mittelozeanische Rücken: rot, Subduktionszonen: blau, Diabas-Intrusionen: dunkelrot, Lamprophyre: dunkelgrün, Porphyrite: orange, Störungen: schwarz; Beckenbereiche: blaßoliv, Hochzonen: grau.

auf, bei denen es sich um meist stark alterierte spessartitische oder kersantitische Lamprophyre handelt. Sie werden von mir als spätvariszische Intrusiva eingestuft. Ihr Verlauf hält sich an die Nordwest-Südost-streichenden Riedel-Brüche der Ost-West-streichenden Seitenverschiebungszone. Nach KÖLBL-EBERT (1993) ist dieser Typ von Lamprophyr-Intrusionen charakteristisch für eine postkollisionale magmatische Aktivität in größerer Distanz zur ehemaligen Subduktionszone.

Die oft widersprüchlichen Provenienz-Aussagen aus den Hochwipfel-Sandsteinen der Westkarawanken weisen auf eine komplexe Zusammensetzung der Liefergebiete hin. Für das Modell eines kontinentalen Rift-gebundenen Beckens nach KRÄINER (1992) und gegen das Subduktions- und Akkretionsmodell mit einer Sedimentation im Forearc nach KULLMANN & LOESCHKE (1994) sprechen die fehlenden Provenienz-Signaturen eines magmatischen Bogens. Die petrographischen Ergebnisse dieser Arbeit lassen sich aber nicht mit dem Modell eines reinen Rift-Kontinentalrandes (Bsp. Rotes Meer und Golf von Aden; GARZANTI et al., 2001) in Einklang bringen. Das Modell nach HUBICH (2000) greift das erste Modell auf und ergänzt es durch eine intensive Dehnungstektonik mit starker Ausdünnung der kontinentalen Kruste. Jedoch wird auch hier eine Subduktion angenommen. Da in den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation deutliche Anzeichen für die Existenz eines magmatischen Bogens fehlen, kann eine Subduktion ozeanischer Kruste zumindest im Bereich der Westkarawanken angezweifelt werden. Vor allem ist der Anteil frischer Plagioklase und die Vulkanoklasten-Führung in den Hochwipfel-Sandsteinen zu gering, um auf die Ablagerung in einem Forearc-Milieu hinzudeuten. Die auftretenden alterierten vulkanischen Lithoklasten können auch aus der Aufarbeitung von Paläovulkaniten stammen. Die Anlage des Beckens mit seiner schnellen lateralen Veränderlichkeit spricht ebenfalls gegen einen klassischen konvergenten Kontinentalrand mit Subduktionszone. Die Mächtigkeit der Hochwipfel-Sedimente variiert im Bereich der Ostkarawanken, der Westkarawanken und der Karnischen Alpen stark und die Hochwipfel-Formation verschwindet scheinbar ganz im Segment zwischen dem Seeberger Paläozoikum und dem Mittagkogel in den Westkarawanken. Die geringe anchizontale Überprägung der Hochwipfel-Sedimente bei einer Temperatur von maximal 300 °C und einer Versenkung von maximal 10 km (etwa 2,5 kbar) bei einem geothermischen Gradienten von 30 °C/km schließt im Bereich der Westkarawanken eine ausgeprägte Subduktion mit nachfolgender Kontinent-Kontinent-Kollision und einer intensiven Orogenese aus. Dünnschliff-petrographisch konnte kein vertikaler Trend in der Hochwipfel-Formation erkannt werden und es scheint sich um eine Mischung mehrerer unterschiedlicher Liefergebiete handeln. Die Sedimente des Hochwipfel-Beckens stammen vorwiegend aus einem metamorphen Kristallinkomplex, wobei niedriggradige Metamorphite gegenüber hochgradigen überwiegen (vgl. Abschnitt 5.2 – Schwermineralchemie). Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um den alpinen Terran-Komplex. Die Liefergesteine setzen sich aus sehr niedriggradigen Metasedimenten (Tonschiefer, Phyllite), niedriggradig metamorphen Gesteinen (Niedrigdruck-Metapelite, Niedrigdruck-Orthogneise), aber auch aus hochgradig metamorphen Kristallin (Hochdruck-Metapelite, Hochdruck-Orthogneise und Amphibolite) und Granitoiden zusammen. Für Epidot-Amphibolit-fazielle basische Gesteine spricht auch der hohe Anteil von Epidot an der Schwermineralassoziation und das Auftreten von Chrom-Spinell in der Schwermineralfraktion sowie die relative Anreicherung von Cr, V und Ni bezüglich einer durchschnittlichen kontinentalen Kruste weist auf basische bis ultrabasische Magmatite oder Metamorphite im Liefergebiet hin. Von der tieferen grobklastischen zur oberen heterolithischen Hochwipfel-Einheit steigt der Anteil hochgradig metamorpher Metapelite und Orthogneise an, was mit der fortschreitenden Exhumierung des alpinen Kristallinkomplexes assoziiert werden kann. Zu Beginn der Auernig-Formation nimmt der Anteil granitoider Liefergesteine sprunghaft

zu. Folglich standen im Liefergebiet granitoide Intrusionskörper zur Abtragung bereit. Diese Provenienz der Liefergebiete macht eine Subduktionszone mit einem magmatischen Bogen und einem Akkretionskeil sowie der Sedimentation der Hochwipfel-Formation in einem Forearc-Becken unwahrscheinlich. Für die paläogeographische und geotektonische Position der Karawanken im späten Unterkarbon wird daher die Lage in einem Strike-Slip –Becken zwischen den mitteleuropäischen Varisziden im Norden und dem nördlichen Kontinentalrand Gondwanas oder eines Kontinentsplitters (Terran) im Süden vorgeschlagen. Es kann sich hierbei um eine Konfiguration im Sinne einer „triple junction“ gehandelt haben, bei der ein Ast in Form eines „failed rift“ (Aulakogen) verkümmert war, aber durch intensive Seitenverschiebungen modifiziert wurde. Eine Subduktion der Paläotethys unter den alpinen Terran-Komplex kann jedoch östlich des Hochwipfel-Beckens vermutet werden. Nach STAMPFLI (1996) ist diese auch in der Permotrias noch aktiv. Der Übergang eines Strike-Slip –Rands in eine Subduktionszone ist auch aus dem Bereich Neuseelands (Alpine Fault – Puysegur Trench; LEBRUN et al., 2000) bekannt.

11 Danksagung

Die vorliegende Dissertation entstand auf Anregung von Frau PD Dr. **H. Krawinkel** am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart. Frau H. Krawinkel danke ich recht herzlich für die Betreuung, die oft längeren Diskussionen und das entgegengebrachte Vertrauen sowie die Unterstützung während des gesamten Zeitraums und die teilweise Kostenübernahme bei der Anfertigung von Präparaten für die mineralchemische Analyse. Herrn Prof. Dr. **H.-J. Massonne** am Institut für Mineralogie und Kristallchemie möchte ich meinen besonderen Dank für die freundliche Bereitschaft aussprechen, das Korreferat zu übernehmen und für die unschätzbare Unterstützung in Bezug auf die Übernahme von Analysekosten sowie die eingehenden Diskussionen und Anregungen, die zu wesentlichen Ergebnissen führten. Herrn Prof. Dr. **H. Seyfried** am Institut für Geologie und Paläontologie sei hier ebenfalls besonderer Dank für die Begleichung der Kosten für die geochemischen Gesamtgesteinsanalysen ausgesprochen.

