

4 Petrographie

Ein Ziel sedimentpetrographischer Methoden ist es, Aussagen über die detritischen Modi der siliziklastischen Gesteine machen zu können. Weiterhin sollen charakteristische Gefügemerkmale, also Struktur und Textur der Sandsteine herangezogen werden, um Hinweise auf das Sedimentationsregime und die Diagenesebedingungen zu erhalten (TUCKER, 1996; HOHL, 1985). Unter den strukturellen Eigenschaften treten Korngröße, Kornverteilung und Kornform sowie Rundungsgrad in den Vordergrund. Texturelle Merkmale beziehen sich in der dünnschliffpetrographischen Bearbeitung im wesentlichen auf diagenetische Veränderungen, primäre und sekundäre Porositäten und Mineralneubildungen, welche die Anordnung der Körner beeinflussen. Aus diesen Angaben, und durch die detritischen Modi im speziellen, können Aussagen über die Provenienz, also insbesondere das Liefergebiet der Sedimente und den späteren Ablagerungsraum, aber auch über die Transportmechanismen und die Alterationen während des Transports, einer eventuellen Zwischenlagerung und der Diagenese erlangt werden.

4.1 Leichtmineral-Analyse

Unter dem Begriff Leichtmineralanalyse wird die statistische Auswertung aller mono- und polymineralischen Komponenten, also auch Lithoklasten, mit einer maximalen mittleren Dichte von $2,9 \text{ g/cm}^3$ im Dünnschliff verstanden. Außer den Schwermineralen und opaken Erzphasen werden demnach alle sonstigen Komponenten ausgewertet.

4.1.1 Methodik

Die grundsätzlich erste und am schnellsten eine Übersicht über die petrographische Variabilität gebende Methode ist die lichtoptische Dünnschliffanalyse. Aus einem Satz von 298 Proben wurden 214 einer qualitativen Analyse unterzogen. Aufgrund der Profilschnittwahl wurden letztlich 111 Proben mittel- bis grobkörniger Sandsteine der Hochwipfel-Formation (Abb. 4.1) quantitativ mit Hilfe eines Auszählschlittens ausgewertet (Schrittweite $0,4 \text{ mm}$). Hierzu wurden nach dem Punktzählverfahren in mehreren Reihen über den Dünnschliff zwischen 400 und 500 Körner klassifiziert. Eine Übersicht über die aufgenommenen und berechneten Parameter gibt Tab. 4.1. Der aufgrund des weiteren Korngrößenspektrums zu erwartende höhere Fehler wird durch

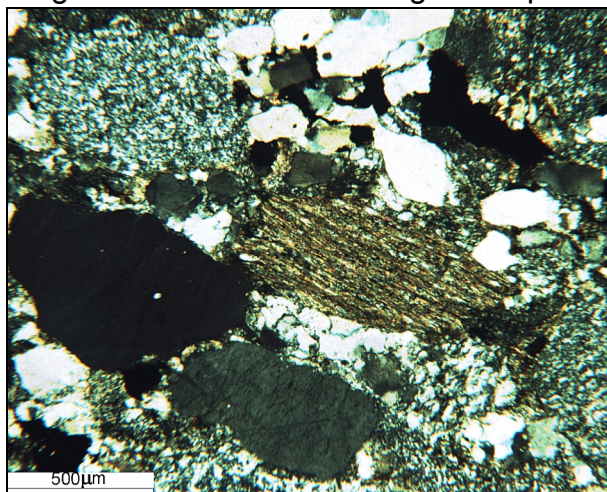


Abb. 4.1: Lithoklastenreicher, grobkörniger Sandstein der Hochwipfel-Formation mit Monoquarzen sowie sedimentären und metasedimentären Klasten (x-Nichols).

die angewendete Auszählmethode und die erhaltenen zusätzlichen Informationen über die unterschiedlichen Lithoklasten kompensiert. Entgegen der von DICKINSON (1985, 1970) und DICKINSON ET AL. (1979) beschriebenen und häufig verwendeten Methode wurden daher einzelne Minerale mit einer Korngröße von $> 63 \mu\text{m}$, die im Verband mit polymineralischen Klasten stehen, nicht separat gewertet. Diese polymineralischen Klasten wurden ab drei Einzelkomponenten als Lithoklasten in der betreffenden Untergruppe gewichtet. Pseudomatrix und Zemente wurden nicht gesondert ausgeschieden (MOORE, 1979; DICKINSON, 1970). Zusätzlich wurden Glimmer (Hellglimmer und Dunkelglimmer) sowie Schwerminerale plus opake Phasen

gewertet. Die Behandlung der Hauptparameter und der Lithoklasten sowie die Auswertung folgt den Vorschlägen von CRITELLI ET AL. (1997), MARSAGLIA & INGERSOLL (1992), DICKINSON (1985), KORSCH (1984), MACK (1984), DICKINSON ET AL. (1983), DICKINSON & VALLONI (1980), INGERSOLL & SUCZEK (1979) und DICKINSON & SUCZEK (1979).

Tab. 4.1: Definition der Haupt- und Nebenparameter sowie der daraus berechneten Größen.

Hauptparameter		Berechnete Größen	
Symbol	Definition	Symbol	Definition
Qm	Quarz, monomineralisch	Q	= Qm + Qp
Qp	Quarz, polymineralisch	F	= P + K
P	Plagioklas	L	= Lv + Ls + Lm
K	Kalifeldspat	Lt	= L + Qp
Gli	Hell- und Dunkelglimmer	Lvm	= Lv + Metavulkanite
SMO	Schwerminerale, opake Körner	Lsm	= Ls + MTst + MStst + MSst
Lv	Lithoklasten, magmatisch	Llmet	= MTst + MSst
Ls	Lithoklasten, sedimentär	Lhmet	= Phyl + Gschfr + Gn + Q/Gli
Lm	Lithoklasten, metamorph	P/F	= P/Feldspat-Ratio
		Qp/Q	= Qp/Q-Ratio
Nebenparameter		DF1	= Diskriminantenfunktion 1 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Symbol	Definition	DF2	= Diskriminantenfunktion 2 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Qmn	Quarz, monomin., nicht / leicht undulös	DF3	= Diskriminantenfunktion 3 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Qmu	Quarz, monomin., stark undulös	DF4	= Diskriminantenfunktion 4 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Qppy	Quarz, polymin., polygonal	DF5	= Diskriminantenfunktion 5 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Qps	Quarz, polymin., suturiert	DF6	= Diskriminantenfunktion 6 nach MOLINAROLI et al. (1991)
Qpb	Quarz, polymin., gebändert / gestreckt	DF7	= Diskriminantenfunktion 7 nach INGERSOLL (1990)
Ch	Chert	DF8	= Diskriminantenfunktion 8 nach INGERSOLL (1990)
Tst	Tonstein	In(Q/F)	In-Ratio Q/F nach WELTJE (1994)
Stst	Siltstein	In(Q/L)	In-Ratio Q/L nach WELTJE (1994)
Sst	Sandstein		
Lyd	Lydit		
MTst	Meta-Tonstein		
MSst	Meta-Sandstein / Siltstein		
Phyl	Phyllit		
Gschfr	Glimmerschiefer		
Gn	Gneis		
QGli	Quarz-Glimmer-Verwachsungen		

4.1.2 Fehlerabschätzung

Abgesehen von Fehlern durch die Auswahl des Ausschnitts und der Orientierung während der Probennahme muß auch ein statistischer Auszählfehler berücksichtigt werden. Nach WIMMENAUER (1985), BOENIGK (1983) und VAN DER PLAS & TOBI (1965, in: DICKINSON et al. 1979) kann hierfür eine Formel für die Standardabweichung angegeben werden:

$$\sigma = \sqrt{\frac{p \times q}{n}} \quad \text{und} \quad 2\sigma = 2 \times \sqrt{\frac{p \times q}{n}} \quad \text{mit}$$

σ = Standardabweichung (in %), 2σ = Fehler im 95%-Konfidenz-Niveau (in %)

p = %-Anteil des Minerals x

q = (100- p), %-Anteil der restlichen Minerale

n = Anzahl der gezählten Körner

Nach BOENIGK (1983) ist eine Zählung von mehr als 300 Körnern „verschwendete Zeit“. Man muß jedoch bedenken, daß bei einem Anteil von nur 5% eines Minerals der absolute Fehler bei einer Auszählung von nur ≤ 300 Körnern immerhin bei $\geq 26\%$ des Messwerts liegt, bei $n = 500$ Körnern dagegen bei 20 %. Es ist also durchaus sinnvoll zwischen 400 und 500 Körner auszuzählen, wenn auch in sehr geringen

Tab. 4.2: Fehlerabschätzung für die Dünnschliffauszählung mit Standardabweichung σ und 95%-Konfidenz-Niveau 2σ ; gerundete absolute Fehlerangaben in Prozent (WIMMENAUER, 1985; BOENIGK, 1983; VAN DER PLAS & TOBI, 1965, in: DICKINSON et al. 1979).

Anteil des Minerals (in %)	$\sigma / 2\sigma$ bei $n = 200$ Körnern	$\sigma / 2\sigma$ bei $n=300$ Körnern	$\sigma / 2\sigma$ bei $n = 400$ Körnern	$\sigma / 2\sigma$ bei $n = 500$ Körnern	$\sigma / 2\sigma$ bei $n = 1000$ Körnern	$\sigma / 2\sigma$ bei $n = 2000$ Körnern
5	1,5 / 3,1	1,3 / 2,5	1,1 / 2,2	1,0 / 1,9	0,7 / 1,4	0,5 / 1,0
10	2,1 / 4,2	1,7 / 3,5	1,5 / 3,0	1,3 / 2,7	0,9 / 1,9	0,7 / 1,3
15	2,5 / 5,0	2,1 / 4,1	1,8 / 3,6	1,6 / 3,2	1,1 / 2,6	0,8 / 1,6
25	3,1 / 6,1	2,5 / 5,0	2,2 / 4,3	1,9 / 3,9	1,4 / 2,7	1,0 / 1,9
50	3,5 / 7,1	2,9 / 5,8	2,5 / 5,0	2,2 / 4,5	1,6 / 3,2	1,1 / 2,2

Mengen auftretende Komponenten berücksichtigt werden sollen. Im Falle der hier vorgenommenen Auszählungen (angenommen $n = 450$) können demnach folgende absolute Fehler für ein 95%-Konfidenz-Niveau (2σ): 5 % \pm 2,1 %, 10 % \pm 2,8 %, 15 % \pm 3,4 %, 25 % \pm 4,1 % und 50 % \pm 4,7 % festgestellt werden. Die Aussagekraft von Schwankungen innerhalb der Mineralmodi ≤ 10 % der Gesamtkörner muß daher sehr mit Vorsicht betrachtet werden, da hohe absolute und sehr hohe relative Fehler zu erwarten sind. Um den Fehler bei $n = 300$ Körnern zu halbieren, müßten $n = 1200$ Körner gezählt werden. Der Arbeitsaufwand steigt also stark an. Unter der Berücksichtigung der Beschränkungen für untergeordnete Komponenten sind demnach 400 bis 500 Körner auf jeden Fall ausreichend.

INGERSOLL et al. (1984) führen zwei Gründe an, warum die Modal-Zusammensetzung mit der Korngröße schwankt. Zum einen führen Feinsandsteine die einzelnen zerbrochenen Körner von Lithoklasten größerer Sandsteine, zum anderen schwankt auch die mineralogische Variabilität mit der Korngröße. Die Zusammensetzung detritischer Sedimente wird von Provenienz, Transport, Ablagerungsraum und Diagenese bestimmt (INGERSOLL et al., 1984). Aus diesem Grund ist mit der Änderung der Korngröße auch immer eine kompositionelle Veränderung zu erwarten.

Die Gazzi-Dickinson-Methode führt nach INGERSOLL et al. (1984) zu höheren Prozentanteilen von Q, F, Gli und SMO und geringeren Werten von L. Verschiedene Lithoklasten wie Plutonite, einige Vulkanite und feinkörnige polykristalline Quarze werden hierbei einer Mineralgruppe (Qm, P, K, Gli) zugesprochen. Im Gegensatz dazu steht die traditionelle Methode, welche die lithischen Klasten generell separat wertet. In dieser Arbeit wurde die traditionelle Methode verwendet.

Bei felsischer vulkanischer Provenienz und basaltisch-sedimentärer Herkunft des Detritus zeigen sich aber nur geringe Abweichungen zwischen der traditionellen Methode und der Gazzi-Dickinson-Methode. Bei metamorpher Provenienz tritt bei der Gazzi-Dickinson-Methode eine Verschiebung zu Qm, P, K und Gli zu Ungunsten der plutonitischen Klasten auf (INGERSOLL et al., 1984). Ähnlich starke Abweichungen sind auch bei rein sedimentärer Provenienz zu erwarten (Qm versus Ls, Lm). In der Folge können Abweichungen innerhalb der graphischen Darstellung und damit verbundenen Provenienz-Interpretation auftreten, welche auf die angewendete, teils von den Vorlagen abweichende Auszählmethode zurückzuführen sind. Dies betrifft

insbesondere die bereits angesprochene Gewichtung der Einzelminerale mit einem mittleren Durchmesser von $> 63 \mu\text{m}$ in Lithoklasten.

Der Korngrößeneffekt konnte bei der Auszählung grobkörniger Sandsteine erkannt werden. Dagegen berichtet KORSCH (1984), daß in seinen Modalanalysen keine erkennbaren Korngrößeneffekte aufgetreten sind. Die Diversität der Lithoklasten (und auch F) ist jedoch auch ungleich aussagekräftiger als der Quarz-Gehalt (VALLONI & MAYNARD, 1981), da zum Beispiel selten granitoide Klasten und Sandsteinklasten schon gar nicht mit Korngrößen $< 63 \mu\text{m}$ auftreten und diese somit nach der Methode von DICKINSON (1970) auch kaum als solche gewichtet werden könnten. Wenn jedoch in einem generell grobkörnigen Profilabschnitt (Abb. 4.2) nach der Vorgabe der Methodik dennoch ein mittel- oder gar feinkörniger Sandstein als repräsentative Probe genommen wird, können sich auch hieraus Differenzen zum wahren Modalbestand ergeben. Wichtig ist demnach, daß die traditionelle Methode aufgrund der Korngrößenabhängigkeit zwar nur begrenzte Aussagen über kompositionelle Trends zulässt, dafür aber den Modalbestand verschiedener lithofazieller Ausbildungen korrekter darstellt.

Auch in den Diskriminanten-Funktionen-Analysen von MOLINAROLI et al. (1991) und INGERSOLL (1990) dürften sich unter Umständen Abweichungen bemerkbar machen, da diese zum Teil auf Datensätzen beruhen, welche durch die Auszählmethode nach DICKINSON (1970) gewonnen wurden.

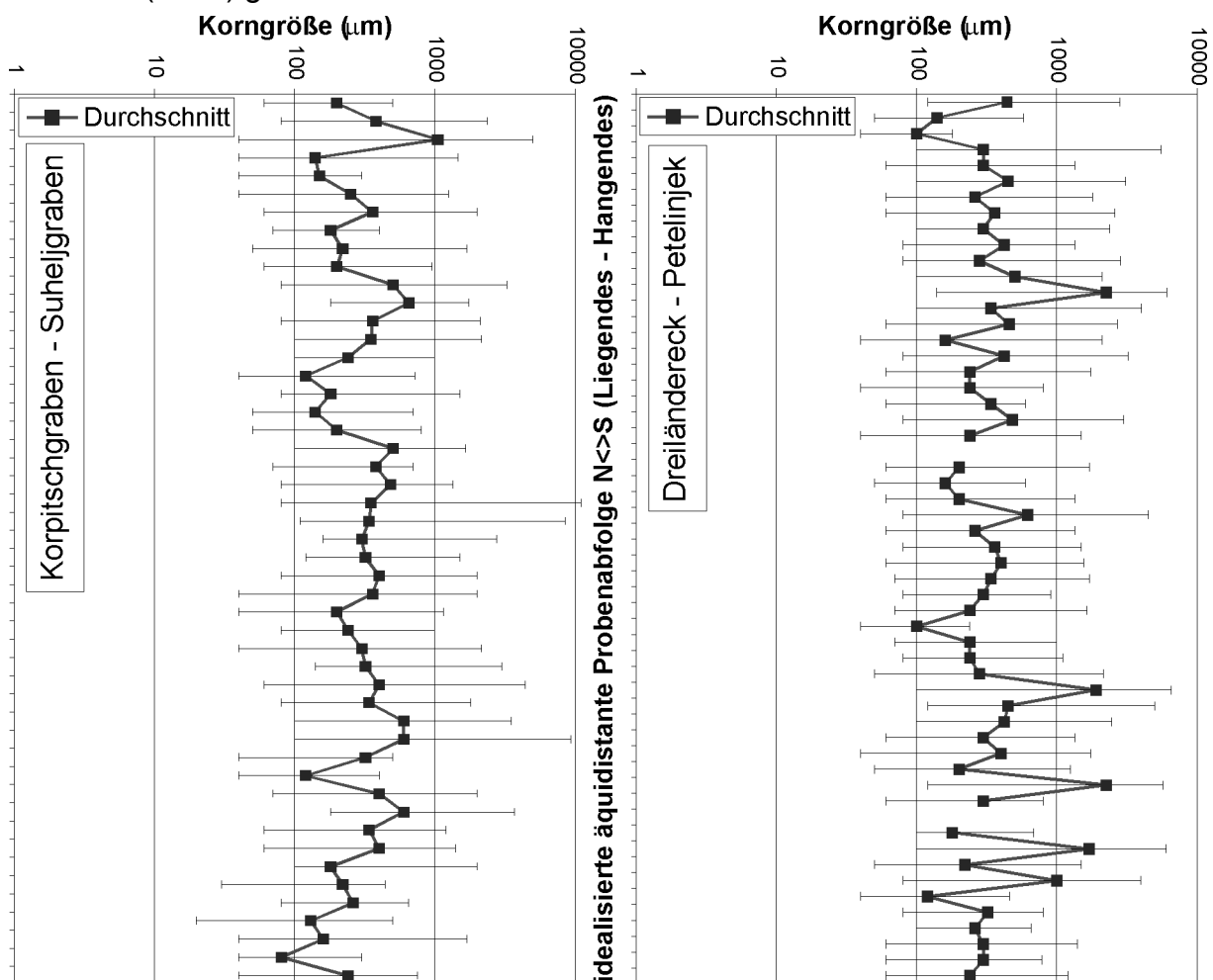


Abb. 4.2: Korngrößenspektrum der ausgezählten Sandsteine der Hochwipfel-Formation. Dargestellt ist die mittlere Korngröße mit angegebener Bandbreite der Abweichung durch die kleinsten und größten Körner; 111 Proben.

4.1.3 Sandsteine der Hochwipfel-Formation (grobklastische und heterolithische Hochwipfel-Einheit)

Für die Auszählung der Sandsteine der Hochwipfel-Formation wurden, wenn möglich, mittelkörnige Sandsteine verwendet. Aufgrund der oft durchgehend sehr grobklastischen Abfolgen mussten aber auch grobkörnige Proben herangezogen werden. Dies zieht zwar Abweichungen betreffend der Vergleichbarkeit der Auszählungen mit sich, ermöglicht aber auch präzisere Aussagen über die Natur der Lithoklasten. Die Sandsteine zeigen eine schlechte Sortierung (1,0 Phi; HARRELL, 1984). In den lithoklastenreichen Sandsteinen treten mono- und polymineralische Körner auf. Die monomineralischen Körner umfassen Quarz (Qm), Feldspäte (F), Glimmer (Gli) und Schwerminerale / opake Körner (SMO). Die polymineralischen Körner lassen sich in zwei Kategorien trennen. Zum einen in Quarz-Kornaggregate (Qp) und Cherts (Ch), zum anderen in Lithoklasten *sensu stricto*. Zu diesen zählen magmatische Lithoklasten (Lv; Vulkanite, Plutonite), sedimentäre Lithoklasten (Ls; Tonsteine, Siltsteine, Sandsteine) und metamorphe Lithoklasten (Lm; Tonschiefer, Metasilt- und Metasandstein, Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis, sowie Quarz-Glimmer-Aggregate mit oder ohne Schieferung). Karbonatische Klasten und Fossilien treten in einzelnen Proben auf, sind aber innerhalb der beiden gewählten Profilschnitte derart untergeordnet vertreten, daß sie innerhalb der Dünnschliff-petrographischen Auswertung außer Acht gelassen wurden (vergleiche KUTTEROLF, 2001). Es kann demnach hier schon vermutet werden, daß sich Karbonatsysteme nicht in unmittelbarer Nähe des Ablagerungssystems befanden und keine allodapischen Sedimentquellen vorhanden waren. Zu diskutieren ist hierbei noch, ob sich der Ablagerungsraum während der Schüttung der Hochwipfel-Sandsteine unterhalb der Calcite-Kompensationstiefe (CCD: calcite compensation depth) befand. Die Liefergesteine können mit Ausnahme der sedimentären Lithoklasten außerhalb des Hochwipfel-Beckens angenommen werden. Wie im Abschnitt 3 – Sedimentologie dargelegt, treten vor allem in der heterolithischen Hochwipfel-Einheit aber auch Tonstein-Klasten (rip up-clasts) auf, die auf eine gewisse intraformationelle Sedimentaufarbeitung schließen lassen.

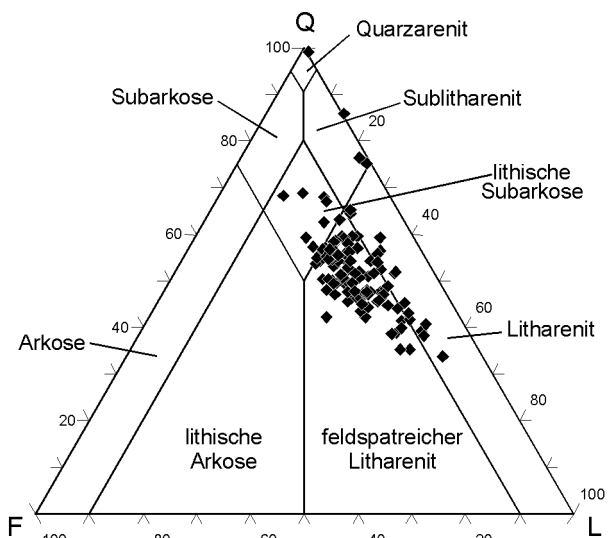


Abb. 4.3: Klassifikationsdiagramm für Sandsteine nach McBride (1963).

Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation können nach der Klassifizierung von MCBRIDE (1963) als Feldspat-reiche Litharenite, Litharenite und lithische Subarkosen (Abb. 4.3) bezeichnet werden. Im Vergleich hierzu fallen zwei ausgewertete Sandsteine der Auernig-Formation in das Feld der Quarzarenite und Sublitharenite und zwei Sandsteine der an der Basis der feinklastischen Hochwipfel-Einheit liegenden Folge, die hier als „basale Einheit“ bezeichnet wird, in das Feld der Sublitharenite. Bei den diagenetisch gebildeten Zementen handelt es sich vor allem um Quarz, untergeordnet auch um neu gebildeten Chlorit und Karbonat. Diese beschränken sich jedoch auf einzelne diskrete Niveaus. Illit, wie bei

KUTTEROLF (2001) angeführt, konnte auch röntgenographisch nicht nachgewiesen werden (vergleiche Abschnitt 7 (bes. 7.1) – Röntgendiffraktometrie). Der geringe Anteil an Zement lässt sich durch einen relativ hohen Anteil gebildeter Pseudomatrix während

einer starken Kompaktion erklären. Der geschätzte Anteil von Pseudomatrix liegt zwischen 15 % und 30 %, im Vergleich zu 10 % bis 20 % bei KUTTEROLF (2001). Allerdings stellen 30 % Pseudomatrix die Ausnahme dar. Lithische Klaster wurden hierbei teilweise sehr stark deformiert (vergleiche KUTTEROLF, 2001). Die schnelle und intensive Kompaktion mit einer starken Deformation der vergleichsweise weichen sedimentären Lithoklasten führte zu einer raschen Bildung der Pseudomatrix und zur Schließung bestehender primärer Porosität. Es bestehen beinahe fließende Übergänge zwischen gut erhaltenen Sedimentklasten und zu Pseudomatrix umgeformten Körnern. Hierdurch wurde das Sediment einer weiteren ungehinderten Fluidzirkulation entzogen und die Zementbildung eingeschränkt. Ein Teil der Dünnschliffe wurde angefärbt, um primäre oder sekundäre Porositäten nachzuweisen. Es wurden keine oder nur äußerst geringe Porositäten festgestellt, was mit den vorigen Überlegungen in Einklang steht.

Beschreibung und Erläuterung der ausgewerteten Leichtmineralphasen

Quarz

Innerhalb der Sandsteine der Hochwipfel-Formation stellen die Quarze die Hauptgruppe der Körner dar. Ihr Gehalt schwankt zwischen 33 % und 65 %. In der „basalen Einheit“ liegt er bei etwa 73 %. Da Quarz aus verschiedenen Liefergebieten stammen kann, so aus magmatischen Quellen, Metamorphiten und aufgearbeiteten Sedimenten, müssen strukturelle und textuelle Merkmale der Quarzkörner und –Aggregate berücksichtigt und in der statistischen Auswertung in Form getrennter Kategorien ausgeschieden werden. Eine provenienzspezifische Aussage über die Liefergesteine mit Hilfe von Quarz-Varietäten wurde von TORTOSA et al. (1991) und BASU (1985) vorgeschlagen. Die Quarz-Untergruppen werden im Folgenden vorgestellt.

Monoquarz

Monokristalline Quarzkörner zeigen angulare, subangulare und abgerundete Kornumrisse. Es wurden drei Gruppen unterschiedlicher Undulosität voneinander abgetrennt. Zum ersten Quarze ohne erkennbare Undulosität, die eine einheitliche Auslöschung zeigen (def. 0°). Zum zweiten Quarze mit einer sehr geringen Undulosität, die eine driftende Auslöschung innerhalb eines Winkels von $0^\circ < \alpha \leq 5^\circ$ zeigen. Zum dritten Quarze mit einer hohen Undulosität, deren driftende Auslöschung über das Korn

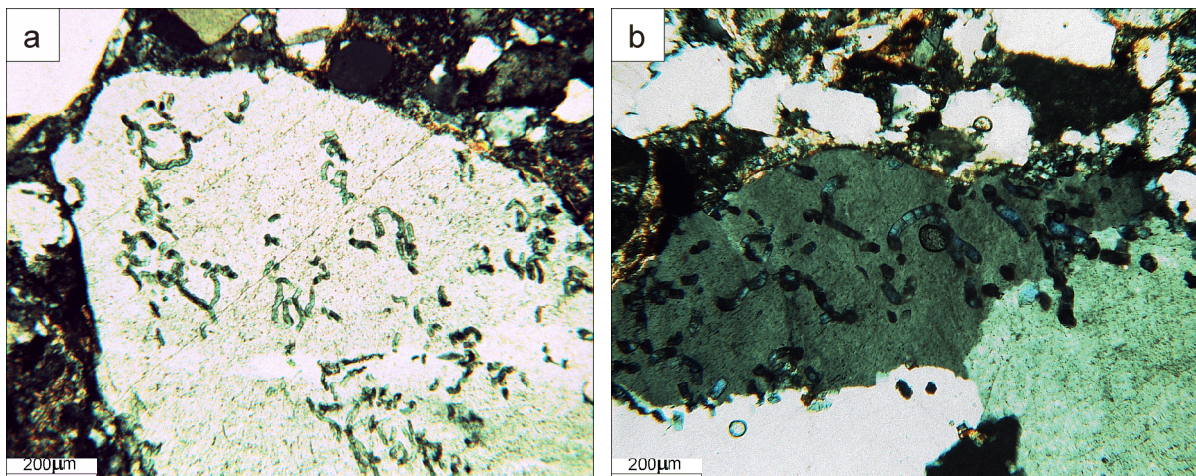


Abb. 4.4: Helminth-Strukturen aus Rhipidolith-Chlorit in a) Monoquarz, b) Polyquarz mit geringer Suturierung. Sie werden als Gangquarz-Bildungen interpretiert.

einen Winkel von $\alpha > 5^\circ$ aufweist. Quarze mit Resorptionsbuchten, die vulkanogenen Ursprungs sind, wurden kaum beobachtet. Sehr häufig treten dagegen nicht undulöse Monoquarze mit Chlorit-Einschlüssen auf (Abb. 4.4). Dieser Chlorit ist ein Mg-Fe-Chlorit, der als Rhipidolith bezeichnet wird. Er bildet Geldröllchen-artige Aggregate, die unter dem Begriff Helminth in der Literatur geführt werden (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1993; TRÖGER, 1969). Für die Genese dieser Helminth-Quarze kann eine Kristallisation der beiden Phasen in einem Grünschiefer-faziellen Metamorphoseniveau angenommen werden (MASSONNE, freundliche mündlich Mitteilung, 2001). Nach FÜCHTBAUER (1988) sind Helminth-Strukturen in Mono- und Polyquarzen für Gangquarze typisch.

Polyquarz

Unter Polyquarzen sind Quarzaggregate zu verstehen, die ≥ 2 Subkörner mit einer Korngröße von $> 30 \mu\text{m}$ enthalten. Sie zeigen eine ähnliche Zurundung wie die Monoquarze, können aber bei relativ frischen Kornausbrüchen auch angulare Umrisse zeigen. Polyquarze treten in schlecht gerundeten, Feldpat- und Lithoklasten-reichen Sandsteinen häufiger auf als in reifen Sandsteinen (PETTIJOHN et al., 1987). Es wurden folgende Kategorien von Polyquarzen unterschieden: Polygonale Polyquarze, suturierte Polyquarze, gestreckte Polyquarze und gebänderte Polyquarze. Zudem wurden grobkörnige und feinkörnige, krypto- oder mikrokristalline Cherts ausgeschieden (Tafel 8, Bild1), die meist eine sehr starke Undulosität der Subkörner zeigen (FÜCHTBAUER, 1988; TUCKER, 1985).

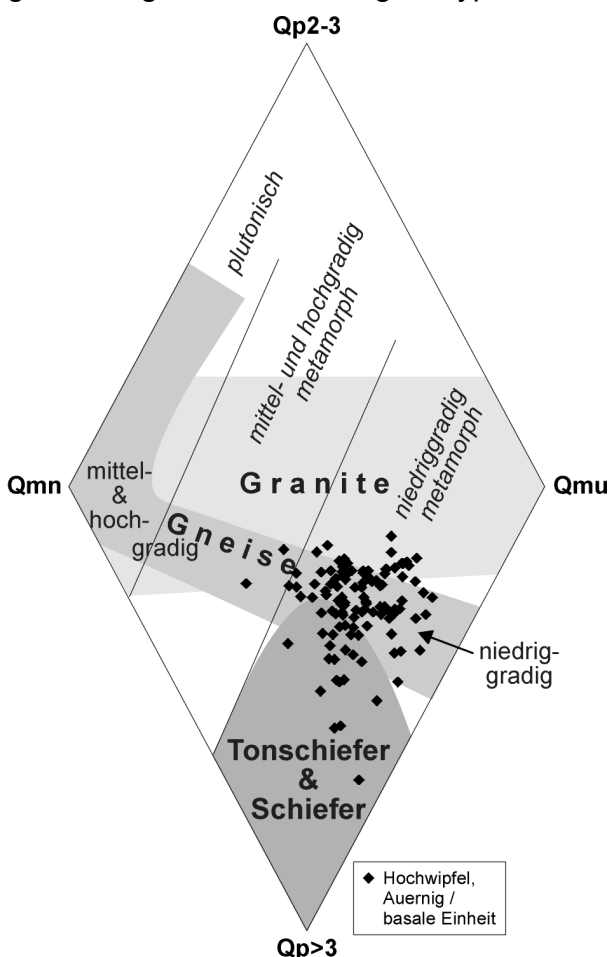


Abb. 4.5: „Quarz-Diamant“ zur Klassifizierung metamorpher und magmatischer Liefergesteine, verändert nach TORTOSA et al. (1991) und BASU (1984).

Die meist eine sehr starke Undulosität der Subkörner zeigen (FÜCHTBAUER, 1988; TUCKER, 1985). Polygonale Polyquarze (Tafel 4, Bild 1) sind für Tiefengesteine (zum Beispiel Granitoide) und Gangquarze typisch (FÜCHTBAUER, 1988) und zeigen keine oder nur eine sehr geringe Undulosität der Subkörner. Suturierte Polyquarze weisen nach FÜCHTBAUER (1988) dagegen im allgemeinen auf metamorphe Liefergesteine hin (Tafel 4, Bild 2 bis Bild 8). Gestreckte und gebänderte Polyquarze stellen Typen suturierter Polyquarze mit zunehmender planarer Deformation dar. Tafel 4, Bild 2 zeigt einen undulösen und suturierten Polyquarz mit deutlicher Subkornbildung. Die suturierten Korngrenzen sind nach PASSCHIER & TROUW (1996) auf Korngrenzwanderungen (GBM = grain boundary migration) zurückzuführen. Auf Tafel 4, Bild 3 ist die Suturierung und damit die GBM weiter fortgeschritten, und es treten deutliche Deformationslamellen auf. Sie sind typisch für intrakristalline Deformationen bei niedrigen Temperaturen (PASSCHIER & TROUW, 1996). Tafel 4, Bild 4 ist ein Beispiel für einen gebänderten Polyquarz, dessen Subkörner undulöse Auslöschung zeigen und der ein typisches Gefüge dynamischer Rekristallisation aufweist.