Insbesondere möchte ich mich hierbei auch bei der gesamten „Arbeitsgruppe Krawinkel“ recht herzlich bedanken, die während unzähliger Arbeits- und Diskussionssitzungen zu einem regen gegenseitigen Gedankenaustausch geführt hat. Besonderer Dank gebührt hierbei meinem Kollegen **Steffen Kutterolf**, mit dem ich aufgrund seiner thematisch sehr naheliegenden Arbeit in den Ostkarawanken im Verlauf vieler Gespräche eine gemeinsame Vorstellung über die sedimentologischen und geodynamischen Prozesse in den Karawanken erarbeiten konnte. Ganz besonders herzlich bin ich auch meinem Kollegen **Uwe Baaske** zu Dank verpflichtet, dessen stete Hilfs- und unermüdliche Diskussionsbereitschaft für mich sehr wertvoll war. Hierbei möchte ich auch meiner Kollegin **Andrea Knörich** für die wertvollen Anregungen bezüglich der Karbonat-Sedimentologie und die unterhaltsamen Gespräche sowie meinem Kollegen **Stefan Wozazek** für die Diskussionen betreffend der Schwerminerale danken. Einen besonderen Dank will ich hier auch an Herrn Dr. **T. Theye** am Institut für Mineralogie und Kristallchemie aussprechen, der mir während der vielen Analysen am Pulverdiffraktometer, an der Leco und an der Elektronenstrahl-Mikrosonde stets hilfreich zur Seite stand. Auch Herrn Dr. **R. Schweinehage** und meinem früheren Studienkollegen **A. Brandelik** möchte ich für viele informative Gespräche danken. Herrn **E. Wilhelm** bin ich für die Herstellung der polierten Gesteinsdünnschliffe meiner Ganggesteine und Plutonite zu Dank verpflichtet. Ebenso bin ich am Institut für Geologie und Paläontologie Herrn Dr. **A. Fels** für die Beratung am Rasterelektronenmikroskop und Herrn **C. Wimmer** für die Anfertigung der Gesteinsdünnschliffe und seine Experimentierbereitschaft dankbar. Herrn Prof. Dr. **W.D. Blümel** und Herrn Dr. **J. Eberle** am Institut für Geographie gilt besonderer Dank für die Bereitstellung des Labors für die Schwermineraltrennung und Herrn **Stettler** für die Hilfe bei der Durchführung. Ich danke ebenso Herrn Dr. **D. Schöps** vom Institut für Geowissenschaften der Universität Jena für die Bereitschaft und die rasche Durchführung der geochemischen Gesamtgesteinsanalysen.

Für die während der gesamten Geländetätigkeit entgegengebrachte herzliche Atmosphäre in der Marktgemeinde Finkenstein am Faaker See (Kärnten) möchte ich mich bei allen Beteiligten, insbesondere aber bei Herrn Bürgermeister **W. Harnisch** und beim Polizei- und Sport-Dezernenten Herrn **F. Urschütz** sowie der gesamten **Familie Warmuth / Feichter**, die mich sogar während der Schlechtwetterphasen aufzuheitern vermochten, vielmals bedanken. Für die Benutzung der unzähligen Forstwege bin ich den verschiedenen Institutionen und auch allen ausführenden Personen beim Wegebau der Österreichischen Bundesforste AG, in dessen Zuge die schönsten Aufschlüsse im Kamm der Westkarawanken entstanden und allen Personen, die sich zufällig in dieses Gebirge verirrt und alle zu einem lustigen Schwatz bereit waren, zu Dank verpflichtet. Weiter danke ich **Familie Fertala** für meinen angenehmen Aufenthalt in Arnoldstein.

Mein größter Dank gebührt jedoch **meinen Eltern** und **meinem Bruder** für das entgegengebrachte Verständnis, die unendliche Geduld während dieser ganzen Zeit und das erste Durchsehen dieser Arbeit.

12 Literaturverzeichnis

- AIFA, T. , FEINBERG, H. & POZZI, J.-P. (1990): Devonian-Carboniferous paleopoles for Africa: Consequences for Hercynian geodynamics.- *Tectonophysics*, **179**: 287-304.
- ALLEN, P. A. & MANGE-RAJETZKY, M. A. (1992): Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair Area, offshore northwestern UK: impact for changing provenance.- *Marine Petrol. Geol.*, **9**: 29-52.
- ANDERLE, N. (1951): Aufnahmen auf dem Blatt Villach-West und Ost (Bericht 1950).- *Verh. Geol. B.-A.*, **1950/51**(H. 2): 28-33.
- ANDERLE, N. (1970): Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteils der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese.- *Geologija*, **13**: 116-132.
- ANDERLE, N. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Villach (201).- *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**: A20-A21.
- ANDERLE, N. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Villach (201).- *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**: A71-A72.
- ANDERLE, N. (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich, Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, 1:50.000; Geologische Bundes-Anstalt, Wien.
- ANDERLE, N. (1982b): Geologische Karte der Republik Österreich, Erläuterungen zu Blatt 201-210 Villach-Assling, 1:50.000; Geologische Bundes-Anstalt, Wien.
- ANGEL, F. & KAHLER, F. (1937): Vergrünter Malchit von Finkenstein südlich Villach, Kärnten.- *Verh. Geol. B.-A.*, **8**: 179-183.
- ARRIBAS, J. , CRITELLI, S. , PERA, A. L. & TORTOSA, A. (2000): Composition of modern stream sand derived from a mixture of sedimentary and metamorphic source rocks (Henares River, Central Spain).- *Sed. Geol.*, **133**: 27-48.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 1305-1320.
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, C. J. (1990): Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times.- *Geol. Soc. Mem.*, **12**: 43-48.
- BACHTADSE, V. , TORSVIK, T. H. , TAIT, J. A. & SOFFEL, H. C. (1995): Paleomagnetic Constraints on the Paleogeographic Evolution of Europe During the Paleozoic.- In: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (R. D. Dallmeyer, Ed.): pp. 567-578; Berlin (Springer).
- BADHAM, J. P. N. (1982): Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides.- *J. geol. Soc. London*, **139**: 493-504.
- BADHAM, J. P. N. & HALLS, C. (1975): Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems.- *Geology*, **3**: 373-376.
- BARNES, S. J. & ROEDER, P. L. (2001): The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks.- *J. Petrol.*, **42**(12): 2279-2303.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical petrology*. -2. Ed., 416pp.; New York (John Wiley & Sons).
- BASU, A. (1976): Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: Implications to paleoclimatic interpretations.- *J. Sed. Petrol.*, **46**: 694-709.
- BASU, A. (1985): Reading provenance from detrital quartz.- In: *Provenance of arenites* (G. G. Zuffa, Ed.): pp. 231-247; Dordrecht (D. Reidel Publishing Company).
- BAUD, A. & STAMPFLI, G. M. (1989): Tectogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: the volcano-sedimentary Triassic of Aghdarban (Kopet-Dagh, North-East Iran).- In: *Tectonic evolution of the Tethyan region* (A. M. C. Sengör, Ed.): pp. 265-275; Amsterdam (Kluwer).
- BAUD, A. , STAMPFLI, G. M. & STEHEN, D. (1991): The Triassic Aghdarband Group: volcanism and geological evolution.- In: *The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE Iran, and its Pre-Triassic frame* (A. W. Ruttner, Ed.):- *Abh. Geol. B.-A.*, **38**: 125-137.
- BAUER, F. K. (1984): Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes.- *Jb. Geol. B.-A.*, **127**(3), 289-297.