Polyquarze können aber auch aus Körnern unterschiedlicher Metamorphose-Geschichte zusammengesetzt sein, wie Tafel 4, Bild 5 zeigt. Hier ist im linken Subkorn ebenfalls ein deutlich gestreckter Polyquarz mit dynamischer Rekristallisation zu erkennen, der neben einem undulösen Subkorn mit weiteren internen Subkornlamellen auftritt, welches wiederum mehr oder weniger suturiert an ein weniger undulöses drittes Subkorn angrenzt. Einen extremen Fall mehrerer, unterschiedlich ausgerichteter Deformationslamellen und Subkornbildungen mit GBM zeigt Tafel 4, Bild 6. Auf Tafel 4, Bild 7 zeigt sich eine intensive GBM in suturiertem Polyquarz, sowie eine teilweise dynamische Rekristallisation. Korngrenzmigrations-Rekristallisation (GBM recrystallisation) führt zu unregelmäßigen Korngrenzen und der Bildung neuer, kleiner Subkörner durch quasi-statische Rekristallisation (PASSCHIER & TROUW, 1996). Tafel 4, Bild 8 ist ein Fall einer Korngrenzflächen-Reduzierung (GBAR = grain boundary area reduction; PASSCHIER & TROUW, 1996), die letztlich wieder zu einem polygonalen Gefüge führt.

Nach TORTOSA et al. (1991) und BASU (1984) lassen sich unter Berücksichtigung der Deformationseigenschaften von Quarz mit Hilfe der relativen Verhältnisse zwischen Monoquarzen mit $0^\circ \leq \alpha \leq 5^\circ$ (Qmn), Monoquarz mit $\alpha > 5^\circ$ (Qmu) und Polyquarzen mit 2 bis 3 Subkörnern (Qp2-3) sowie Polyquarzen mit mehr als 3 Subkörnern (Qp>3) Aussagen über den Metamorphosegrad der Liefergesteine treffen (Abb. 4.5). Demzufolge kann nach den Quarzvarietäten von einem durchschnittlich niedrigmetamorphen Liefergebiet ausgegangen werden, zu dem noch Anteile granitoider Gesteine sowie Tonschiefer und Schiefer (schists and shales) hinzukommen. Ein sehr geringer Anteil kann mittel- und hochgradig metamorphen Gesteinen zugeordnet werden.

Feldspat

Unter den Feldspäten dominieren die Plagioklase deutlich. Es handelt sich um meist eckige Körner, die gelegentlich Kristallflächen zeigen (Tafel 5, Bild 3). Die quantitative Bestimmung des Feldspatgehalts in Dünnschliffen ist nach FÜCHTBAUER (1988) ohne Anfärben unsicher. Der durchschnittliche Feldspatgehalt von Sandsteinen liegt bei 10 - 15 % (FÜCHTBAUER, 1988). Aufgrund der geringen Verwitterungsbeständigkeit sind feldspatreiche Sandsteine fast immer als direkte Abtragungsprodukte kristalliner Gesteine anzusehen. Nach FÜCHTBAUER (1988) überwiegen Plagioklase in Sandsteinen konvergenter Plattenränder. Der Feldspatgehalt erreicht in fore-arc –Becken und Subduktionszonen 16 % respektive 53 % (PETTIJOHN et al., 1987). Es können aber auch spätere Albitisierungen von Kalifeldspat auftreten. Das Plagioklas/Feldspat-Verhältnis liegt bei passiven Kontinentalrändern bei 0,31, bei fore-arc –Becken bei 0,9. Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation weisen P/F-Verhältnisse von 0,55 bis 0,85 auf, wobei die meisten Proben um 0,7 schwanken.

Plagioklas

Plagioklase zeigen fast immer eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Albit-Gesetz (Tafel 5, Bild 1, 3, 4, 8). Die Zahl der Lamellen nimmt mit zunehmendem Calcium-Gehalt ab und deren Breite zu (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1993). Jedoch können auch schmale, enggescharte Lamellen mit breiten, auseinanderliegenden abwechseln. In tektonisch beanspruchten Gesteinen können Gleitzwillinge auftreten. Gelegentlich treten Verwachsungen von Plagioklas und Quarz auf (Tafel 5, Bild 1). Magmatische Plagioklase zeigen oft einen Zonarbau. Dagegen tritt unverzwilligter Albit in kristallinen Schiefen in granoblastischem Gefüge auf (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1993). In niedriggradigen Metamorphiten der Grünschiefer-Fazies tritt fast reiner Albit auf, wogegen basische Vulkanite Anorthit-reiche Plagioklase führen. Bei zunehmender

Metamorphose tritt vermehrt Oligoklas auf. In vielen Grauwacken dominieren Na-reiche Plagioklase (PETTIJOHN et al., 1987). Bei kontinentalen Liefergebieten dominiert Albit sehr stark über Anorthit und Bytownit. Dies ist auf die viel geringere Stabilität Ca-reicher Plagioklase zurückzuführen. In vielen Fällen kann eine mehr oder weniger starke Sericitisierung festgestellt werden.

Kalifeldspat

Kalifeldspat weist eine höhere Verwitterungsstabilität auf als die Mischkristalle der Plagioklasreihe (FÜCHTBAUER, 1988). Kalifeldspäte zeigen gelegentlich eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz (Tafel 5, Bild 6), können aber auch in Form graphischer Verwachsungen mit Quarz auftreten (Tafel 5, Bild 2). In seltenen Fällen konnten auch Mikrokline mit ihrer typischen Gitterung erkannt werden (Tafel 5, Bild 7). Kalifeldspäte und insbesondere Mikroklin ist charakteristisch für Arkosen kontinentaler Block-Provenienz (PETTIJOHN et al., 1987). Mikroklin ist ein häufiger Kalifeldspat in sauren und alkalischen Plutoniten (RÖSLER, 1979). Gelegentlich führen die Kalifeldspäte sehr viele Einschlussminerale, so meist Apatit, Epidot, Rutil (Tafel 5, Bild 6). Kalifeldspäte sind meist stark umgewandelt (Sericitisierung und Kaolinisierung; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1993).

Lithoklasten

Als Gesteinsbruchstücke werden Partikel von Sandkorngröße ($> 63 \mu\text{m}$) bezeichnet, die aus unterschiedlichen Mineralen zusammengesetzt sind oder aus mindestens drei Kristallindividuen der gleichen Mineralart bestehen (FÜCHTBAUER, 1988). Lithoklasten treten in Gobsandsteinen folglich häufiger auf als in Feinsandsteinen. Alle Körner mit drei oder mehr Subkörnern wurden als Gesteinsbruchstück gewertet. Es wurden mehrere Untergliederungen vorgenommen, um ein aussagekräftiges Bild über die diversen Liefergesteine zu erhalten. Lithoklasten können deformiert und alteriert werden, was eine sichere Identifikation oft erschwert (PETTIJOHN et al., 1987).

Magmatogene Lithoklasten (Lv)

Zu den magmatischen Gesteinsbruchstücken zählen zum einen Vulkanite, zum anderen Plutonite. Es treten sehr unterschiedliche Rundungsgrade auf, wobei aber subangulare Umrisse dominieren. Vulkanische Lithoklasten stellen die Mehrzahl der Körner magmatischen Ursprungs. Es treten unterschiedliche Typen auf. Generell zeigen die meisten Vulkaniklasten deutliche Plagioklas-Leisten, die in einer dunklen und häufig alterierten, feinkörnigen Grundmasse liegen (Tafel 6, Bild 5). Basische Vulkanitklasten werden ähnlich den weichen Sedimentklasten oft in die Kornzwicke gedrückt und zu Pseudomatrix umgeformt (MOORE, 1979). Tafel 6, Bild 1 bis Bild 7 zeigt basische Vulkanite. In Bild 1 und Bild 2 können vollständig umgewandelte Olivin-Phänokristalle in einer sehr feinkörnigen Matrix erkannt werden. Tafel 6, Bild 2 zeigt sphärolithische, vitrophyrische Strukturen (DICKINSON, 1970), die auf eine Entglasung der Matrix schließen lassen. Plagioklase schwimmen teilweise in einer feinkörnigeren, alterierten mikrolithischen Grundmasse, die aus Plagioklas und Chlorit besteht (Tafel 6, Bild 3). Insbesondere fallen durch Chlorit verheilte Risse auf, die eventuell als Abkühlungsrisse gedeutet werden können. Vereinzelt werden die Vulkanitklasten auch fast gänzlich durch Chlorit und Plagioklas bestimmt. Epidot kann in manchen Körnern ebenfalls auftreten (Tafel 6, Bild 6). Nur untergeordnet sind felsische Körner anzutreffen (Tafel 6, Bild 8), die eine mikrokristalline Mosaikstruktur zeigen (DICKINSON, 1970). Sie können unter Umständen mit Cherts verwechselt werden. Überlieferte paläozoische Gläser sind aufgrund von Entglasung nicht bekannt (freundliche mündliche Mitteilung, MASSONNE, 2001). Die auftretenden Klasten mit ihren teils erkennbaren Phänokristallen und der

basischen Grundmasse aus Chlorit, Plagioklas und Erz lassen auf einen basischen bis intermediären Vulkanismus schließen.

Die plutonitischen Klasten zeichnen sich durch große, isometrische Quarze, Feldspäte und Glimmer aus (FÜCHTBAUER, 1988). Typische Plagioklas-Quarz-Aggregate mit mehr oder weniger polygonalem Gefüge wurden nach DICKINSON (1970) daher als Plutonite zusammengefaßt (Tafel 7, Bild 1 und Bild 2), wobei aufgrund der unterschiedlichen Alteration verschiedene Altersgruppen innerhalb der Liefergebiete vermutet werden können.

Metamorphe Lithoklasten (Lm)

Die Gruppe der metamorphen Klasten wurde in Tonschiefer, metamorphe Silt- und Sandsteine, Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise unterteilt. Gestreckte oder regellose Quarz-Glimmer-Verwachsungen wurden ebenfalls zu dieser Gruppe gezählt. Tafel 7, Bild 3 und Bild 4 zeigen Gneise, die aus Quarz und Glimmer beziehungsweise Quarz, Kalifeldspat, Epidot bestehen. Phyllite und Glimmerschiefer sind aufgrund ihres planaren Gefüges und der daraus resultierenden guten Spaltbarkeit nicht so stabil und treten daher nur selten auf (Tafel 7, Bild 5 und Bild 6). Niedrigmetamorph überprägte Sedimentgesteine sind relativ häufig (Tafel 8, Bild 4, 6, 8). Phyllosilikat-Neubildungen sind für das planare Gefüge der Metasedimente verantwortlich. Höhergradige Metamorphitklasten treten dagegen nur selten auf.

Sedimentäre Lithoklasten (Ls)

Die sedimentären Lithoklasten wurden in die Untergruppen Sandstein, Siltstein und Tonstein unterteilt. Hinzu kommen karbonatische Gesteinsbruchstücke sowie Lydite, die ebenfalls in zwei gesonderten Gruppen gezählt wurden. Sedimentäre Klasten werden sehr oft in die Kornwickel gequetscht und können dann nur schlecht von der Matrix unterschieden werden (FÜCHTBAUER, 1988; MOORE, 1979, DICKINSON, 1970). Sedimentäre Klasten treten relativ häufig auf. Lydite zeigen im allgemeinen eine deutliche Bänderung (Tafel 8, Bild 2). Tonsteinklasten zeigen gelegentlich Verwitterungsrinden (Tafel 8, Bild 3). Grobkörnigere Sedimentklasten stellen Silt- und Sandsteinklasten dar (Tafel 8, Bild 5 und Bild 7). Mikritische und sparitische Karbonatklasten sowie Fossilbruchstücke sind die Ausnahme (Tafel 7, Bild 7 und Bild 8).

4.1.4 Petrofazies und Provenienz der Sandsteine der Hochwipfel-Formation

Petrofazies-Typen

Die Ergebnisse der Dünnschliffauszählung von 107 Sandsteinen der Hochwipfel-Formation und zwei Sandsteinen der Auernig-Formation sowie zwei Proben der basalen siliziklastischen Gesteine der Westkarawanken wurden mit Hilfe des Statistik-Programms SPSS 9.0.1 for Windows einer hierarchischen Cluster-Analyse unterzogen. Hierbei sollen Gruppenbildungen basierend auf Ähnlichkeitsbeziehungen ermöglicht werden. Als Basis wurden die drei Hauptgruppen Quarz (Q), Feldspat (F) und Lithoklasten (L) gewählt, da bei dieser Wahl der Fehler grundsätzlich geringer ausfallen wird, als bei der Benutzung kritischer Klasten-Untergruppen. Die Ähnlichkeit wurde hierbei unter Verwendung der Ward-Methode und des quadratischen euklidischen Abstands bestimmt. Sie wird als Verwandtschaftsgrad in einem Dendrogramm dargestellt. Die so erhaltenen fünf Clustergruppen haben sehr charakteristische Zusammensetzungen (Abb. 4.6).

Petrographie - Cluster

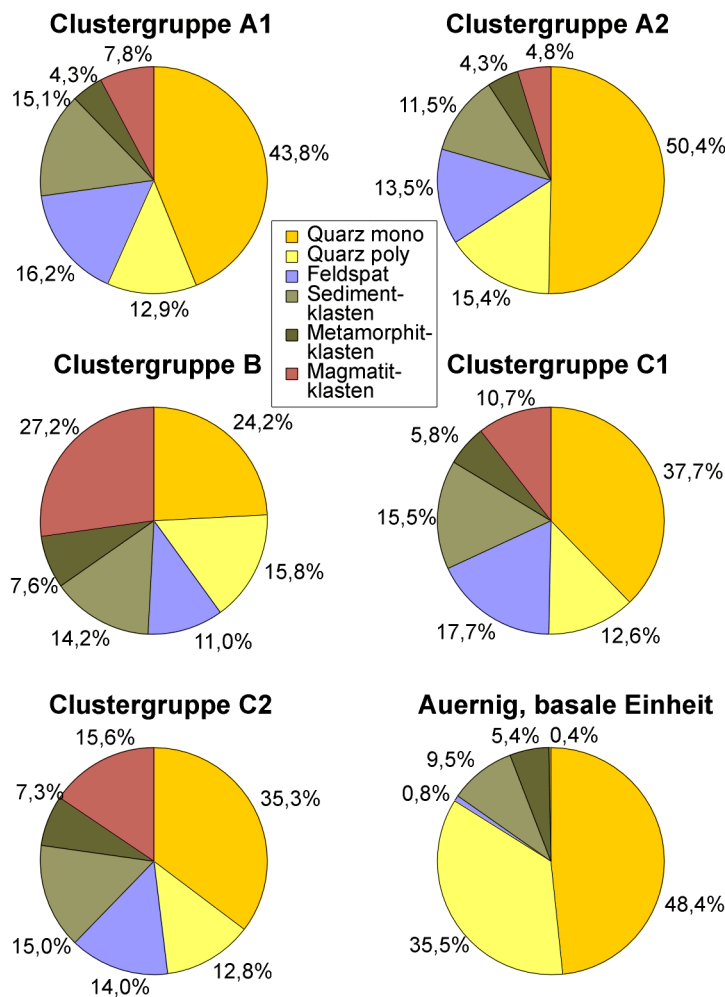


Abb. 4.6: Zusammensetzung der Clustergruppen (= Petrofazies) in Sandsteinen der Hochwipfel-Formation sowie den Sandsteinen der Auernig-Formation und der basalen Einheit.