- BAUER, F. K. & SCHERMANN, O. (1984): Das Periadriatische Lineament in den Karawanken.- Jb. Geol. B.-A., 127(3), 299-305.
- BAUER, F. K., BUCKENBERGER, U.S.R., EXNER, C., VAN HUSEN, D., KUPSCH, F., LOESCHKE, J., ROLSER, J., SUETTE, G., TESSENHOHN, F. & WALTZ, W. (1981): Geologische Karte der Karawanken, 1:25.000, Erläuterungen; Geologische Bundes-Anstalt, Wien.
- BAYLISS, P., ERD, D. C., MROSE, M. E., SABINA, A. P. & SMITH, D. K. (1986): Mineral powder diffraction file, data book.- 1394 pp.; Swartmore.
- BEA, F. , MONTERO, P. & MOLINA, J. F. (1999): Mafic Precursors, Peraluminous Granitoids, and Late Lamprophyres in the Avila Batholith: A Model for the Generation of Variscan Batholiths in Iberia.- J. Geol., **107**: 399-419.
- BEHR, H.-J. , ENGEL, W. , FRANKE, W. , GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions.- Tectonophysics, **109**: 15-40.
- BERGMANN, L. & SCHÄFER, C. (1990): Lehrbuch der Experimentalphysik. Band 1: Mechanik, Akustik, Wärme.- 10. Ed., 902 pp; New York (de Gruyter).
- BERGMANN, S. C. (1987): Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry.- In: Alkaline Igneous Rocks (J. G. Fitton & B. G. J. Upton, Ed.), Geol. Soc. Spec. Publ., **30**: pp. 103-190. London (The Geological Society London).
- BEVERIDGE, A. J. (1960): Heavy minerals in lower Tertiary formations in the Santa Cruz Mountains, California.- J. Sed. Petrol., **30**(4): 513-537.
- BHATIA, M. R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.- J. Geol., **91**(6): 611-627.
- BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins.- Contrib. Mineral. Petrol., **92**: 181-193.
- BIANCHI, A. , CALLEGARI, E. & JOBSTRAIBIZER, P. G. (1970): I tipi petrographici fondamentali del plutone dell' Adamello.- Mem. Ist. Geol. Padova, **27**: 1-148.
- BLATT, H. , MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1984): Origin of sedimentary rocks.- 2nd Ed., 782 pp; Englewood Cliffs (Prentice-Hall).
- BLAUROCK, E. (2000): Petrographie, Provenanz und Diagenese der Auernig-Schichten (Oberkarbon) der Karawanken.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Mainz.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse.- 158 pp; Enke, Stuttgart.
- BORG, G. (1986): Faceted garnets formed by etching. Examples from sandstones of Late Triassic age, South Germany.- Sedimentology, **33**: 141-1446.
- BOUCSEIN, B. , FAHL, K. & STEIN, R. (1999): Dem POM auf der Spur: Partikuläres organisches Material in Oberflächensedimenten der Kara See.- In: Sediment'99, 14. Sedimentologentreffen, 26.-28. Mai; Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99**: 36.
- BOUCSEIN, B. , FAHL, K. & STEIN, R. (2000): Variability of river discharge and Atlantic-water inflow at the Laptev Sea continental margin during the past 15,000 years: implications from maceral and biomarker records.- Int. J. Earth Sci., **89**: 578-591.
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R. A., CHAPPELL, B. W., DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1984): Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks; a discussion. - Phys. Earth Plan. Int., 35(1-3): 1-11.
- BRAZIER, S. , ROBINSON, D. & MATTHEWS, S. C. (1979): Studies of illite crystallinity in southwest England - Some preliminary results and their geological setting.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**(11): 641-662.
- BRENTFÜHRER, R. , HERBIG, H.-G. & POHLER, S. M. L. (2001): Ist die Hochwipfel-Formation ein Wildflysch-System? - Schlußfolgerungen aus der geologischen Kartierung der Oberdevon-Karbon-Schichtfolge an der Creta di Timau (Zentralkarnische Alpen).- In: Paläozoikumsforschung in Österreich, Workshop, Oktober 2001; Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens-Univ. Graz/Austria, **3**, pp. 7-8; St. Pankrazen, Graz.
- BRIGO, L. , CAMANA, G. , RODEGHIERO, F. & POTENZA, R. (2001): Carbonate-hosted siliceous crust type mineralization of Carnic Alps (Italy-Austria).- Ore Geol. Rev., **17**: 199-214.

- BRUCKSCHEN, P. , OESMANN, S. & VEIZER, J. (1999): Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics.- *Chem. Geol.*, **161**: 127-163.
- BRUKER AXS Inc. (1999a): Bruker Advanced X-Ray Solutions – DIFFRAC^{plus}, EVA, User's Manual. 256 pp.; Bruker AXS Inc., Karlsruhe.
- BRUKER AXS Inc. (1999b): Bruker Advanced X-Ray Solutions – DIFFRAC^{plus}, Topas P V.1.0, User's Manual. 188 pp.; Bruker AXS Inc., Karlsruhe.
- BURNETT, D. J. & QUIRK, D. G. (2001): Turbidite provenance in the Lower Palaeozoic Manx Group, Isle of Man: implications for the tectonic setting of Eastern Avalonia.- *J. Geol. Soc. London*, **158**: 913-924.
- BUSER, S. (1974): Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken.- *Carinthia II*, **164**: 27-37.
- CARLSON, J. & GROTZINGER, J. P. (2001): Submarine fan environment inferred from turbidite thickness distributions.- *Sedimentology*, **48**(6): 1331-1351.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps.- *J. Struct. Geol.*, **3**: 477-486.
- CHOWANETZ, E. (1991): Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal / Tirol, Österreich).- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **37**: 15-35.
- CLIFF, R. A. , HOLZER, H. F. & REX, D. C. (1975): The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament.- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1974**(2-3): 347-350.
- COCKS, L. R. M. (2000): The Early Palaeozoic geography of Europe.- *J. Geol. Soc. London*, **157**: 1-10.
- CONDIE, K. C. (2000): Plate tectonics and crustal evolution.- 4. Ed., 282 pp; Oxford (Butterworth Heinemann).
- CONTI, P. , CARMIGNANI, L. , OGGIANO, G. , FUNEDDA, A. & ELTRUDIS, A. (1999): From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy).- *Terra Nova*, **11**: 93-99.
- COOKENBOO, H. O. , BUSTIN, R. M. & WILKS, K. R. (1997): Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting or provenance: Implications for orogeny in the Canadian Cordillera.- *J. Sed. Res.*, **67**: 116-123.
- CRITELLI, S. , LE PERA, E. & INGERSOLL, R. V. (1997): The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand.- *Sedimentology*, **44**(4): 653-671.
- CRITELLI, S. , RUMELHART, P. E. & INGERSOLL, R. V. (1995): Petrofacies and provenance of the Puente Formation (Middle to Upper Miocene), Los Angeles Basin, southern California: implications for rapid uplift and accumulation rates.- *J. Sed. Res.*, **A65**(4): 656-667.
- CROOK, K. A. W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes).- *SEPM Spec. Publ.*, **19**: 304-310.
- CROWLEY, Q. G. , FLOYD, P. A. , WINCHESTER, J. A. , FRANKE, W. & HOLLAND, J. G. (2000): Early Palaeozoic rift related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage.- *Terra Nova*, **12**: 171-180.
- CROWLEY, T. J. (1994): Pangean climates.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **288**: 25-39.
- DEB, M. , TIWARY, A. & PALMER, M. R. (1997): Tourmaline in Proterozoic Massive Sulfide Deposits from Rajasthan, India.- *Mineralium Deposita*, **32**: 94-99.
- DEL MORO, A. , SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G. (1980): Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1980**: 707-718.
- DEL NEGRO, W. (1977): Abriß der Geologie von Österreich.- 138 pp; Wien (Geologische Bundes-Anstalt).
- DERDER, M. E. M. , HENRY, B. , BAYOU, B. , DJELLIT, H. & AMENNA, M. (2001): New Moscovian palaeomagnetic pole from the Edjeleh fold (Sahara craton, Algeria).- *Geophys. J. Int.*, **147**: 343-355.

- DICK, H. J. B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as an petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 54-76.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose.- *J. Sed. Petrol.*, **40**(2): 695-707.
- DICKINSON, W. R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone.- In: *Provenance of Arenites* (Ed. by G. G. Zuffa): pp. 333-361; Dordrecht (D. Reidel Publishing Company).
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. (1979): Plate Tectonics and Sandstone Compositions.- *AAPG Bull.*, **63**(12): 2164-2182.
- DICKINSON, W. R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins.- *Geology*, **8**(1): 82-86.
- DICKINSON, W. R. , BEARD, L. S. , BRAKENRIDGE, G. R. , ERJAVEC, J. L. , FERGUSON, R. C. , IMMAN, K. F. , KNEPP, R. A. , LINDBERG, F. A. & RYBERG, P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 222-235.
- DICKINSON, W. R. , HELMOLD, K. P. & STEIN, J. A. (1979): Mesozoic sandstones in central Oregon.- *J. Sed. Petrol.*, **49**(2): 501-516.
- DOSTAL, J. , PATOCKA, F. & PIN, C. (2001): Middle/Late Cambrian intracontinental rifting in the central West Sudetes, NE Bohemian Massif (Czech Republic): geochemistry and petrogenesis of the bimodal metavolcanic rocks.- *Geol. J.*, **36**: 1-17.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review.- *Sedimentology*, **15**: 281-346.
- DZULYNSKI, S. , KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, P. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**: 1089-1118.
- EINSELE, G. (1992): *Sedimentary basins - evolution, facies, and sediment budget.*- 628 pp; Berlin (Springer).
- EISBACHER, G. H. (1991): *Einführung in die Tektonik.*- 310 pp; Stuttgart (Enke).
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.- *Chem. Geol.*, **16**(3): 207-219.
- ELIAS, J. (1998): The Thermal History of the Ötztal-Stubai Complex (Tyrol, Austria/Italy) in the Light of the Lateral Extrusion Model.- *Tübinger Geowiss. Arb. - Reihe A*, **42**, 1-169.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illite sur leur cristallinité.- *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, **3**: 147-154.
- EVANS, A. M. (1992): *Erzlagerstättenkunde.*- 356 pp; Enke, Stuttgart.
- EXNER, C. (1972): Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **64**, 1-108.
- EXNER, C. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments.- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1976**(2): 3-64.
- EXNER, C. (1985): Der Tonalitgneis von Ebriach (Karawanken, Kärnten).- *Carinthia II*, **175**./95. Jg., 61-67.
- EXNER, C. & SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**(3): 357-365.
- FAIRCHILD, I. J. (1983): Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites: new data and review. -*Sedimentology*, **30**: 579-583.
- FENNINGER, A. & STATTEGGER, K. (1977): Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofiles (Naßfeld, Karnische Alpen).- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1977**(3): 367-374.
- FERGUSON, R. B. & BALL, N. A. (1987): Quantitative phase-analysis of Rb-enriched maximum microcline and low albite by X-ray powder diffractometry.- *Can. Mineral.*, **25**: 337-345.
- FLEHMIG, W. & LANGHEINRICH, G. (1974): Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **146**(3): 325-346.
- FLOYD, P. A. , SHAIL, R. , LEVERIDGE, B. E. & FRANKE, W. (1991): Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**: 173-188.

- FLÜGEL, H. , GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der "Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**: 153-167.
- FLÜGEL, H. W. (1977): Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh, **1977**(11): 659-674.
- FLÜGEL, H. W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt - Überblick und Problematik.- Jb. Geol. B.-A., **133**(2): 181-221.
- FLÜGEL, H. W. , GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der "Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 153-167.
- FODOR, L. , JELEN, B. , MÁRTON, E. , SKABERNE, D. , CAR, J. & VRABEC, M. (1998): Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models.- Tectonics, **17**(5): 690-709.
- FÖRSTER, H., SOFFEL, H. & ZINSSER, H. (1975): Palaeomagnetism of Rocks from the Eastern Alps from North and South of the Insubrian Line.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149**(1), 112-127.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe.- Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **290**: 67-89.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986): Sedimentation synorogénique dans les chaînes varisque d'Europe.- Bull. Soc. Géol. France, **8** (II)(1): 25-33.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps.- Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **230**: 91-100.
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the Tauern Window (Eastern Alps).- Jb. Geol. B.-A., **129**(3+4): 545-566.
- FRISCH, W. , NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle.- Geol. Rundsch., **73**(1): 47-68.
- FÜCHTBAUER, H. (Ed.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- 4. Ed., Sediment-Petrologie Teil II , 1141 pp; Stuttgart (Schweizerbart).
- GARZANTI, E. , VEZZOLI, G. , ANDÒ, S. & CASTIGLIONI, G. (2001): Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen).- J. Geol., **109**: 277-297.
- GILL, J. B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics.- 390 pp.; Berlin (Springer).
- GILL, W. D. , KHALAF, F. I. & MASSOUD, M. S. (1977): Clay minerals as an index of the degree of metamorphism of the carbonaceous and terrigenous rocks in the South Wales coalfield.- Sedimentology, **24**: 675-691.
- GLIKSON, A. Y. (1979): Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei.- Earth Sci. Rev., **15**(1): 1-73.
- GRAVENOR, C. P. & GOSTIN, V. A. (1979): Mechanisms to explain the loss of heavy minerals from the Upper Palaeozoic tillites of South Africa and Australia and the late Precambrian tillites of Australia.- Sedimentology, **26**: 707-717.
- GRIM, R. E. , BRAY, R. H. & BRADLEY, W. F. (1937): The mica in argillaceous sediments.- American Mineralogist, **22**: 813-829.
- HAINES, P. W. , JAGO, J. B. & GUM, J. C. (2001): Turbidite deposition in the Cambrian Kanmantoo Group, South Australia.- Austr. J. Earth Sci., **48**: 465-478.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E.-an (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer.- Am. Mineral., **71**: 1297-1313.
- HARNOIS, L. (1988): The CIW index: a new chemical index of weathering.- Sed. Geol., **55**: 319-322.
- HARRELL, J. (1984): A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections.- J. Sed. Petrol., **54**: 646-650.
- HARRIS, N. B. W. , PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.- In: Collision tectonics (M. P. Coward and A. C. Ries, Ed.): pp. 67-83, London.
- HATCHER, R. D. (1995): Structural Geology - Principles, Concepts, and Problems.- 2. Ed., 525 pp; Englewood Cliffs (Prentice Hall).
- HAUGHTON, P. D. W. & FARROW, C. M. (1989): Compositional variation in Lower Old Red Sandstone detrital garnets from the Midland Valley of Scotland and the Anglo-Welsh Basin.- Geol. Mag., **126**(4): 373-396.

- HEIN, F. J. & WALKER, R. G. (1992): The Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Québec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces.- In: Deep-water turbidite systems (D. A. V. Stow, Ed.), Reprint series of the International Association of Sedimentologists, **3**: pp. 231-253; Oxford (Blackwell).
- HELMOLD, K. P. (1985): Provenance of feldspathic sandstones - the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review.- In: Provenance of arenites (G. G. Zuffa, Ed.), NATO ASI Series C, **148**: pp. 139-163; (De Reidel).
- HENRY, D. J. & DUTROW, B. L. (1996): Metamorphic tourmaline and its petrologic applications.- In: Boron – mineralogy, petrology and geochemistry (E. S. Grew & L. M. Anovitz, Ed.), Rev. Mineral., **33**: 503-557; Mineralogical Society of America.
- HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. (1985): Tormaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine.- Am. Mineral., **70**: 1-15.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Erster Band: Heritsch, Paläozoikum.- 681 pp; Berlin-Zehlendorf (Gebrüder Borntraeger); Faksimile-Nachdruck (2001), Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HERITSCH, H. (1971): Neues zur Petrographie zweier Gangsteine aus Kärnten.- Carinthia II, Sonderheft **28** - Festschrift Kahler: 209-219.
- HERITSCH, H., KAHLER, F. & PAULITSCH, P. (1953): Eine Exkursion ins Gailtal, insb. zu den Malchiten und zum Gailtaler Kristallin.- Carinthia II, **143**(1), 60-66.
- HETZEL, R. & GLODNY, J. (2002): A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, displacement, and geodynamic significance.- Int. J. Earth Sci., **91**: 231-245.
- HILL, P. R. (1992): Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada.- In: Deep-water turbidite systems (D. A. V. Stow, Ed.), Reprint series of the IAS, **3**: pp. 285-301; Oxford (Blackwell)..
- HINDERER, M. (1992): Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen - Sedimentologie, Petrographie und Geochemie.- Jb. Geol. B.-A., **135**(1): 335-379.
- HLAUSCHEK, H. (1993): Der Bau der Alpen und seine Probleme.- 629 pp; Stuttgart (Enke).
- HOHL, R. (Ed.) (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde.- 703 pp; Hanau (Werner Dausien).
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.- Contrib. Mineral. Petrol., **116**: 433-447.
- HOLLISTER, L. S. , GRISSOM, G. C. , PETERS, E. K. , STOWELL, H. H. & SISSON, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons.- Am. Mineral., **72**: 231-239.
- HOUSEKNECHT, D. H. (1984): Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone.- J. Sed. Petrol., **54**(2): 348-361.
- HOWELL, D. G. , JONES, D. L. & SCHERMER, E. R. (1985): Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region.- In: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region (D. G. Howell, Ed.), Earth Science Series 1: pp. 3-30; Houston (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources).
- HUBERT, J. F. (1962): A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and the texture of sandstones.- J. Sed. Petrol., **32**(3): 440-450.
- HUBICH, D. (2000): Geodynamische Entwicklung der Karnischen Alpen.- Tübinger Geowiss. Arb. - Reihe A, **58**: 1-101.
- INGERSOLL, R. V. (1990): Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks.- Geology, **18**(8): 733-736.
- INGERSOLL, R. V. & SUCZEK, C. A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218.- J. Sed. Petrol., **49**(4): 1217-1228.
- INGERSOLL, R. V. , BULLARD, T. F. , FORD, R. L. , GRIMM, J. P. , PICKLE, J. D. & SARES, S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method.- J. Sed. Petrol., **54**(1): 103-116.
- IRVINE, I. N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 2, petrogenetic applications.- Can. J. Earth Sci., **4**: 71-103.