Die Clustergruppen A1 und A2 sind untereinander näher verwandt als zu den restlichen Gruppen. Die **Clustergruppe A1** stellt die **Petrofazies A1** dar. Es handelt sich im wesentlichen um feldspatreiche Litharenite und lithische Subarkosen mit $Q_{57}F_{16}L_{27}$ (Abb. 4.7). **Clustergruppe A2** stellt die **Petrofazies A2** dar. Es handelt sich hauptsächlich um lithische Subarkosen und daneben um Litharenite, feldspatreiche Litharenite mit $Q_{66}F_{14}L_{20}$. Beide Clustergruppen zeichnen sich durch einen hohen Quarzgehalt aus. **Clustergruppe B** gleich **Petrofazies B** trennt sich sehr deutlich von den anderen Gruppen. Es sind dies feldspatreiche Litharenite und Litharenite mit $Q_{40}F_{11}L_{49}$. Diese Gruppe wird im wesentlichen durch ihren hohen Anteil an magmatischen Lithoklasten geprägt. Clustergruppe C1 und C2 zeigen untereinander wiederum eine größere Verwandtschaft. Sie werden durch relativ geringe Quarz-Gehalte charakterisiert. **Clustergruppe C1** =

Petrofazies C1 umfaßt feldspatreiche Litharenite mit $Q_{50}F_{18}L_{32}$. **Clustergruppe C2** = **Petrofazies C2** besteht aus feldspatreichen Lithareniten und Lithareniten mit $Q_{48}F_{14}L_{38}$. Die Sandsteine der Auernig-Formation und der als basale Einheit bezeichneten stratigraphisch tiefsten Klastika wurden bereits vor der Clusteranalyse aus dem Datensatz ausgesondert. Sie haben eine Zusammensetzung von $Q_{84}F_{1}L_{15}$. Ähnlich wie in den Ostkarawanken (KUTTEROLF, 2001) kann eine Quarz-reiche von einer Quarz-armen Ausbildung getrennt werden. Entgegen der lithostratigraphischen Einteilung in eine grobklastische und eine heterolithische Hochwipfel-Formation, scheinen die Clustergruppen der dünn schliffpetrographischen Analyse keine stratigraphische Gliederung zu ermöglichen. Sie sind mehr oder weniger unregelmäßig über die Abfolge verteilt.

Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation unterscheiden sich primär in ihrem Lithoklastengehalt. Um übersichtlichere Kurvenverläufe zu erhalten wurden gleitende Durchschnitte über jeweils fünf Perioden gebildet und den Kurven überlagert. Im östlichen Profil Korpitschgraben – Suheljgraben (vgl. Abb. 3.1) treten Sandsteine der Clustergruppe B besonders häufig auf (Abb. 4.8) während Sandsteine der Clustergruppe A2 lediglich in den tieferen Niveaus vorkommen.

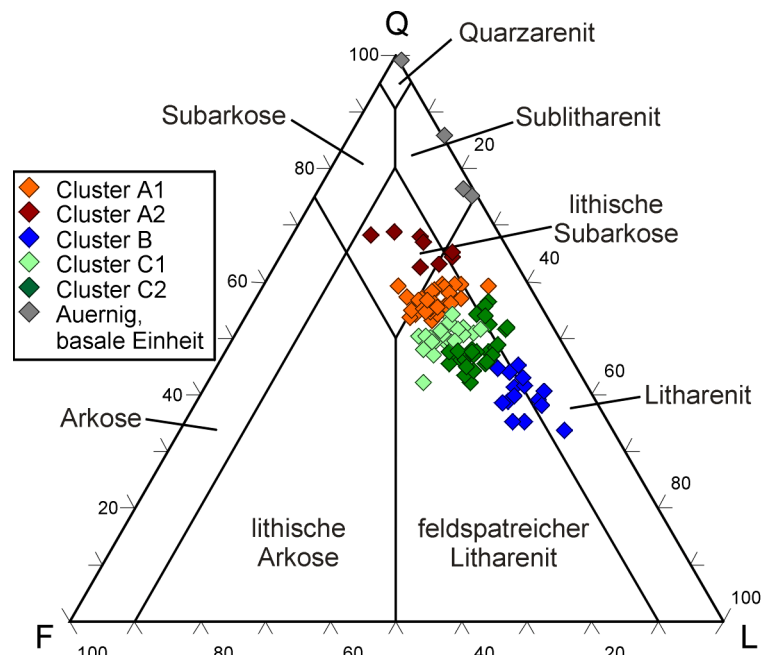


Abb. 4.7: Klassifikationsdiagramm für Sandsteine (nach MCBRIDE, 1963) mit den Clustergruppen A1 bis C2 der Hochwipfel-Formation und den Sandsteinen der Auernig-Formation und der basalen Einheit.

Da sich Sandsteine dieser Gruppe insbesondere durch hohe Quarzgehalte auszeichnen, kann es sich um aufgearbeitete und umgelagerte, ältere und reifere Sedimente handeln. Lithoklastenreiche Schüttungen machen dagegen die Clustergruppe B aus, wobei sie sich im westlichen Profil Kokragraben - Dreiländereck – Petelinjek im wesentlichen auf den tieferen Profilabschnitt beschränken. Clustergruppe C2 ist im östlichen Profil wesentlich häufiger als im westlichen. Clustergruppe C1 prägt die höhere Abfolge im westlichen Profil. In beiden Profilschnitten zeigt sich zu Beginn eine geringe Abnahme des Quarzgehalts. In den Profilverläufen können sehr prägnante Niveaus, in denen der Lithoklastengehalt den Quarzgehalt überschreitet erkannt werden. Im tieferen und im höheren Abschnitt nähert sich in beiden Abfolgen der Lithoklastengehalt dem Quarzgehalt an oder überschreitet diesen. Der Feldspatgehalt schwankt nicht sehr stark und zeigt keinen erkennbaren Trend. Beim Vergleich der lithostratigraphisch korrelierten Niveaus mit der Abfolge der Petrofazies lassen sich noch deutliche Ähnlichkeiten erkennen. Bereiche der Clustergruppen C1 und C2 lassen sich in den meisten Fällen korrelieren. Ebenso zeigen sich innerhalb der Petrofazies A1 korrelierbare Niveaus. Generell scheint aber die Sedimentation innerhalb der Hochwipfel-Formation sehr stark von der Art und der Menge der Schüttung von Lithoklasten bestimmt worden sein. Innerhalb der Petrofazies B dominieren insbesondere die magmatogenen Lithoklasten. Es handelt sich also nicht nur um einen Korngrößeneffekt während der Bearbeitung.

Um die Güte der Clustergruppen zu testen, wurden zusätzliche Korrelations-Diagramme verwendet, die Untergruppen der Hauptgruppen Q, F und L enthalten. Im Polyquarz-Monoquarz-Diagramm können alle fünf Clustergruppen A1, A2, B, C1 und C2, sowie die *a priori* ausgegliederte Auernig-Formation und basale Einheit voneinander getrennt werden (Abb. 4.9). Der Monoquarz-Gehalt scheint einen sehr starken Einfluß auf die Clusterbildung zu haben. Lithoklasten und stark undulöse Monoquarze zeigen eine negative Korrelation (Abb. 4.10). Da sich in Clustergruppe B außergewöhnlich viele vulkanische (+ plutonische/metamorphe ?) Klasten finden lassen, ist auch der Gehalt an tektonisch nicht beanspruchtem Quarz hoch. Der Feldspat-Gehalt scheint dagegen

keine Kopplung an die magmatischen Klusten zu zeigen. Die Gruppen A2 und mit Einschränkungen auch Cluster A1 zeigen insbesondere ihren „reiferen Charakter“. Der Anteil des Plagioklas-Gehalts an der Feldspat-Führung weist keine deutliche Abhängigkeit vom Quarz-Gehalt auf (Abb. 4.11). Clustergruppe A2 zeigt die höchsten relativen Plagioklas-Gehalte. Ein leichter Trend von Quarz-ärmeren Sandsteinen der Clustergruppe B mit geringerem P/F-Verhältnis über Cluster der Gruppe C2, C1 und A1 zu Quarz-reicheren Sandsteinen der Gruppe A2 mit einem höheren P/F-Verhältnis kann vermutet werden.

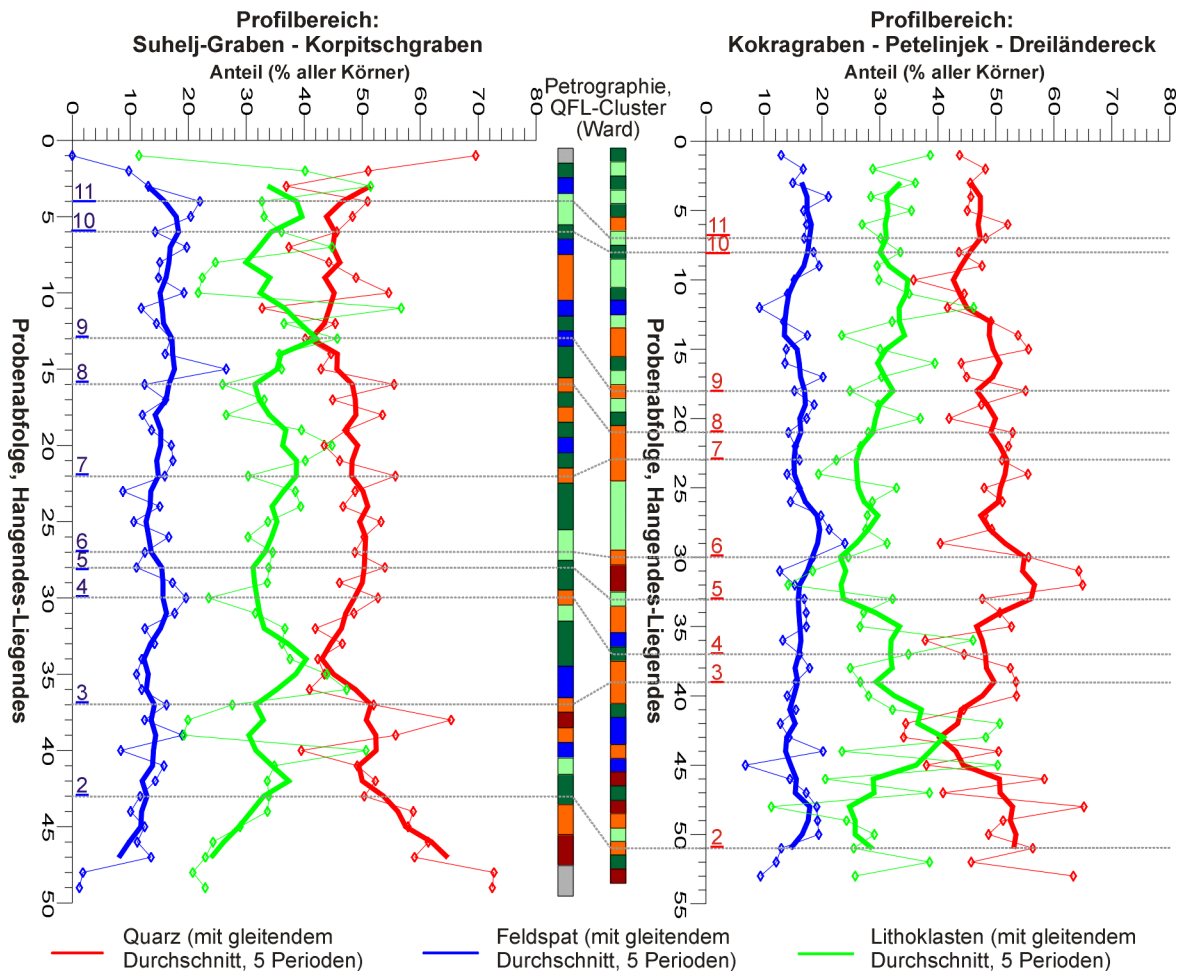


Abb. 4.8: Ergebnisse der Dünnschliff-Petrographie in äquidistanter Darstellung der Probenabfolge für beide Profilschnitte. Die Farben der QFL-Cluster entsprechen jenen der Abb. 4.7, grau gestrichelte und nummerierte Niveaus wurden lithostratigraphisch korreliert (vergleiche Abb. 3.1).

Die Schüttungen magmatogener Lithoklasten innerhalb der Petrofazies B sind wahrscheinlich die Folge tektonisch-magmatischer Ereignisse, die innerhalb der Profile immer das Einsetzen der Sedimentationsphasen markieren. Petrofazies B ist immer an die initialen Anteile der mächtigen Lithofazies-Ausbildungen A1.4 und B1.1 (nach PICKERING et al., 1988) gebunden. KUTTEROLF (2001) konnte eine deutliche Zunahme im Lithoklasten-Gehalt vom Liegenden zum Hangenden erkennen. Die Sedimentation scheint demnach in den Ostkarawanken wesentlich weniger stark von Ereignissen beeinflusst worden sein als in den Westkarawanken. Es kann demnach angenommen werden, daß die Clustergruppen der Westkarawanken ein Abbild der Schwankungen im Beitrag unterschiedlicher Liefergebiete an der Sedimentation darstellen. Probleme könnten zudem auch durch die rezente komplizierte tektonische Situation auftreten.

Dies würde sowohl die lithostratigraphische als auch die petrographische Abfolge stören.

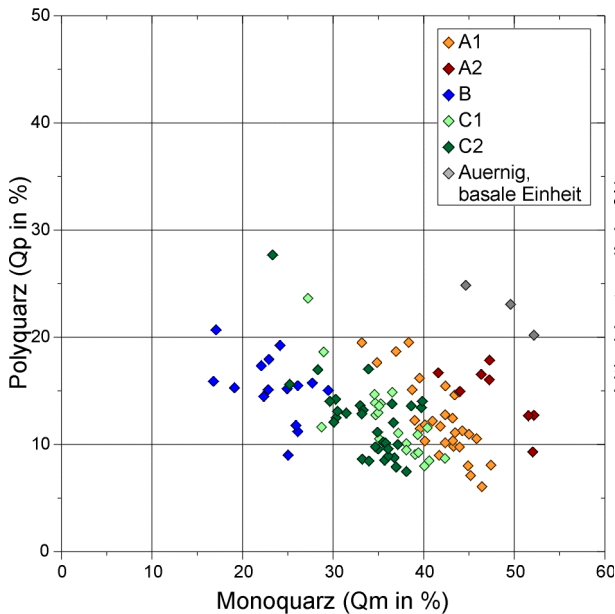


Abb. 4.9: Polyquarz – Monoquarz - Korrelationsdiagramm; Farben bezeichnen Clustergruppen aus Abb. 4.7.

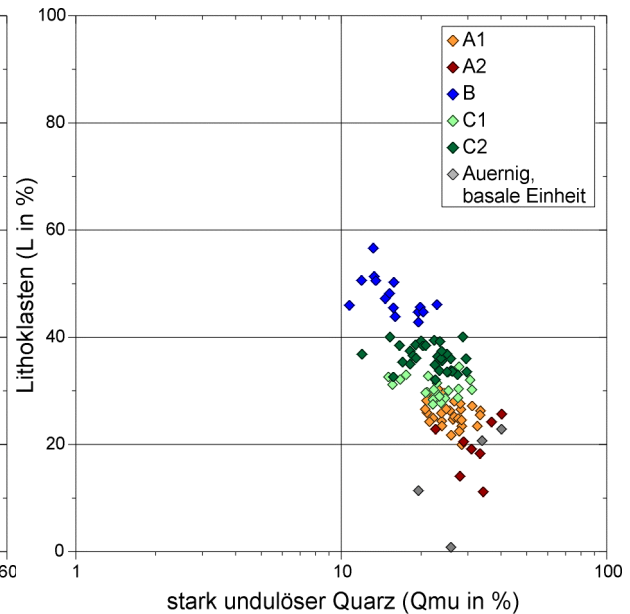


Abb. 4.10: Lithoklasten-stark undulöser Quarz (Qmu) - Monoquarz-Korrelationsdiagramm; Farben der Cluster wie Abb. 4.9.

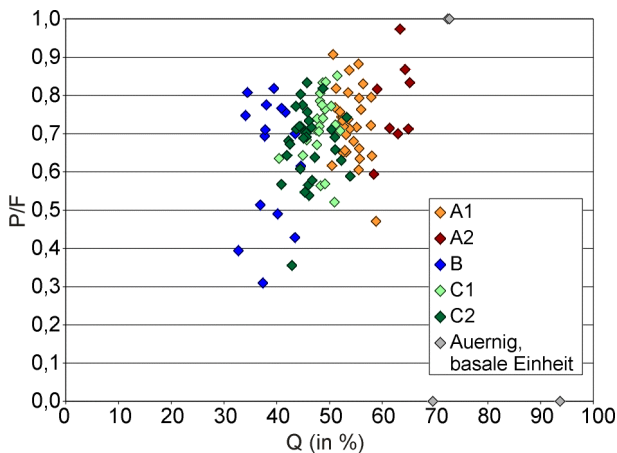


Abb. 4.11: Plagioklas-Feldspat-Verhältnis über Quarz (Q) -Korrelation; Farben wie Abb. 4.9.

Möglicherweise handelt es sich bei den auftretenden vulkanischen Klasten um aufgearbeitete Paläo-Vulkanite, was das Fehlen stärker erhöhter Plagioklas-Gehalte erklären könnte (vergleiche Überlegungen von SONNTAG et al., 1997). Im Fall der Sandsteine der Hochwipfel-Formation handelt es sich um Quarz-intermediäre Grauwacken (MCLENNAN, 1984; CROOK, 1974).