- JEPPSSON, L. & ALDRIDGE, R. J. (2000): Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events.- *J. Geol. Soc. London*, **157**: 1137-1148.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. (1989): Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) Volcanic rocks.- *Geology*, **17**: 837-841.
- JOHNSON, M. J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments.- *Geological Society Special Publications*, **284**: 1-19.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.- *Carinthia II, Sonderheft 16*: 1-78.
- KAHLER, F. (1971): Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente.- *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**: 137-143.
- KEMNITZ, H., ROMER, R. L. & ONCKEN, O. (2002): Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe).- *Int. J. Earth Sci.*, **91**: 246-259.
- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens.- *Carinthia II, 17. Sonderheft*.
- KLEBER, W., BAUTSCH, H.-J. & BOHM, J. (1990): Einführung in die Kristallographie.- 17. Ed., 416 pp; Verlag Technik, Berlin.
- KLÖTZLI, U. S., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (2001): Cadomian Lower-Crustal Contributions to Variscan Granite Petrogenesis (South Bohemian Pluton, Austria): Constraints from Zircon Typology and Geochronology, Whole-Rock, and Feldspar Pb-Sr Isotope Systematics.- *J. Petrol.*, **42**(9): 1621-1642.
- KLUG, H. P. & ALEXANDER, L. E. (1954): X-ray diffraction procedures.- 716 pp; New York (John Wiley & Sons).
- KNOLL, R. (1999): Petrographie und Provenanzanalyse der Sandsteine der Hochwipfel- und Auernigschichten (Karbon) im Bereich westlich des Seebergsattels (Karawanken, Österreich und Slowenien).- Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Stuttgart.
- KORSCH, R. J. (1984): Sandstone compositions from the New England Orogen, eastern Australia: implications for tectonic setting.- *J. Sed. Petrol.*, **54**(1): 192-211.
- KOŠLER, J., KELLEY, S. P. & VRANA, S. (2001): ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende dating of a microgranodiorite dyke: implications for early Permian extension in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif.- *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 379-385.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Hallstatt Ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **87**: 109-135.
- KRAINER, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol).- *Jb. Geol. B.-A.*, **130**(1): 61-91.
- KRAINER, K. (1989): Das Karbon in Kärnten.- *Carinthia II, 179./99. Jahrgang*: 59-109.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse, und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135**(1): 99-193.
- KRAINER, K. (1993): Late- and post-Variscan sediments of the Eastern and Southern Alps.- In: *The Pre-Mesozoic geology in the Alps* (J. F. von Raumer & F. Neubauer, Ed.): pp. 537-564. Springer, Berlin.
- KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and significance of resedimented amphibolite breccias and conglomerates (Badstub Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria).- *Jb. Geol. B.-A.*, **134**(1): 65-81.
- KRAVACHINSKY, V. A., KONSTANTINOV, K.M., COURTILOT, V., SAVRASOV, J.I., VALET, J.-P., CHERNIY, S.D., MISHENIN, S.G. & PARASOTKA, B.S. (2002): Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at
- KREUTZER, L. H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon.- *Jb. Geol. B.-A.*, **133**(2): 275-343.
- KREUTZER, L. H. (1992): Photo-Atlas of the Variscan Carbonate Sequences in the Carnic Alps (Austria/Italy).- *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 1-129.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung.- *Geol. Rundsch.*, **73**(1): 223-257.

- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite.- Bull. Centre Rech. Pau, **2**: 385-397.
- KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1994): Olistholithe in Flysch-Sedimenten der Karawanken: Die Entwicklung eines aktiven Kontinentalrandes im Karbon der Südalpen (Paläozoikum von Seeberg und Eisenkappel/ Österreich).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **194**(1), 115-142.
- KUTTEROLF, S. (2001): Die klastischen Sedimente der karbonen Hochwipfel- und Auernig Formation der Ostkarawanken (Österreich/Slowenien).- Diss., Dr. rer. nat.: 185 + 59 pp; Universität Stuttgart (Institut für Geologie und Paläontologie).
- LÄUFER, A. (1996): Variscan and Alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar Geochronology.- Tübinger Geowiss. Arb. - Reihe A, **26**: 102.
- LÄUFER, A. , FRISCH, W. , STEINITZ, G. & LOESCHKE, J. (1997): Exhumed fault-bounded Alpine blocks along the Periadriatic lineament: the Eder unit (Carnic Alps, Austria).- Geol. Rundsch., **86**: 612-626.
- LÄUFER, A. , HUBICH, D. & LOESCHKE, J. (2001): Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy).- Int. J. Earth Sci., **90**: 855-870.
- LÄUFER, A. , LOESCHKE, J. & VIANDEN, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation.- Jb. Geol. B.-A., **136**(1): 137-162.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles.- Can. Mineral., **16**: 501-520.
- LEBRUN, J.-F. , LAMARCHE, G. , COLLOT, J.-Y. & DELTEIL, J. (2000): Abrupt strike-slip fault to subduction transition: The Alpine Fault-Puysegur Trench connection, New Zealand.- Tectonics, **19**(4): 688-706.
- LEHNERT, U. (2000): Datenanalysesystem SPSS Version 9.- 3. Ed., 245 pp; München (Oldenburg).
- LEMAÎTRE, R. W. (1989) : A classification of igneous rocks and glossary of terms.- 193 pp.; Oxford (Blackwell).
- LIHOU, J. C. & MANGE-RAJETZKY, M. A. (1996) : Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage.- Sed. Geol., **105**: 141-157.
- LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich).- Oberrhein. Geol. Abh., **19**, 73-100.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and Its Palaeotectonic Significance.- In: Pre-Mesozoic Geology in the Alps (J. F. N. von Raumer & F. Neubauer): pp. 441-455; Berlin (Springer).
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J. (1971): Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich).- Z. Deutsch. Geol. Ges., Jg. **1970** (Bd. 122).
- LOESCHKE, J. & WEBER, K. (1973): Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**(1): 115-138.
- LOESCHKE, J., SONNTAG, A. & KULLMANN, J. (1996): Zur Geologie des Koschuta-Zuges südlich von Eisenkappel.- Jb. Geol. B.-A., **139**(1), 35-43.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic.- Tectonophysics, **107**: 25-56.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.- J. Sed. Petrol., **52**(1): 279-297.
- LOYDELL, D. K. , JEPSSON, L. & ALDRIDGE, R. J. (2001): Discussion on Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events.- J. Geol. Soc. London, **158**: 731-732.
- LUDWIG, V. (1972): Die Paragenese Chlorit, Muscovit, Paragonit und Margarit im "Griffelschiefer" des Ordoviziums in NE-Bayern (Mit einem Beitrag zum Problem der Illitkristallinität).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **5**: 546-5
- MACERA, P. , FERRARA, G. , PESCIA, A. & CALLEGARI, E. (1985): A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith.- Mem. Soc. Geol. Ital., **26**: 223-259.
- MACK, G. H. (1984): Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition.- J. Sed. Petrol., **54**(1): 212-220.