Provenienz der Sandsteine der Hochwipfel-Formation

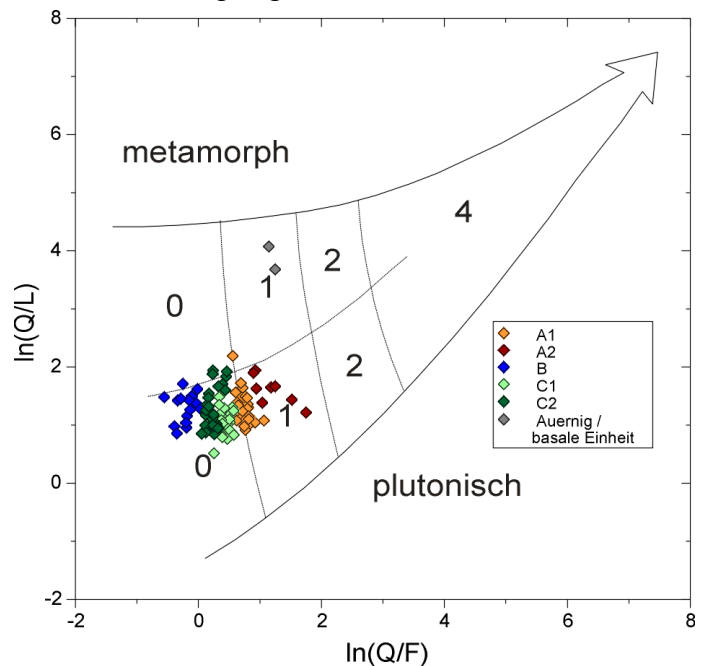
Der Begriff Provenienz leitet sich aus dem lateinischen Verb *provenire* ab und bedeutet in etwa „seinen Ursprung haben / herkommen / herrühren“ (vgl. PETTIJOHN et al., 1987). Sie umfasst alle Faktoren, die an der „Geburt“ und Entstehung des Sediments direkt oder indirekt beteiligt waren. Durch die Provenienz-Analyse soll insbesondere geklärt werden, welches Liefergebiet und welche Liefergesteine involviert waren, welches Klima und Relief vorherrschend war und wie weit und in welcher Richtung die Sedimentquelle lag (PETTIJOHN et al., 1987). Diese Faktoren werden im allgemeinen besonders stark von der geotektonischen Situation des Liefergebiets und des Ablagerungsraums beeinflusst (DICKINSON, 1985). Mit Hilfe des quantitativen Modalbestandes detritischer Minerale in Sandsteinen wird daher schon seit längerer

Zeit auf den Charakter des Liefergebiets und seiner geodynamischen Position geschlossen. Insbesondere sind hier Arbeiten von BASU (1985), CROOK (1974), DICKINSON (1985, 1970), DICKINSON et al. (1983, 1982, 1979) und DICKINSON & SUCZEK (1979), sowie HELMOLD (1985), INGERSOLL (1997, 1990), INGERSOLL & SUCZEK (1984, 1979), INGERSOLL et al. (1984), MACK (1984), MARSAGLIA & INGERSOLL (1992), MARSAGLIA et al. (1992), MASSONNE (1984), MOLINAROLI et al. (1991), PIRRIE (1991), VALLONI (1985) und VALLONI & MAYNARD (1981) sowie ZUFFA (1985) zu nennen.

Einfluß von Klima und Relief

Neben dem Liefergebiet mit seinen spezifischen Gesteinen wirken sich auch Klima, Transport und Zwischenlagerung auf das Sediment aus (JOHNSSON, 1993). Zuletzt kann die ursprüngliche Zusammensetzung während der Diagenese durch partielle Mineralneubildungen nochmals stark verändert werden (HELMOLD, 1985; MCBRIDE, 1985). Mischungen von frischem Sediment und wiederaufgearbeitetem polyzyklischem Material können die Provenienz-Signatur durch Überlagerung unterschiedlicher Provenienzen verschleiern. Die voneinander abweichende Widerstandsfähigkeit während des Transports lässt die Feldspäte und einige Lithoklasten relativ schnell in ihrem Modalanteil abnehmen (PETTIJOHN et al., 1987). Zusätzlich wirken klimatische Faktoren wie Temperatur, Feuchte und der Einfluß wässriger Lösungen auf das Sediment. Ausschlaggebend sind unter diesen Bedingungen demnach die mechanische und chemische Stabilität (PETTIJOHN et al., 1987) der Mineralkörner und Lithoklasten. Von großer Bedeutung für die Intensität der chemischen Verwitterung ist die Verweilzeit im Bodenbildungsbereich und im Transportmilieu (ARRIBAS et al., 2000; WELTJE, 1994; JOHNSSON, 1993). Der Einfluß von Klima und Relief ist schwer abschätzbar, bedingt aber eine generelle Abreicherung an Feldspäten und Lithoklasten bei einer relativen Zunahme der Quarz-Typen und Schwerminerale (JOHNSSON et al., 1991; MACK, 1984; SUTTNER et al., 1981).

Dieser Verwitterungstrend lässt sich nach WELTJE (1994) demnach in einem Diagramm darstellen, in dem die Hauptmodi Q, F und L in Form der logarithmischen Verhältnisse $\ln(Q/L)$ auf der Abszisse und $\ln(Q/F)$ auf der Ordinate aufgetragen werden. Im Verlauf der Verwitterung sollten sich Sandsteine von niedrigeren $\ln(Q/L)$ - $\ln(Q/F)$ -Paaren zu höheren Werten entwickeln (Abb. 4.12). Nach Weltje (1994) kann der Verwitterungsindex (weathering index = WI) als Produkt von



semi-quantitativer Verwitterungsindex		Relief		
		hoch (Gebirge) 0	gemäßigt (Hügel) 1	tief (Ebene) 2
Klima (Niederschlag)	(semi-)arid & mediterran	0	0	0
	gemäßigt subhumid	0	1	2
	tropisch humid	0	2	4

Abb. 4.12: Verwitterungstrend mit semiquantitativem Verwitterungsindex (Farben wie Clustergruppen; nach WELTJE, 1994).

Verwitterungsrate C , die Klima-gekoppelt ist, sowie der Verweildauer R , die Relief-gekoppelt ist, dargestellt werden: $WI = C \times R$. Für die Sandsteine der Hochwipfel-Formation ergibt sich bei einem vorwiegend plutonischen Liefergebiet nur eine relativ geringe Verwitterung. Die bereits als „reifer“ angesehenen Proben der Clustergruppe A2 zeigen am ehesten Zeichen einer Überprägung durch Verwitterung. Die Clustergruppe B zeigt dagegen die geringste Verwitterung. Bezogen auf die bisherige Interpretation stellen die Sandsteine der Clustergruppe B die Anlieferung frischen Materials in einem nur mäßig stark verwitternden Milieu dar. Es können folgende Kombinationen für Klima-Relief-Paare vorgeschlagen werden. Bei semiaridem, aridem und mediterranem Klima können praktisch alle Relieftypen (hoch / Gebirge bis tief / Ebene) auftreten. Bei gemäßigtem, subhumidem Klima muß für fast alle Proben ein hohes Relief angenommen werden, nur im Fall der Clustergruppe A2 und Teile der Gruppe A1 ist ein gemäßigtes Relief möglich. Bei tropisch humidem Klima kann nur noch bei hohem Relief die Modalzusammensetzung der Hochwipfel-Sandsteine erklärt werden. Unter Berücksichtigung der paläogeographischen Lage im Bereich des Äquators und der humiden bis subhumiden Bedingungen (SCHÖNLAUB, 1992a) muß mit großer Wahrscheinlichkeit von einem hohen Relief (Gebirge) ausgegangen werden. Die Proben der basalen Einheit fallen durch ihr hohes Q/L-Verhältnis und den zugeordneten Verwitterungstrend metamorpher Edukte auf. Eine entscheidende Einschränkung liegt jedoch dem Diagramm nach WELTJE (1994) zugrunde. Die von ihm untersuchten Proben stammen aus rezenten Flußsedimenten und können wohl nicht ganz ohne Vorbehalt auf die paläozoischen Bedingungen angewendet werden.

Provenienz

Wie bereits dargestellt, gehen viele ternäre Diagramme zur Klassifizierung und Beurteilung der Provenienz von Sandsteinen auf DICKINSON (1985, 1970), DICKINSON et al. (1983, 1982, 1979), INGERSOLL (1997, 1990), INGERSOLL & SUCZEK (1984, 1979), INGERSOLL et al. (1984) sowie PIRRIE (1991) zurück. Da Modalanalysen immer das Produkt, nicht aber die Prozesse, die zu dieser Sedimentation und dem betreffenden Sediment geführt haben, untersuchen können, ist eine eindeutige Provenienz-spezifische Beurteilung oft nicht möglich. Mehrere Liefergebiete und auch die Zwischenlagerung und Wiederaufarbeitung von Sediment können hierbei beteiligt sein und die auf dem Modalbestand beruhenden Provenienz-Diagramme zeigen oftmals eine Überlagerung verschiedener geotektonischer Milieus und Ursprünge des Sediments. Nach MACK (1984) können vier Fehlerquellen angenommen werden: 1) Die Sandsteine wurden während einer Übergangsphase zwischen zwei tektonischen Regimes abgelagert und stammen wenigstens teilweise aus einer relikartigen Quelle. 2) Die relative Anreicherung der Sandsteine an detritischem Quarz durch Verwitterung und / oder Aufarbeitungsprozesse kann zu einer unpassenden Interpretation des tektonischen Milieus aus Kompositionsdaten führen. 3) Sandsteine, die in tektonischen Milieus abgelagert wurden, welche bisher innerhalb von Provenienz-Diagrammen nicht berücksichtigt wurden, plotten zwischen oder überlappen bereits bestehende Felder. 4) Die Rolle detritischer Karbonat-Fragmente ist noch ungeklärt. Punkt 1) und 2) stellen permanente Probleme dar, wogegen Punkt 3) und 4) temporärer Art sind und durch Konventionen und neue Definitionen beseitigt werden können (MACK, 1984).

Da innerhalb der ausgewerteten Profilschnitte der Hochwipfel-Formation praktisch keine Karbonatklasten auftreten, sollten Fehler hierdurch kaum auftreten. Im Falle eines Auftretens wurden sie separat ausgeschieden und weiter nicht berücksichtigt. Es sei denn diese Klasten wären innerhalb der Diagenese gelöst worden und der Modalbestand an Lithoklasten relativ gesehen zu gering. Karbonatklasten wurden aber auch von DICKINSON (1985, 1970), DICKINSON & SUCZEK (1979), DICKINSON et al. (1979),

MOORE (1979) und INGERSOLL & SUCZEK (1979) nicht gewertet und scheiden somit als Fehlerquelle aus.

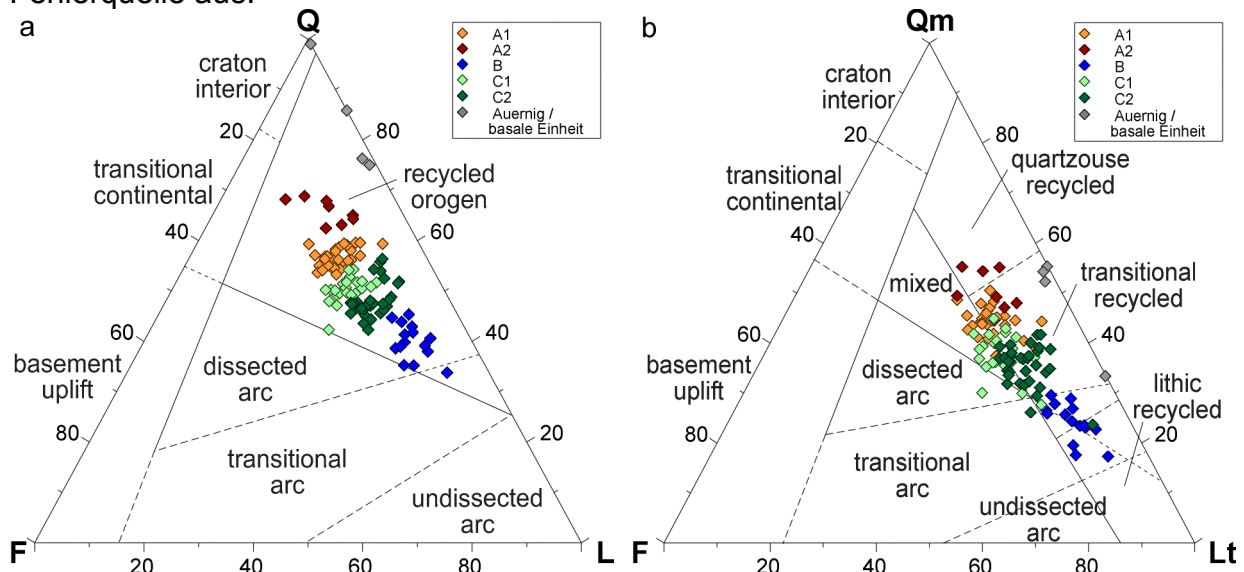


Abb. 4.13: a) Ternäres QFL-Diagramm und b) ternäres QmFLt-Diagramm zur Provenienz-Diskriminierung der Hochwipfel-Sandsteine (in beiden Fällen entsprechen die Farben den Clustergruppen der Abb. 4.7; vgl. auch Tab. 4.1; nach DICKINSON, 1985).

Im ternären QFL-Diagramm (Abb. 4.13a) fallen alle Proben in das Feld eines aufgearbeiteten Orogens (recycled orogen; DICKINSON, 1985). Sehr deutlich ist aber auch hier die Trennung der Clustergruppen zu erkennen. Cluster A2 stellt die reifste Gruppe dar und wird im Quarz-Gehalt lediglich von den Sandsteinen der Auernig-Formation und der basalen Einheit übertroffen. Der Einfluß von Lithoklasten wird insbesondere in den Clustern C1, C2 und vor allem B deutlich. Demnach stellen Schüttungen, bestehend aus Sandsteinen der Gruppe B, den Einfluß eines magmatischen Bogens (dissected arc bis transitional arc) auf die Sedimentation dar. Diese Komponente ist innerhalb der Gruppen C1 und C2 in abgeschwächter Form zu beobachten, was auf eine Vermischung mehrerer diskreter Liefergebiete hinweisen kann. In Gruppe A1 und A2 wird die Hauptmasse des Sediments aus einem orogenen Gürtel geschüttet. Ein ähnliches, wenn auch differenzierteres Bild zeigt sich im ternären QmFLt-Diagramm von Abb. 4.13b. Die Mehrzahl der Proben fällt in den Bereich eines aufgearbeiteten Orogens (DICKINSON, 1985). Es zeigt sich aber, daß Sandsteine der Gruppe B zu einem guten Teil in den Bereich lithischer Aufarbeitung und die Gruppe A2 in das Feld quarzreicher Aufarbeitung fällt. Proben der Cluster C1 und C2 liegen näher an den Feldern des reifen, zerlegten magmatischen Bogens (dissected arc) und des „transitional arc“. Dieses Diagramm scheint demnach die obige Vermutung zu stützen, daß es sich nur untergeordnet um Schüttungen aus einem magmatischen Bogen handeln kann. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangen MADER et al. (2000) in den Karnischen Alpen.

In Abb. 4.14a sind die beiden Hauptprofile Korpitschgraben – Suheljgraben (blau) und Dreiländereck – Petelinjek (rot) getrennt jeweils in einen tieferen und einen höheren Profilabschnitt aufgeschlüsselt. Es soll hierdurch getestet werden, ob laterale oder vertikale Schwankungen innerhalb der Provenienz zu erkennen sind. Im groben Überblick zeigt sich im QFL-Diagramm innerhalb der vier Abschnitte eine sehr ähnliche Verteilung der Proben. Im Abschnitt Suheljgraben fallen die beiden Sandsteine der Auernig-Formation auf, die im Bereich der Quarz-Ecke zu liegen kommen. Im Abschnitt Korpitschgraben sind zwei relativ Quarz-reiche und Feldspat-arme Sandsteine der basalen Einheit einbezogen. Die Sandsteine des Dreiländerecks zeigen die Feldspat-

reichsten Proben. Der Einfluß quarz-reicher Sedimentquellen scheint generell vom Liegenden zum Hangenden (Petelinjek) und von Osten nach Westen abzunehmen. Es scheint, als sei die magmatisch beeinflusste Sedimentation erst innerhalb der höheren Bereiche des östlichen Profils relevant geworden. Im Fall der aufgliederten QmFLt-Diagramme (Abb. 4.14b) zeigt sich ein ähnliches Bild.