- MADER, D. , NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (2000): Geochemistry, detrital mode and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Palaeozoic sandstones in the Carnic Alps (Austria): Implications for the geodynamic development of the Southalpine basement.- Manuscript to Int. J. Earth Sci.
- MAEDA, J. (1990): Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokaido, North Japan.- *Tectonophysics*, **174**: 235-255.
- MALI, H. (2001): Hochdifferenzierte Pegmatite in den Ostalpen.- In: Paläozoikumsforschung in Österreich, Workshop, Oktober 2001; Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens-Univ. Graz/Austria, **3**, pp. 30-31; St. Pankrazen, Graz.
- MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. (1991): Schwerminerale in Farbe.- 148 pp; Stuttgart (Enke).
- MARRONI, M. & TREVES, B. (1998): Hidden Terranes in the Northern Apennines, Italy: A Record of Late Cretaceous-Oligocene Transpressional Tectonics.- *J. Geol.*, **106**: 149-162.
- MARSAGLIA, K. M. & INGERSOLL, R. V. (1992): Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 1637-1649.
- MARSAGLIA, K. M. , INGERSOLL, R. V. & PACKER, B. M. (1992): Tectonic evolution of the Japanese island as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone.- *Tectonics*, **11**(5): 1028-1044.
- MASSONNE, H.-J. (1984): Sandsteine des Westfal A₁ im Ruhrgebiet; Petrographie und mögliche Herkunft.- *N. Jb. Geol. Paläont.*, **167**(2): 162-188.
- MASSONNE, H.-J. (1991): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.- unveröffentlichte Habilitation; Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1986): High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the System $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.- *N. Jb. Mineral.*, **153**/2: 177-215.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224.
- MATTE, P. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère.- *Bull. Soc. Géol. France*, (8) II(1): 9-24.
- MCBRIDE, E. F. (1963): Classification of common sandstones.- *J. Sed. Petrol.*, **33**: 664-669.
- MCBRIDE, E. F. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone.- In: Provenance of arenites (G. G. Zuffa), NATO ASI Series C, **148**: pp. 95-113; (De Reidel).
- MCCANN, T. (1991): Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**: 215-230.
- MCCLENNAN, S. M. (1984): Petrological characteristics of Archean graywackes.- *J. Sed. Petrol.*, **54**(3): 889-898.
- MCCLENNAN, S. M. , HEMMING, S. , MCDANIEL, D. K. & HANSON, G. N. (1993): Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**: 21-40.
- MCCLENNAN, S. M. , TAYLOR, S. M. , MCCULLOCH, M. T. & MAYNARD, B. J. (1990): Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate associations.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 2015-2050.
- MEAGHER, E. P. (1982): Silicate garnets.- In: Orthosilicates (P. H. Ribbe, Ed.), *Rev. Mineral.*, **5**, 2. Ed.: 25-66; Mineralogical Society of America.
- MÉNARD, G. & MOLNAR, P. (1988): Collaps of a Hercynian Tibetan Plateau into Late Palaeozoic European basin and range province.- *Nature*, **334**: 235-237.
- MEYER, H.-P. (1998): Einführung in die Röntgenfluoreszenz-Analyse.- Kurs-Skript; Mineralogisches Institut der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- MEYER, W. , SCHULZ-ELLERMANN, H.-J. , THON, B. & WOLF, M. (1986): Illit-Kristallinität und Inkohlung in der Südeifel (Nordflügel der Moselmulde).- *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **137**: 345-354.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1997): Magmas, Rocks and Planetary Development.- 299 pp; Harlow (Addison Wesley Longman).

- MIKOŠ, B. (Ed.) (1991): geologija in geotehnika - Geologie und Geotechnik / Predor-Karavanke-Tunnel.- 134 pp; Ljubljana (Cestni inženiring p.o.).
- MOLINAROLI, E. , BLOM, M. & BASU, A. (1991): Methods of provenance determination tested with discriminant function analysis.- *J. Sed. Petrol.*, **61**(6): 900-908.
- MOORE, G. F. (1979): Petrography of subduction zone sandstones from Nias Island, Indonesia.- *J. Sed. Petrol.*, **49**(1): 71-84.
- MORTON, A. C. (1985): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea.- *Sedimentology*, **32**: 553-566.
- MORTON, A. C. (1991): Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**: 31-45.
- MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. R. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones.- *Sed. Geol.*, **90**: 241-256.
- MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.- *Sed. Geol.*, **124**: 3-29.
- MUCHEZ, P. , BOVEN, J. , BOUCKAERT, J. , LEPLAT, P. , VIAENE, W. & WOLF, M. (1991): Illite crystallinity in the Carboniferous of the Campine-Brabant Basin (Belgium) and its relationship to organic maturity indicators.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **182**(1): 117-131.
- MÜLLER, D. , ROCK, N. M. S. & GROVES, D. I. (1992): Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study.- *Mineral. Petrol.*, **46**: 259-289.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits.- *Sedimentology*, **48**(2): 269-299.
- MULDER, T. & COCHONAT, P. (1996): Classification of offshore mass movements.- *J. Sed. Res.*, **66**(1): 43-57.
- MUMME, W. G., TSAMBOURAKIS, G., MADSEN, I. C. & HILL, R. J. (1996): Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part II. Selected sedimentary rocks.- *J. Sed. Res.*, **66**(1): 132-138.
- NANDI, K. (1967): Garnets as indices of progressive regional metamorphism.- *Mineral. Mag.*, **36**/277: 89-93:
- NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.- *Nature*, **299**: 715-717.
- NEUBAUER, F. (1988a): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen).- *Abh. Geol. B.-A.*, **A42**: 1-137.
- NEUBAUER, F. (1988b): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 339-349.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen.- *Geol. Rundsch.*, **73**(1): 149-174.
- NEUBAUER, F. , FRISCH, W. , SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement of the Eastern Alps.- *Tectonophysics*, **164**: 49-62.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Japetus model".- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 313-333.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The Japetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe.- *Tectonophysics*, **169**: 229-256.
- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution.- *Contrib. Sed.*, **1**: 1-68.
- NIEDERMAYR, G. , MULLIS, J. , NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M. (1984): Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten - Osttirol (Österreich).- *Geol. Rundsch.*, **73**(1): 207-221.
- OTTONELLO, G. (1997): Principles of Geochemistry.- 894 pp; New York (Columbia University Press).
- OYARZUN, R. , DOBLAS, M. , LÓPEZ-RUIZ, J. , CEBRIÁ, J.-M. & YOUNG, N. (1999): Tectonically-induced icehouse-greenhouse climate oscillations during the transition from the Variscan to the Alpine cycle (Carboniferous to Triassic).- *Bull. Soc. Géol. France*, **170**(1): 3-11.

- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996): *Microtectonics*.- 2. Ed., 289 pp; Berlin (Springer).
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W & TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, **25**(4): 956-983.
- PETTIJOHN, F. J. , POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1987): *Sand and sandstone*.- 2. Ed., 553 pp; New York (Springer).
- PHARAOH, T. C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review.- *Tectonophysics*, **314**: 17-41.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1993): *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*.- 2. Ed., 233 pp; Stuttgart (Enke).
- PICKERING, K. T. , HISCOTT, R. N. & HEIN, F. J. (1988): *Deep-marine environments*.- 416 pp; London (Unwin Hyman).
- PITCHER, W. S. (1982): Granite Type and Tectonic Environment.- In: *Mountain Building Processes* (K. J. Hsü, Ed.): pp. 19-40; London (Academic Press).
- PITCHER, W. S. (1993): *The Nature and Origin of Granite*.- 321 pp; London (Blackie Academic & Professional).
- PLACER, L. (1999): Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides.- *Geologija*, **41**: 223-255.
- PLIMER, I. R. (1986): Tourmalines from the Golden Dyke Dome, North Australia.- *Mineralium Deposita*, **21**: 263-270.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. , MELLERE, D. & STEEL, R. J. (2001): Turbidite variability and architecture of sand-prone, deep-water slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen.- *J. Sed. Res.*, **71**(6): 895-912.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps.- *Geol. Rundsch.*, **77**: 641-670.
- POLINSKI, R. K. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Südkärnten, Österreich. - Diss., Dr. rer. nat.; Fakultät für Geo- und Biowissenschaften, Universität Karlsruhe.
- PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, **112**: 355-398.
- POWER, M. R., PIRRIE, D., ANDERSEN, J.C.O. & WHEELER, P.D. (2000): Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator.- *Geology*, **28**(11): 1027-1030.
- PRATSCH, J. C. (1982): Wedge Tectonics Along Continental Margins.- *AAPG Memoir*, **34**: 211-220.
- PRESTON, J. , HARTLEY, A. , MANGE-RAJETZKY, M. , HOLE, M. , MAY, G. , BUCK, S. & VAUGHAN, L. (2002): The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, northern North Sea: mineralogical, geochemical, and sedimentological constraints.- *J. Sed. Res.*, **72**(1): 18-29.
- PUPIN, J. P. (1980): Zircon and granite petrology.- *Contrib. Min. Petrol.*, **73**: 207-220.
- RAMOVŠ, A. (1969): Geologische Forschungen (1959-1968) im Paläozoikum der Karawanken (Jugoslawischer Anteil).- *Carinthia II*, **27**, 29-37.
- RAMOVŠ, A. (1971): Einige Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken.- *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Jg. **1970** (Bd. 1970), 157-160.
- RAMOVŠ, A. (1976): Die stratigraphische Stellung der Schichten in der Umgebung von Korensko sedlo (Wurzen-Paß), Westkarawanken.- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1976** (Heft 2), 182-189.
- RANTITSCH, G. (1995): Niedrigstgradige Metamorphose im Karbon von Nötsch (Österreich).- *J. Geol. B.-A.*, **138**(2): 433-440.
- RATSCHBACHER, L. , FRISCH, W. , LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural Analysis.- *Tectonics*, **10**(2): 257-271.
- RATSCHBACHER, L. , FRISCH, W. , NEUBAUER, F. , SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts.- *Geology*, **17**: 404-407.
- ROCK, N. M. S. (1987): The nature and origin of lamprophyres: an overview.- In: *Alkaline Igneous Rocks* (J. G. Fitton and B. G. J. Upton, Ed.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **30**: pp. 191-226; London (The Geological Society London).
- ROCK, N. M. S. (1991): *Lamprophyres*.- 285 pp; New York (Van Nostrand Reinhold).

- ROLSER, J. & TESSENHOFER, F. (1974): Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament.- *Jb. Geol. B.-A.*, **25**, 23-53.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O Ration.- *J. Geol.*, **94**(5): 635-650.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1988): Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data.- *Chem. Geol.*, **67**: 119-139.
- RÖSLER, H. J. (1979): *Lehrbuch der Mineralogie*.- 4. Ed., 844 pp; Leipzig (Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- SACHSENHOFER, R. F. (2001): Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps.- *International Journal of Earth Sciences*, **90**: 579-592.
- SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten).- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1975**(Heft 4): 301-304.
- SCHLAF, J. (1996): Ein obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, Österreich).- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 1-14.
- SCHLÜNZ, B. , SCHNEIDER, R. R. , MÜLLER, P. J. , SHOWERS, W. J. & WEFER, G. (1999): Terrestrial organic carbon accumulation on the Amazon deep sea fan during the last glacial sea level low stand.- *Chem. Geol.*, **159**: 263-281.
- SCHMIDT, M. W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**: 304-310.
- SCHNABEL, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien).- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1976**(Heft 2): 191-206.
- SCHÖNBORN, G. (1999): Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy).- *Tectonics*, **18**(3): 527-545.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1969): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen).- *Jb. Geol. B.-A.*, **112**: 265-320.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1971a): Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der West-Warawanken.- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1971**(Heft 3): . 624-632.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1971b): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen.- *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Jg. **1970**, 122, 97-111.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1975): Conodonten aus dem Llandovery der Westkarawanken (Österreich).- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1975** (Heft 2/3), 45-65.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- *Abh. Geol. B.-A.*, **33**: 1-124.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1980a): Die voralpidische Unterlage in den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken.- In: *Der geologische Aufbau Österreichs* (R. Oberhauser, Ed.): pp. 405-411; Wien (Geologische Bundes-Anstalt).
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1980b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberger Aufbruchs.- In: *Der geologische Aufbau Österreichs* (R. Oberhauser, Ed.): pp. 429-447; Wien (Geologische Bundes-Anstalt).
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980c): Field Trip A - Carnic Alps.- *Abh. Geol. B.-A.*, **35** (Second European Conodont Symposium (ECOS II)).
- SCHÖNLAUB, H. P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **127**(4): 673-692.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135**(1): 381-418.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1993): The Pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps-an overview.- In: *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (J. F. von Raumer & F. Neubauer, Ed.); Berlin (Springer).
- SCHÖNLAUB, H. P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps.- In: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (J. F. N. von Raumer & F. Neubauer, Ed.): pp. 395-422; Berlin (Springer).
- SCHÖNLAUB, H. P. , KLEIN, P. , MAGARITZ, M. , RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria , Italy).- *Facies*, **25**: 91-118.
- SCHÖNLAUB, H. P. , ATTREP, M. , BOECKELMANN, K. , DREESEN, R. , FEIST, R. , FENNINGER, A. , HAHN, G. , KLEIN, P. , KORN, D. , KRATZ, R. , MAGARITZ, M. , ORTH, C. J. & SCHRAMM, J.-

- M. (1992): The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) - A Multidisciplinary Approach.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135**(1): 57-98.
- SCHRÖTER, W. , LAUTENSCHLÄGER, K.-H. & BIBRACK, H. (1986): Taschenbuch der Chemie.- 16. Ed., 676 pp; Thun (Harry Deutsch).
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen.- *Geol. Rundsch.*, **55**: 261-274.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised World maps and introduction.- *Geol. Soc. Mem.*, **12**: 1-21.
- SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1980): Magnetische Messungen entlang dem östlichen Teil des Periadriatischen Lineaments.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979): 291-298.
- SHAND, S. J. (1943): Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits.- 444 pp; New York (John Wiley).
- SHANMUGAM, G. (1996): High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?.- *J. Sed. Res.*, **66**(1): 2-10.
- SHTUKENBERG, A. G. , PUNIN, Y. O. , FRANK-KAMENETSKAYA, O. V. , KOVALEV, O. G. & SOKOLOV, P. B. (2001): On the origin of anomalous birefringence in grandite granets.- *Mineral. Mag.*, **65**(3): 445-459.
- SIEWERT, W. (1973): Zur Tektonik einiger Gebiete in der Umgebung der Periadriatischen Naht in Kärnten (Österreich).- *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F.* **69**: 185-196.
- SIEWERT, W. (1978): On the structural pattern of the Karawanken mountains (Carinthia, Austria) based on statistical tectonics.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978**(3): 179-191.
- SIEWERT, W. (1984): Der Werdegang der Karawanken - stratigraphischer Abriß und Strukturgeschichte.- *Jb. Geol. B.-A.*, **127**(1): 29-133.
- SINCLAIR, H. D. & TOMASSO, M. (2002): Depositional evolution of confined turbidite basins.- *J. Sed. Res.*, **72**(4): 451-456.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten.- *Jb. Geol. B.-A.*, **130**(4): 529-569.
- SONNTAG, A., BRACKE, G., LOESCHKE, J. & SATIR, M. (1997): Untersuchungen an Zirkonen aus dem Flysch der Karawanken: Ihre Bedeutung für potentielle Liefergebiete und paläogeographische Fragen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **140**(2), 251-273.
- SPEAR, F. S. (1995): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.- 2. Ed., 799 pp; Washington (Mineralogical Society of America).
- SPEER, J. A. (1984): Micas in igneous rocks.- In: *Micas, Rev. Mineral.*, **13** (S. W. Bailey, Ed.): pp. 299-356. Washington (Mineralogical Society of America).
- SPENGLER, N. (1999): Petrographie und Provenanzanalyse der Hochwipfel- und Auernigschichten im Bereich östlich des Seebergsattels (Südkarawanken, Kärnten, Österreich).- Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Stuttgart.
- SPRENGER, W. L. (1996): Das Periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten, Strukturgeologie - Fernerkundung - Geochemie.- *Abh. Geol. B.-A.*, **52**: 1-220.
- ŠRODOŇ, J. & EBERL, D. D. (1984): Illite.- In: *Micas, Rev. Mineral.*, **13** (S. W. Bailey, Ed.): pp. 495-544. Washington (Mineralogical Society of America).
- STAMPFLI, G. M. (1996): The Intra-Alpine Terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides.- *Eclog. Geol. Helv.*, **89**(1): 13-42.
- STAMPFLI, G. M. , MARCOUX, J. & BAUD, A. (1991): Tethyan margins in space and time.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **87**: 373-409.
- STANLEY, D. J. (1965): Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps.- *AAPG Bull.*, **49**(1): 22-40.
- STATTEGGER, K. (1982): Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung.- *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1982**(H. 2): 107-121.
- STEINHAUSER, P. (1980): Rezente Krustenbewegungen an der Nivellement-Linie Villach - Thörl Maglern.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979), 317-322.
- STEINHAUSER, P. , SEIBERL, W. , ZYCH, D. & RUESS, D. (1980): Bestimmung des Bouguer-Schwerefeldes der Karawanken und der Sattnitz.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979): 299-306.