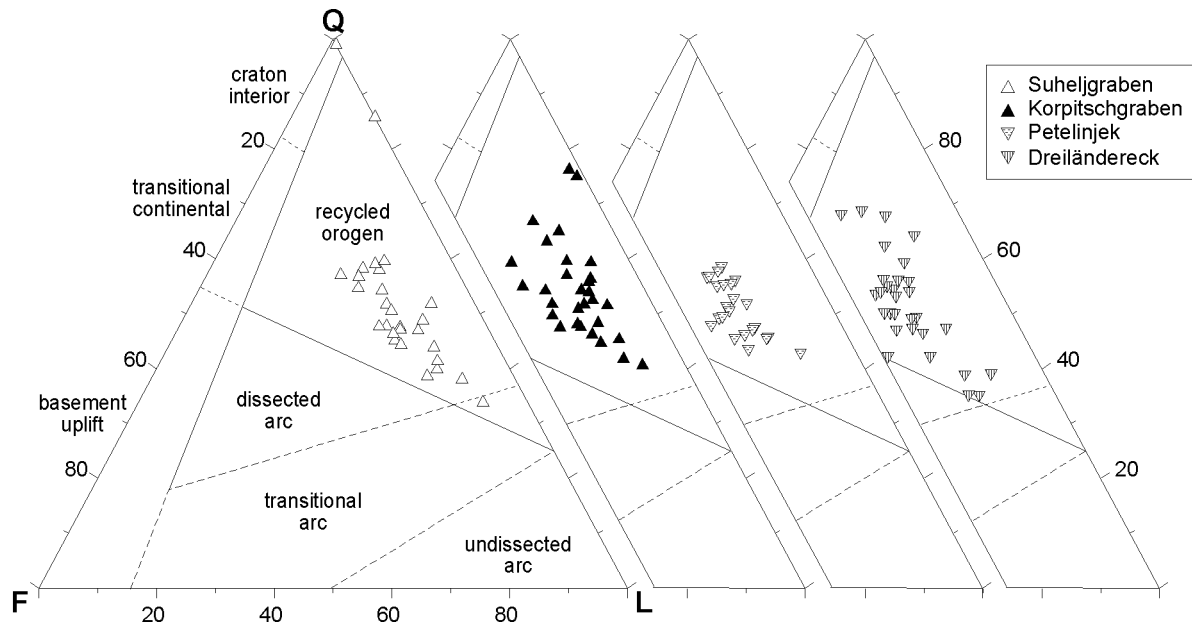


Abb. 4.14a: Ternäre QFL-Diagramme zur Provenienz-Disriminierung mit Feldern nach DICKINSON (1985). Dargestellt sind beide Profilschnitte (Korpitschgraben – Suheljgraben, blau; Dreiländereck – Petelinjek, rot), aufgliedert in tiefere Abschnitte (grobklastische Einheit, gefüllte Dreiecke) und höhere Abschnitte (heterolithische Einheit, offene Dreiecke).

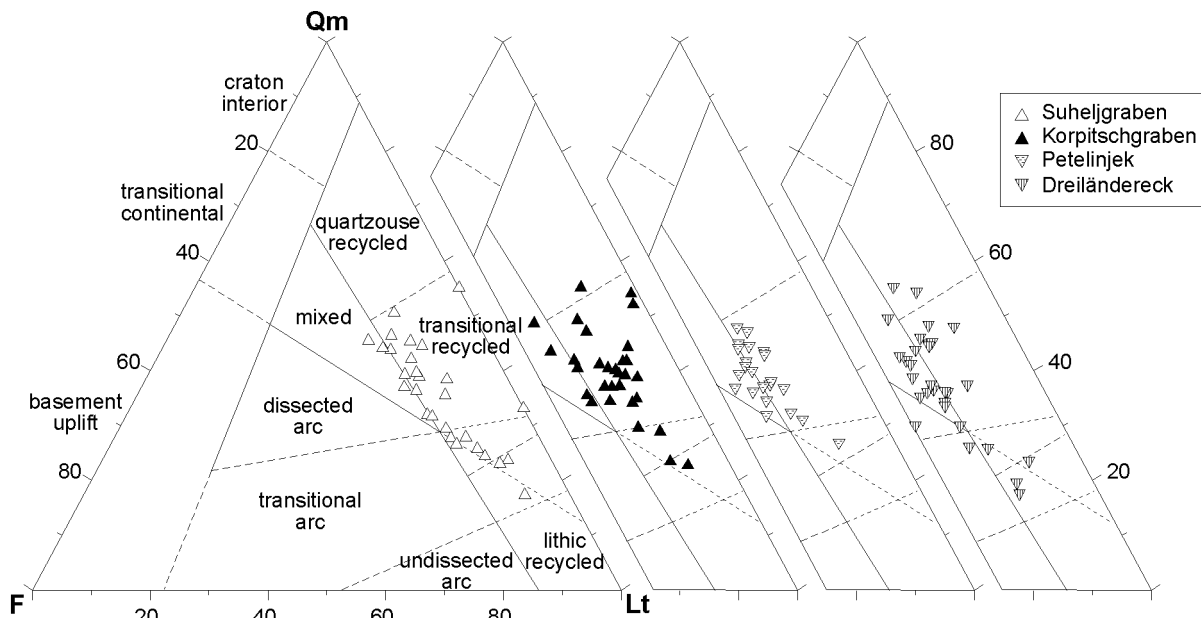


Abb. 4.14b: Ternäre QmFLt-Diagramme zur Provenienz-Disriminierung mit Feldern nach DICKINSON (1985). Dargestellt sind beide Profilschnitte (Korpitschgraben – Suheljgraben, blau; Dreiländereck – Petelinjek, rot), aufgliedert in tiefere Abschnitte (grobklastische Einheit, gefüllte Dreiecke) und höhere Abschnitte (heterolithische Einheit, offene Dreiecke).

Die westlichen tieferen Anteile reichen am weitesten in Richtung auf das Feld der magmatischen Inselbogen-Provenienz. Nach Osten schwächt sich dieser Einfluß etwas ab, steigt aber generell vom Liegenden zum Hangenden etwas an. Es zeigt sich demnach nur ein mäßiger Trend von der tieferen grobklastischen zur höheren heterolithischen Hochwipfel-Einheit, der sich in einer Abnahme des Quarz-Gehalts sowie des Einflusses eines aufgearbeiteten Orogens und der Zunahme der Bedeutung magmatischen Materials zeigt. Von Ost nach West kann ein ähnlicher, aber untergeordneter Trend erkannt werden. Nach INGERSOLL et al. (1984) sind die Verhältnisse der lithischen Klasten bessere Liefergesteinsindikatoren als QFL-Verhältnisse. Von verschiedenen Autoren wurden daher Provenienz-Diagramme entwickelt, welche die verschiedenen Lithoklastentypen berücksichtigen (CRITELLI et al., 1997, 1995; DICKINSON, 1985; DICKINSON & SUCZEK, 1979; INGERSOLL, 1990; INGERSOLL et al., 1979; MARSAGLIA & INGERSOLL, 1992; MARSAGLIA et al., 1992; MOORE, 1979).

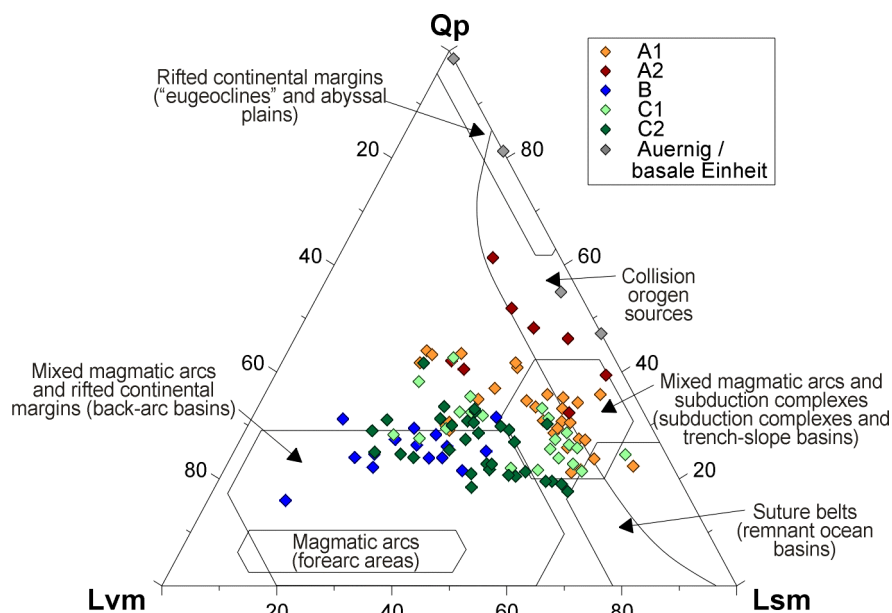


Abb. 4.15: Ternäres QpLvmLsm-Diagramm zur Provenienz-Diskriminierung; Felder nach INGERSOLL & SUCZEK (1979); Farben entsprechen den Clustergruppen; vgl. Tab. 4.1.

Im QpLvmLsm-Diagramm nach INGERSOLL & SUCZEK (1979) trennen sich die Clustergruppen wieder relativ deutlich (Abb.4.15). Die Sandsteine der Auernig-Formation fallen in das Qp-reiche Feld gerifteter kontinentaler Ränder (passive Ränder), die der basalen Einheit in das Feld der Kollisionsorogene. Ebenso fallen fast alle Proben der Gruppe A2 in das Feld der Kollisionsorogene oder in den Übergangsbereich zu gemischten Subduktionskomplexen und magmatischen Bögen. Die Gruppen A1, C1 und C2 zeigen einen Trend von gemischten Sedimentquellen magmatischer Bögen und von Subduktionskomplexen zu einer gemischten Quelle aus magmatischen Bögen und gedehnten Kontinentalrändern. Hierzu werden nach INGERSOLL & SUCZEK (1979) auch back-arc –Becken gezählt. Clustergruppe B zeigt wiederum die deutlichste Signatur magmatischer Bögen und gedehnter Kontinentalränder. Die bisherige Interpretation bezüglich der unterschiedlichen Liefergebietseinflüsse läßt sich folglich auch durch ergänzende Diagramme bestätigen, welche die Lithoklasten verwenden. Auch im ternären LmLvLs-Diagramm nach INGERSOLL & SUCZEK (1979) lassen sich diese Clustergruppen noch recht gut voneinander unterscheiden (Abb. 4.16). Die Gruppe B fällt wieder in den Bereich magmatischer Bögen und back-arc –Becken beziehungsweise in den Mischbereich zwischen magmatische Bögen und gemischt magmatische Bögen mit Subduktionskomplexen. Die Gruppen A2 und A1 konzentrieren

sich auf die Felder der magmatischen Bögen und Subduktionskomplexe sowie Suturgürtel mit einer passiven Komponente.

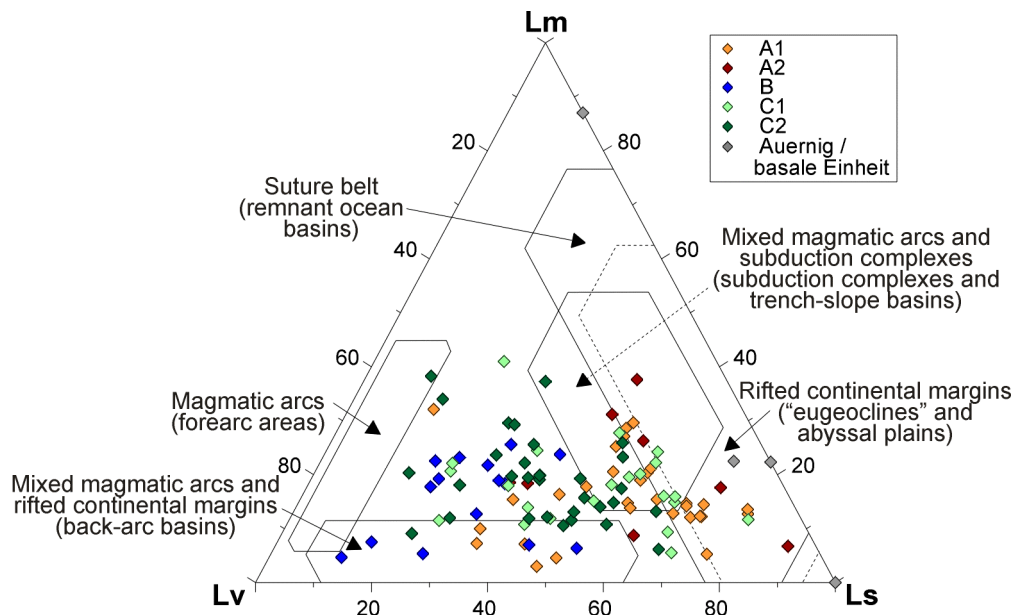


Abb. 4.16: Ternäres LmLvLs-Diagramm zur Provenienz-Diskriminierung; Felder nach INGERSOLL & SUCZEK (1979); Farben entsprechen den Clustergruppen; vgl. auch Tab. 4.1.

Da die Grenzziehung zwischen den einzelnen Provenienz-Diskriminierungsfeldern oftmals schwierig ist, wurde von MOLINAROLI et al. (1991) eine mathematisch-statistische Bearbeitung der Ursprungsdatensätze von DICKINSON et al. (1983) mit dem Programm SPSS-X durchgeführt. Als statistischer Test wurde eine Diskriminanten-Funktionen-Analyse (DFA) angewendet. Für die DFA werden die Provenienz-Gruppen von DICKINSON et al. (1983) *a priori* als gegeben vorausgesetzt. Als Ergebnis der DFA wird ein Satz linearer Funktionen generiert, der die Provenienz-Gruppen durch Gewichtung der Variablen bestmöglich trennt (MOLINAROLI et al., 1991). Mit den Variablen Q, F und L oder Qm, F und Lt erhält man zwei Funktionen, die in einem binären Diagramm eine Provenienz-Analyse zulassen.

Für die DFA geben MOLINAROLI et al. (1991) folgende Funktionen an.

- 1) QmFLt mit zehn Provenienz-Feldern: $DF1 = 0,1331829 \times Qm - 0,00970561 \times Lt - 7,110715$; $DF2 = 0,1192073 \times Qm + 0,1734174 \times Lt - 11,48198$.
- 2) QFL mit sieben Provenienz-Feldern: $DF3 = 0,1078196 \times F + 0,07149468 \times L - 3,181089$; $DF4 = -0,08731842 \times F + 0,07376478 \times L + 0,1149167$.

Die Proben der Clustergruppe B trennen sich in der QmFLt-DFA wiederum sehr gut von den restlichen Gruppen und kommen im Übergangsbereich zwischen den Feldern „transitional recycled“ (gemischt orogene Provenienz) und „transitional arc“ (Übergangsbogen) zu liegen (Abb. 4.17a). Die Gruppe A2 fällt mit den Sandsteinen der Auernig-Formation und der basalen Einheit in den Übergang zwischen einer Quarzreichen aufgearbeiteten Provenienz und einer „transitional recycled“ (gemischt orogenen) Provenienz. Die Gruppen A1, C1 und C2 zeigen einen erkennbaren Trend von einer gemischt aufgearbeiteten Provenienz mit Quarz-reichem Einfluß zu magmatischen Bögen im Übergangsstadium. In Abb. 4.17b wurde eine geringere Anzahl Provenienz-Felder für eine QFL-DFA vorgegeben. Sie zeigt einen ähnlichen Trend von einer rein aufgearbeiteten Orogen-Provenienz zu Einflüssen eines mehr oder

weniger reifen magmatischen Bogens. Die Sandsteine der Auernig-Formation und der basalen Einheit zeigen einen sehr starken kratonalen Provenienz-Einfluß.