- STEUDLE, M. (2000): Strukturelle Entwicklung der Karawanken entlang der Traverse Ebriachtal – Paulitschsattel (Kärnten, Österreich).- Unveröffentl. Diplomarbeit.
- STEVENS, R. E. (1944): Composition of some chromites of the Western Hemisphere.- *Am. Min.*, **29**: 1-34.
- STEYRER, H.-P. (1987): Die Metaandesite der Habachformation (Hohe Tauern, Österreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, **129**(3+4): 642-643.
- STOWE, C. W. (1987): The Mineral Chromite.- In: Evolution of chromium ore fields (C. W. Stowe, Ed.), Evolution of ore field series: pp. 1-22; New York (Van Nostrand Reinhold Company)..
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-34.
- STRECKEISEN, A. & LEMÂÎTRE, R. W. (1979): A chemical approximation of the modal QAPF classification of the igneous rocks.- *N. Jb. Mineral. Abh.*, **136**: 169-206.
- STRÜBEL, G. & ZIMMER, S. H. (1991): Lexikon der Minerale.- 390 pp; Stuttgart (dtv / Enke).
- SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.- In: Magmatism in the Ocean Basins (A. D. Saunders and M. J. Norry, Ed.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **42**: pp. 313-345 ; London (The Geological Society of London).
- SUTTNER, L. J. , BASU, A. & MACK, G. H. (1981): Climate and origin of quartz arenites.- *J. Sed. Petrol.*, **51**: 1235-1246.
- SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins.- *Jb. Geol. B.-A.*, **132**(4): 791-821.
- TALLING, P. J. (2001): On the frequency distribution of turbidite thickness.- *Sedimentology*, **48**(6): 1297-1329.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution.- 312 pp; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- TEICHERT, C. (1975): Miscellanea, Supplement 1, Trace Fossils and Problematica.- *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W*, 269 pp; Boulder (Geological Society of America & University of Kansas).
- TELLER, F. (1896): Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen.- *Verh. Geol. Reichsanst.*, Wien.
- TELLER, F. (1898): Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Eisenkappel-Kanker, 1:75.000 mit Erläuterungen.
- TESSENHORN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **138**(2): 169-220.
- THOMPSON, R. N. & FOWLER, M. B. (1986): Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 507-522.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determination.- *Jb. Geol. B.-A.*, **124**(1): 111-174.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2, Außerzentralalpiner Anteil.- 710 pp; Wien (Franz Deuticke).
- TOMLJENOVIC, B. & CSONTOS, L. (2001): Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac Basins, Croatia).- *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 560-578.
- TORTOSA, A. , PALOMARES, M. & ARRIBAS, J. (1991): Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis.- In: Developments in Sedimentary Provenance Studies (A. C. Morton, S. P. Todd & P. D. W. Haughton, Ed.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**: 47-54; London (The Geological Society London).
- TOULKERIDIS, T. , CLAUER, N. , KRÖNER, A. , REIMER, T. & TODT, W. (1999): Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa.- *Sed. Geol.*, **124**: 113-129.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband.- 2. Ed., 822 pp; Stuttgart (Borntraeger).
- TUCKER, M. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie.- 265 pp; Stuttgart (Enke).

- TUCKER, M. (1996): Methoden der Sedimentologie.- 366 pp; Stuttgart (Enke).
- VAI, G. B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy.- Bull. Soc. Géol. France, (8) t.II(1): 95-114.
- VAI, G. B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction.- Mem. Soc. Geol. Ital., **20**: 39-45.
- VAI, G. B. & IZART, A. (2000a): Moscovian.- In: Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes (S. Crasquin, Ed.): pp. 1-9. CCGM/CGMW, Paris.
- VAI, G. B. & IZART, A. (2000b): Artinskian.- In: Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes (S. Crasquin, Ed.): pp. 11-18. CCGM/CGMW, Paris.
- VALLONI, R. & MAYNARD, J. B. (1981): Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation.- Sedimentology, **28**: 75-83.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point-counting results.- Am. J. Sci., **263**: 87-90.
- VAN DER VOO, R. (1988): Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparison of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns.- Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 311-324.
- VAN HUSEN, D. (1976): zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Heraushebung der Karawanken.- Carinthia II, **166/86**. Jahrgang: 113-126.
- VAN HUSEN, D. (1984): Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes im terrestrischen Jungtertiär der Karawanken.- Geol. Rundsch., **73**, 433-445.
- VON BLANCKENBURG, F. & DAVIES, J. H. (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps.- Tectonics, **14**(1): 120-131.
- VON EYNATTEN, H. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen.- Diss., Dr. rer. nat., Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.
- VON GOSEN, W. (1986): Gefüge, Metamorphosen und Transport der kristallinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Ostalpen).- Nachr. Deutsch. Geol. Ges., **35**: 31-32.
- VON GOSEN, W., PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinen des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten).- Jb. Geol. B.-A., **130**(1): 31-36.
- VON RAUMER, J. F. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea.- Geol. Rundsch., **87**: 407-435.
- VON RAUMER, J. F., STAMPFLI, G.M., BOREL, G. BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin.- Int. J. Earth Sci., **91**: 35-52.
- WANG, H. & ZHOU, J. (2000): The relationship between the Kübler index, Weaver index and Weber index of illite crystallinity and their applications.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **80**: 187-198.
- WARD, C. R., TAYLOR, J. C. & COHEN, D. R. (1999): Quantitative mineralogy of sandstones by X-ray diffractometry and normative analysis.- J. Sed. Res., **69**(5): 1050-1062.
- WEAVER, C. E. (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil.- AAPG Bull., **44**(9): 1505-1518.
- WEBER, K. (1972a): Notes on determination of illite crystallinity.- N. Jb. Mineral. Mh., **6**: 267-276.
- WEBER, K. (1972b): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**(3): 333-363.
- WELTJE, G. J. (1994): Provenance and dispersal of sand-sized sediments.- Geologica Ultraiectina, **121**: 1-208.
- WERDING, G. & SCHREYER, W. (1996): Experimental studies on borosilicates and selected borates.- In: Boron – mineralogy, petrology and geochemistry (E. S. Grew & L. M. Anovitz, Ed.), Rev. Mineral., **33**: 117-163; Mineralogical Society of America.
- WIMMENAUER, W. (1984): Das prävariszische Kristallin im Schwarzwald.- Fortschr. Mineral. Beih., **62**: 69-86.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- 382 pp; Enke, Stuttgart.

- WOLETZ, K. (1996): Magma - an estimation of magma physical and chemical properties with IUGG classification, Program V. 2.2.1; University of California, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos.
- WRIGHT, V. P. & VANSTONE, S. D. (2001): Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding.- J. Geol. Soc. London, **158**: 579-582.
- WRIGHT, W. I. (1938): The composition and occurrence of garnets.- Am. Mineral., **23/7**: 436-449.
- YARDLEY, B. W. D. (1995): An introduction to metamorphic petrology.- 248 pp; Harlow (Longman).
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe.- Tectonophysics, **126**: 303-328.
- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete?.- Geol. Rundsch., **61**(1): 116-139.