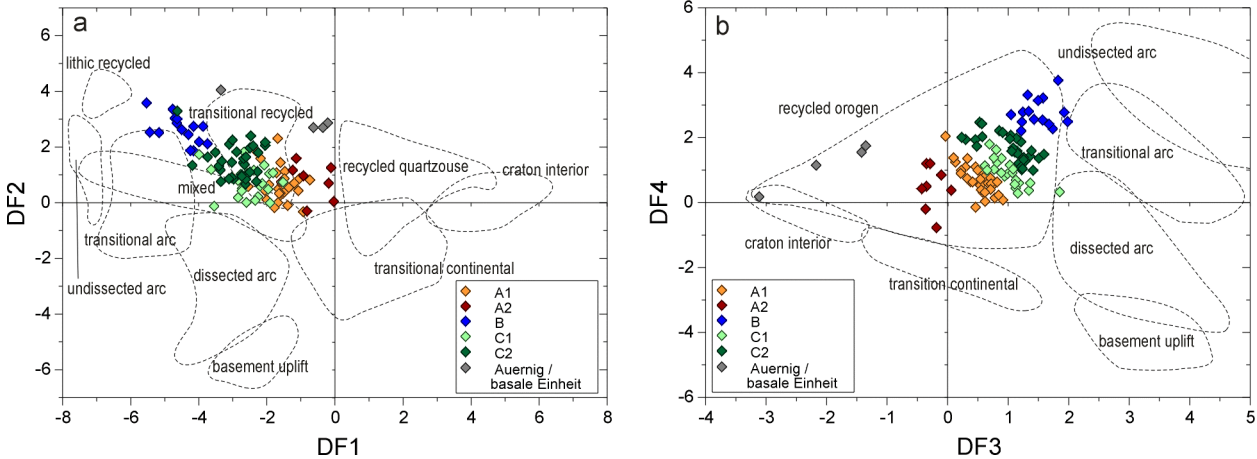


Abb. 4.17: Diskriminanten-Funktionen-Analyse nach MOLINAROLI et al. (1991); a) QmFlt als Variablen und zehn Provenienz-Felder; b) QFL als Variablen und sieben Provenienz-Felder; Farben entsprechen den definierten Clustergruppen.

Zur weiteren Klassifizierung der Liefergesteine und Metamorphosegrade innerhalb der aufgearbeiteten Orogen-Provenienz wurden von MOLINAROLI et al. (1991) auch die Quarz-Korntypen Qmn, Qmu und Qp (vgl. S. 90) einer DFA unterzogen. Die beiden Funktionen $DF5 = 0,06206191 \times Qmn - 0,0120854 \times Qp - 3,435477$; $DF6 = 0,02190601 \times Qmn + 0,0405742 \times Qp - 1,49713$ lassen eine Trennung in hochgradig metamorphe, niedriggradig metamorphe und plutonische Liefergesteine zu (Abb. 4.18). Die Mehrzahl der Sandsteine der Hochwipfel-Formation fallen sehr deutlich in den weiteren Bereich niedriggradig metamorpher Liefergesteine, einige auch in den engeren Rahmen. Nur sehr wenige Proben tendieren in Richtung auf plutonische und / oder hochgradig metamorphe Edukte.

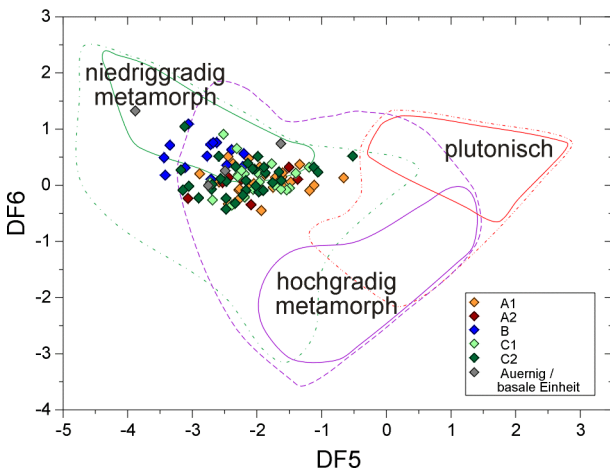


Abb. 4.18 (oben): QmnQmuQp-Diskriminanten-Funktionen-Analyse nach MOLINAROLI et al. (1991).

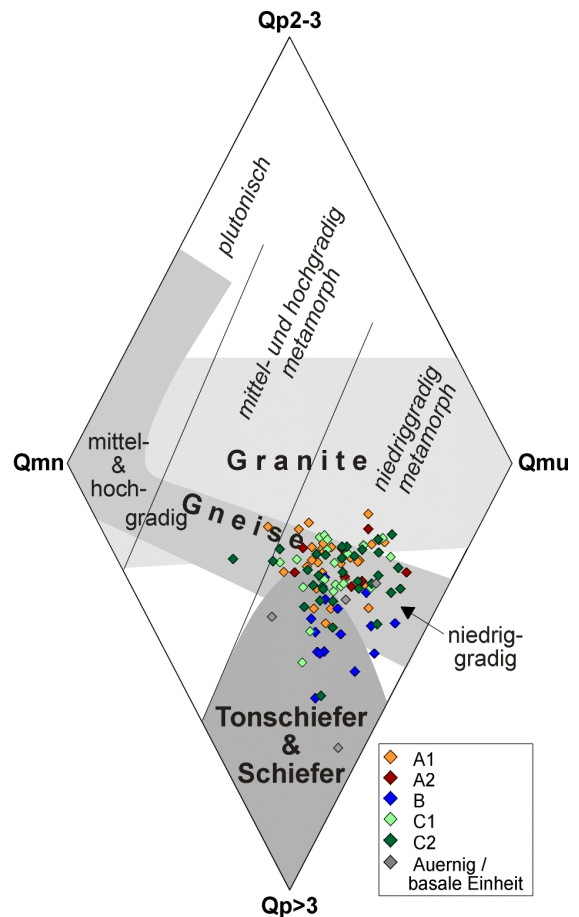


Abb. 4.19 (rechts): „Quarz-Diamant“ nach BASU (1984) und TORTOSA et al. (1991) aus Abb. 4.5, jedoch mit farbig in die Clustergruppen separierten Proben.

Ein ähnliches Bild gibt auch Abb. 4.19. Insbesondere fällt auf, daß gerade die Proben aus dem Cluster B auf niedriggradig metamorphe Liefergesteine und Tonschiefer sowie Schiefer („slates & schists“; TORTOSA et al., 1991) hinweisen. Alle anderen Clustergruppen und die zugehörigen Proben fallen praktisch in einer Punktwolke im Bereich niedriggradig metamorpher Gneise zusammen.

INGERSOLL (1990) hat erneut versucht, mit Hilfe von DFA unterschiedliche Provenienzen zu unterscheiden (Abb. 4.20). Hierzu wurden die Variablen Lv, Ls (beide jeweils in % von LmLvLs), F (in % von QFL) und das Verhältnis P/F gewählt. Für die Diskriminanten-Funktionen gilt:

$$DF7 = -0,15101 \times Lv - 0,01425 \times Ls + 0,01545 \times F - 0,00457 \times P/F;$$

$$DF8 = -0,02794 \times Lv - 0,08988 \times Ls + 0,03794 \times F + 0,00959 \times P/F.$$

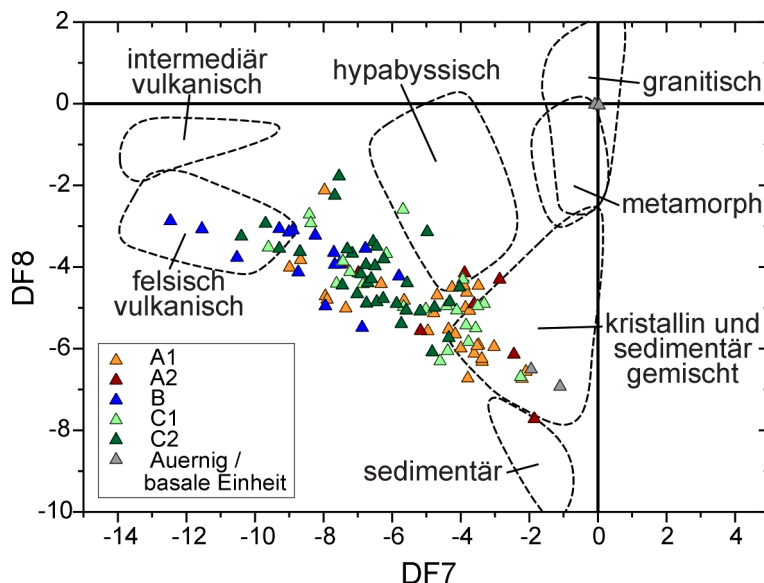


Abb. 4.20: Diskriminanten-Funktionen-Analyse unter Verwendung der Lithoklasten und Feldspat-Parameter; Farben nach den Clustergruppen; verändert nach INGERSOLL (1990).

Im Diagramm der DFA nach INGERSOLL (1990) fallen die meisten Proben der Hochwipfel-Sandsteine in den Übergangsbereich zwischen dem Feld einer felsisch-vulkanischen und den Feldern einer kristallin-sedimentären und einer „hypabyssischen“ Provenienz. Insbesondere die Clustergruppe B reicht am weitesten in das felsisch-vulkanische Feld hinein. Die Gruppen A2 und A1 zeigen dagegen den höchsten Einfluß an kristallin-sedimentären bis niedriggradig metamorphen Edukten. Die Sandsteine der basalen Einheit fallen beide in das Feld der gemischt

kristallinen und sedimentären Provenienz. Die Sandsteine der Auernig-Formation führen weder vulkanogene (Lv), noch sedimentäre (Ls) Klasten und auch keine Feldspäte ($F = P + K$) und kommen daher im Ursprung zu liegen.

KUTTEROLF (2001) wendete auf die von ihm untersuchten Sandsteine der Hochwipfel-Formation der Ostkarawanken das Prinzip der Logratio-Darstellung an (VON EYNATTEN, 1996), um verschiedene Liefergebiete trennen zu können. Hierbei wurden folgende vier voneinander abhängige Kornparameter zu Gruppen zusammengefasst: 1) metamorphe Lithoklasten (Lm) und Polyquarze (Qp), 2) sedimentäre Lithoklasten (Ls) und Monoquarze (Qm), 3) vulkanische Lithoklasten (Lv) sowie 4) plutonische Lithoklasten (Pl). Diesen Gruppen wurden in analoger Reihenfolge die Liefergebiete 1) metamorphes Liefergebiet (leicht- bis mittelmetamorph), 2) sedimentäres Liefergebiet, 3) vulkanisches Liefergebiet (basisch bis andesitisch; magmatischer Bogen) sowie 4) plutonisches Liefergebiet zugeordnet. Aus diesen vier Gruppen wurden Logratio-Beziehungen der Form $\ln((Ls+Qm)/(Lm+Qp))$ als Abszisse und $\ln(Lv/Pl)$ als Ordinate gebildet. In diesem Diagramm konnten den verschiedenen Petrofazies-Typen unterschiedliche Liefergebiete zugeordnet werden.

Im Fall der Sandsteine der Hochwipfel-Formation der Westkarawanken ist eine solche Einteilung in diskrete Liefergebiete nicht möglich. Dies zeigt sich zum einen schon im

fehlenden Trend über die Profilentwicklung. Es zeigen sich keine eindeutig erkennbaren Entwicklungen, weder in der vertikalen Abfolge des Profils noch in lateralen Unterschieden zwischen beiden Profilschnitten. Dies deutet auf sehr komplexe Liefergebiete und relativ durchgreifende Vermengungsprozesse der Edukte während des Transports hin. Die Annahme komplexer Liefergebiete kann auch in einer undeutlichen oder fehlenden Korrelation der betreffenden Kornparameter erkannt werden (Tab. 4.3).

Tab. 4.3: Bivariate Korrelationsmatrix der wichtigsten Parameter aus der dünnschliffpetrographischen Auswertung von 107 Sandsteinen der Hochwipfel-Formation (Abkürzungen wie in Tab. 4.1; Lvu...vulkanische Lithoklasten, Lvp...plutonische Lithoklasten); statistische Bearbeitung mittels des Programms SPSS 9.0.1 for Windows.

		Qmn	Qmu	Qppy	Qps	Qpb	P	K	Ls	Lm	Lvu	Lvp
Qmn	Pearson Correlation	1,000	,061	-,200*	-,186	-,393**	,153	-,001	-,095	-,109	-,336**	-,186
	Sig. (2-tailed)		,535	,039	,055	,000	,116	,995	,328	,263	,000	,355
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Qmu	Pearson Correlation	,061	1,000	-,286**	-,205*	-,324**	,223*	-,184	,192*	-,251**	-,659**	-,363**
	Sig. (2-tailed)	,535		,003	,034	,001	,021	,058	,047	,009	,000	,300
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Qppy	Pearson Correlation	-,200*	-,286**	1,000	,100	,343**	-,333**	,357**	-,056	,398**	,194*	,199*
	Sig. (2-tailed)	,039	,003		,303	,000	,000	,000	,566	,000	,045	,340
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Qps	Pearson Correlation	-,186	-,205*	,100	1,000	,232*	-,100	-,113	-,243*	-,095	,354**	,214*
	Sig. (2-tailed)	,055	,034	,303		,016	,304	,246	,012	,333	,000	,327
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Qpb	Pearson Correlation	-,393**	-,324**	,343**	,232*	1,000	-,468**	,088	-,080	,391**	,437**	,258**
	Sig. (2-tailed)	,000	,001	,000	,016		,000	,369	,411	,000	,000	,307
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
P	Pearson Correlation	,153	,223*	-,333**	-,100	-,468**	1,000	,083	-,011	-,487**	-,332**	-,392
	Sig. (2-tailed)	,116	,021	,000	,304	,000		,398	,907	,000	,000	,349
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
K	Pearson Correlation	-,001	-,184	,357**	-,113	,088	,083	1,000	-,205*	,251**	,023	,132
	Sig. (2-tailed)	,995	,058	,000	,246	,369	,398		,034	,009	,814	,174
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Ls	Pearson Correlation	-,095	,192*	-,056	-,243*	-,080	-,011	-,205*	1,000	-,255**	-,234*	-,285**
	Sig. (2-tailed)	,328	,047	,566	,012	,411	,907	,034		,008	,015	,303
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Lm	Pearson Correlation	-,109	-,251**	,398**	-,095	,391**	-,487**	,251**	-,255**	1,000	,238*	,221*
	Sig. (2-tailed)	,263	,009	,000	,333	,000	,000	,009	,008		,014	,322
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Lvu	Pearson Correlation	-,336**	-,659**	,194*	,354**	,437**	-,332**	,023	-,234*	,238*	1,000	,411**
	Sig. (2-tailed)	,000	,000	,045	,000	,000	,000	,814	,015	,014		,300
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107
Lvp	Pearson Correlation	-,186	-,363**	,199*	,214*	,258**	-,092	,132	-,285**	,221*	,411**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,055	,000	,040	,027	,007	,349	,174	,003	,022	,000	
	N	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107	107

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

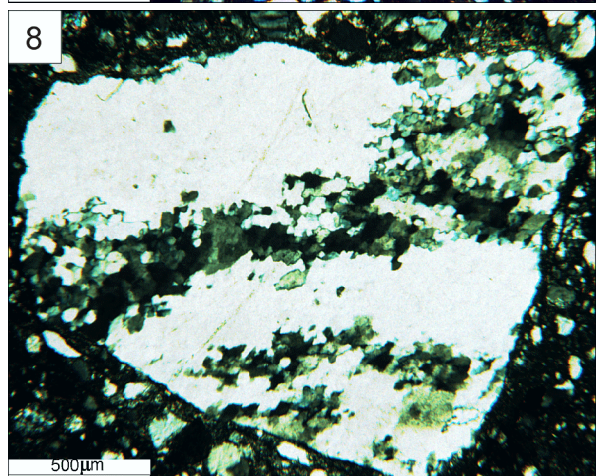
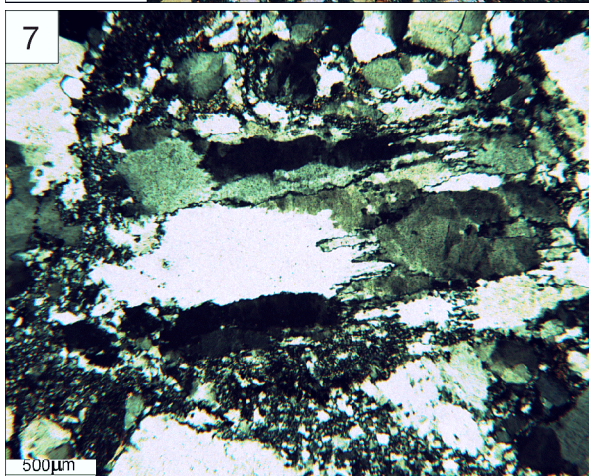
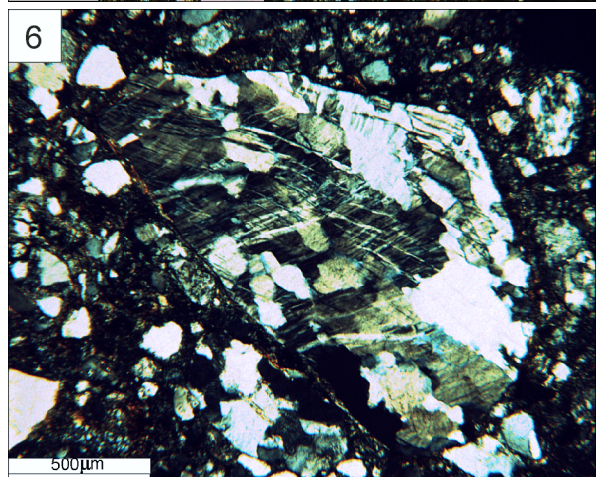
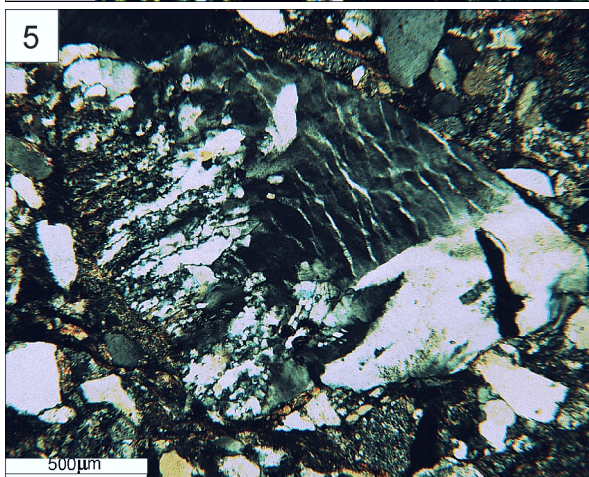
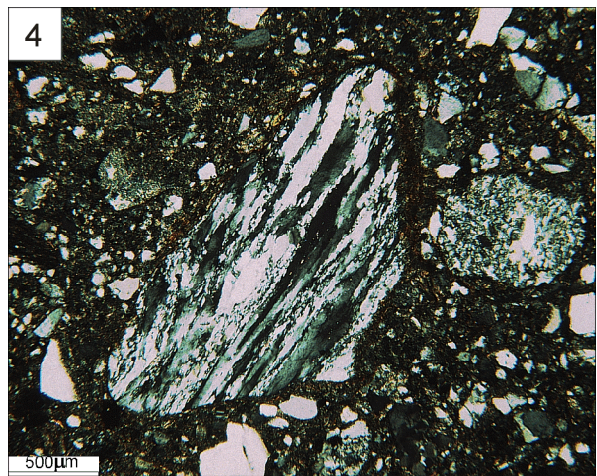
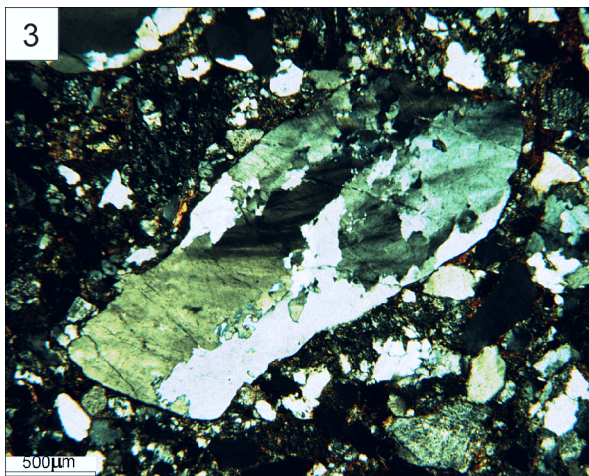
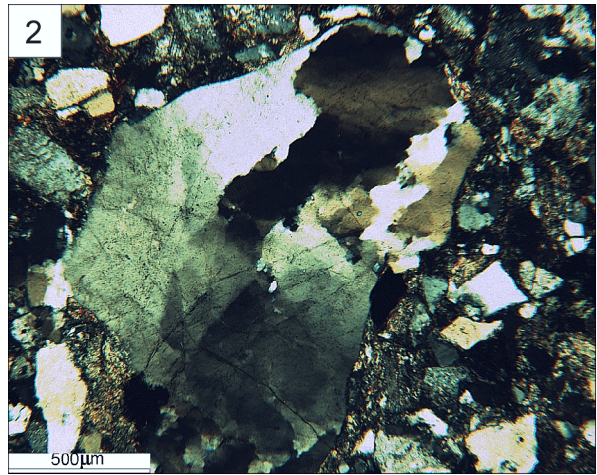
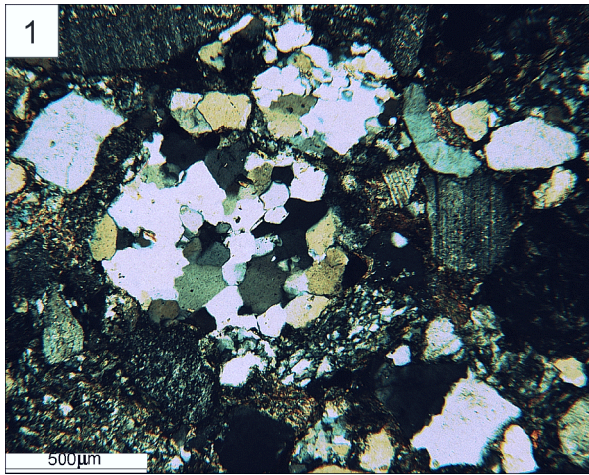
Es zeigt sich in vielen Fällen eine sehr geringe positive oder negative Korrelation (LEHNERT, 2000). Eine geringe positive Korrelation zeigen die Paare: Qmu-P, Qppy-Qpb, Qppy-K, Qppy-Lm, Qps-Qpb, Qps-Lvu, Qps-Lvp, Qpb-Lm, Qpb-Lvu, Qpb-Lvp, K-Lm, Lm-Lvu, Lm-Lvp und Lvu-Lvp. Eine Kombination von polygonalen Polyquarzen mit gebänderten Polyquarzen, Kalifeldspat sowie metamorphen Lithoklasten kann auf ein hochgradig metamorphes und teilweise geschiefertes Liefergebiet deuten. Die Kombination gebänderter Polyquarze mit metamorphen Lithoklasten und vulkanischen sowie plutonischen Lithoklasten kann auf ein komplexes Orogen und eine magmatische Quelle oder zumindest auf den Abtrag von Paläovulkaniten hinweisen. Interessant sind die geringen bis mittleren negativen Korrelationen, die im allgemeinen deutlich stärker als die positiven sind. Es fallen hierbei die Paare Qmn-Qpb, Qmn-Lvu, Qmu-Qpb, Qmu-Lvu, Qmu-Lvp, Qppy-P, P-Lm, P-Lvu, Ls-Lm, Ls-Lvu und Ls-Lvp auf. Die sedimentären Lithoklasten scheinen ein eigenes diskretes Liefergebiet darzustellen. Ähnliche Eigenschaften zeigen nicht undulöse Monoquarze und in geringerem Maß auch Plagioklase. Bis zu 80 % aller abgelagerten Sedimente stammen nach JOHANSSON (1993) aus recycelten Quellen.

4.1.5 Fazit

In der dünnschliffpetrographischen Analyse der Sandsteine der Hochwipfel-Formation zeigt sich kein eindeutiger stratigraphischer Trend. Es dominieren dagegen diskrete Horizonte und Profilschnitte mit wechselnder Petrographie. Aufgrund der Hauptparameter Q, F und L wurden mittels einer statistischen Cluster-Analyse Gruppen sich voneinander unterscheidender Petrofazies-Typen festgelegt. Die Petrofazies-Typen bleiben auch bei Anwendung verschiedener Korrelationsdiagramme erhalten. Die Hochwipfel-Formation wird durch fünf solcher Petrofazies-Typen charakterisiert, wobei sich zwei Quarz-reichere Typen A1 und A2 von zwei Quarz-ärmeren und Magmatitklasten-reicheren Typen C1 und C2 trennen lassen. Besonders charakteristisch sind die Sandsteine des Petrofazies-Typs B, die einen ausgesprochen hohen Gehalt an magmatischen Lithoklasten führen. Da diese Fazies generell auf die basalen Bereiche der einzelnen Sedimentationszyklen beschränkt sind, werden sie Ereignis-kontrollierten Prozessen zugeordnet. In geringerem Maße trifft dies auch auf die anderen Petrofazies-Typen zu. Petrofazies A2 ist auf die tieferen Profilbereiche beschränkt und könnte auf die Aufarbeitung älteren, vorwiegend sedimentären Materials hinweisen. Trotz dieser Einschränkungen kann die lithostratigraphische Korrelation der beiden Profilschnitte auch petrographisch noch nachvollzogen werden. Die Petrofazies-Typen B, C2, C1, A1 und A2 können als feldspatreicher Litharenit und untergeordnet als Litharenit und als lithische Subarkose bezeichnet werden. Die durchschnittlichen QFL-Zusammensetzungen der Petrofazies-Typen sind nach VALLONI & MAYNARD (1981) keiner eindeutigen plattentektonischen Kategorie zuzuordnen.

Im semiquantitativen Verwitterungsindex zeigt sich eine relativ geringe Verwitterung bei verhältnismäßig starkem Relief innerhalb eines vorwiegend plutonischen Trends, wobei eine in der Reihenfolge Petrofazies-Typ B→C2→C1→A1→A2 zunehmende Verwitterung erkannt werden kann. Die Lithoklasten-reicheren Typen C1, C2 und vor allem B kommen in den QFL- und QmFLt-Provenienz-Diagrammen im Grenzbereich zwischen aufgearbeiteten Orogenen und entwickelten magmatischen Bögen zu liegen. Im Vergleich beider Profile zeigt sich von der liegenden grobklastischen zur hangenden heterolithischen Hochwipfel-Einheit und von Ost nach West eine leichte Abnahme der Quarz-reichen Schüttungseinflüsse. Mit Hilfe der weiteren Provenienz-Diagramme QpLvLsm und LmLvLs kann eine Mischung sedimentärer Schüttungen aus magmatischen Bögen, möglicherweise in deren back-arc –Bereichen und aus Subduktionskomplexen sowie einem aufgearbeiteten Orogen vermutet werden. Die Kombination von vielen Vulkanit- und Plutonit/Orthogneis-Klasten und der Schüttung von Polyquarzen aus Tonschiefern und Schiefern scheint in der Petrofazies B auf den Einfluß eines weiter entfernt gelegenen Subduktionskeils hinzuweisen. Diese komplexe Liefergebiets-Situation zeigt sich auch in Diskriminanten-Funktionen-Analysen. Es handelt sich um eine Mischung von Sedimenten aus felsischen Vulkanit-Arealen sowie kristallinen und sedimentären Komplexen. Die kristallinen Liefergebiete scheinen hierbei eher aus niedriggradigen Metamorphiten bestanden zu haben, die aber aufgrund der häufig auftretenden Helminth-Quarze zumindest die Grünschiefer-Fazies erreicht haben. Die in ihrer Petrofazies oft und stark wechselnde Sandstein-Abfolge der Hochwipfel-Formation scheint während der gesamten Sedimentation gleichzeitig aus mehreren Quellen beliefert worden zu sein, die sich nur in ihren relativen Verhältnissen im gesamten Inventar der Kornparameter bemerkbar machen. Eine eindeutige Liefergebiets-Zuordnung kann daher auch nach einer Korrelationsanalyse aus der Gesamtheit der Dünnschliff-petrographischen Parameter kaum getroffen werden. Unter den Liefergebieten können sowohl magmatische Bögen in Kontinentalrandlage, als auch metamorphe und teilweise geschieferte Liefergebiete eines komplexen Orogens sowie die Aufarbeitung älterer Sedimente angenommen werden.

<p>Bild 1: Polygonaler Polyquarz (aus Metamorphit ?) mit typischer Pflasterstruktur und einheitlicher Auslöschung (Mitte) neben Monoquarzen, Tonstein- und Siltsteinklasten und stark umgewandelten Plagioklasen (der Schliff ist etwas zu dick). Grobkörniger, schlecht sortierter Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Einheit. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe H09/17).</p>	<p>Bild 2: Suturierter und stark undulöser Polyquarz mit Bildung von Subkörnern. Die Suturierung ist eine Folge von Korngrenzflächen-Migrationen (GBM). Daneben stark deformierte sedimentäre Klasten mit Übergang zu Pseudomatrix (der Schliff ist etwas zu dick). Grobkörniger, schlecht sortierter Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Einheit. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe H09/24).</p>
<p>Bild 3: Stark suturierter Polyquarz mit Deformationslamellen und fortgeschrittener Korngrenzflächen-Migration (GBM). Deformationslamellen sind typisch für intrakristalline Deformation bei niedrigen Temperaturen. Sehr schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 4,0 (Probe A03/07).</p>	<p>Bild 4: Gebänderter Polyquarz mit undulös auslöschenden Subkörnern in einer Matrix aus feinkörnigen Monoquarzen und Pseudomatrix. Das Korn zeigt ein typisches Gefüge dynamischer Rekristallisation. Sehr schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 4,0 (Probe H08/05).</p>
<p>Bild 5: Polyquarz aus mehreren Subkörnern mit unterschiedlicher Metamorphose-Geschichte: Links deutlich gestreckter Polyquarz mit dynamischer Rekristallisation, daneben undulöses Subkorn mit internen Subkornlamellen und suturiert angrenzend ein weniger undulöses Subkorn. Grobklastische Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe H09/19).</p>	<p>Bild 6: Extremer Fall mehrerer, unterschiedlich ausgerichteter Deformationslamellen und Subkornbildungen mit Korngrenzflächen-Migration (GBM) in Pseudomatrix-reichem sehr schlecht sortiertem, grobkörnigem Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe A03/09).</p>
<p>Bild 7: Intensive GBM in suturiertem Polyquarz, mit einer teilweisen dynamischen Rekristallisation. Korngrenzmigrations-Rekristallisation (GBM recrystallisation) führt zu unregelmäßigen Subkorn Grenzen und Bildung neuer, kleiner Subkörner durch quasi-statische Rekristallisation. Sehr schlecht sortierter Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 4,0 (Probe A03/05).</p>	<p>Bild 8: Polyquarz mit starker Korngrenzflächen-Reduzierung (GBAR = grain boundary area reduction) die letztlich zur Erholung des Kornes (recovery) und damit wieder zu einem polygonalen Gefüge führt. Sehr schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe A03/09).</p>



<p>Bild 1: Aggregat mit Quarz-Plagioklas-Verwachsung. Der Plagioklas zeigt senkrecht aufeinander endende polysynthetische Zwillings-Lamellen (Periklin-Gesetz, Albit-Gesetz). Daneben Monoquarze und deformierte sedimentäre Lithoklasten in schlecht sortiertem, grobkörnigem Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe A02/15).</p>	<p>Bild 2: Korn mit graphischer Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz als Hinweis auf Pegmatite oder saure Plutonite im Liefergebiet. Daneben Monoquarze und stark deformierte sedimentäre Lithoklasten (Pseudomatrix). Schlecht sortierter, mittel- bis grobkörniger Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe A02/15).</p>
<p>Bild 3: Gering alterierter Plagioklas mit polysynthetischer Verzwilligung nach dem Albit-Gesetz und eckiger, teils idiomorpher Kornform. Daneben Polyquarze, bräunlichrote Biotite und opake Körner in einer Masse aus Pseudomatrix. Mäßig gut sortierter, mittel- bis grobkörniger Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe H09/44).</p>	<p>Bild 4: Polysynthetisch verzwilligter Plagioklas mit feinen Sericit-Einschlüssen und eckiger Kornform. Daneben eckige Monoquarze, deformierte Tonstein- und Siltsteinklasten in einer Matrix mit hohem Anteil an opaken Körnern. Mäßig gut sortierter, grobkörniger Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe H03/01).</p>
<p>Bild 5: Sericitisierter Kalifeldspat (Orthoklas) mit gut gerundeter Kornform. Links sind polygonal aneinandergrenzende Quarzkörner zu erkennen, die buchtartig in den Kalifeldspat hineingreifen. Dies könnte ein Hinweis auf einen quarzporphyrischen oder porphyritischen Ursprung sein. Grobkörniger Sandstein der grobklastischen Hochwipfel-Einheit. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe H09/15).</p>	<p>Bild 6: Nach dem Karlsbader-Gesetz verzwilligter, gerundeter Kalifeldspat mit zahlreichen Einschlüssen von Apatit, Rutil und Epidot. Grobkörniger Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe A03/03).</p>
<p>Bild 7: Mikroklin mit charakteristischer Gitterung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. Daneben Monoquarze und deformierte sedimentäre Lithoklasten. Gut bis mäßig sortierter, mittel- bis feinkörniger Sandstein der heterolithischen Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 10,0 (Probe A03/06).</p>	<p>Bild 8: Plagioklas mit polysynthetischer Verzwilligung und mehrphasiger tektonischer Beanspruchung. Das Korn zeigt eine schräg versetzende, wahrscheinlich parallel (001) verlaufende Deformation sowie einen diagonal durchlaufenden Bruch, an dem ein weiterer Bruch endet. Grobklastische Hochwipfel-Formation. Gekreuzte Nichols, Objektiv-Vergrößerung x 6,3 (Probe H09/21).</p>

