

**Titel, Erklärung, Widmung, Zusammenfassung, Abstract, Inhaltsverzeichnis  
und Kapitel 1 bis 5 (Seite 1-58)**

<b>6 Sedimentpetrographische Analyse .....</b>	<b>59</b>
<b>6.1 Allgemeine petrographische Beschreibung .....</b>	<b>59</b>
6.1.1 Hochwipfel-Formation .....	59
6.1.2 Auernig-Formation .....	60
<b>6.2 Leichtmineralanalyse .....</b>	<b>60</b>
6.2.1 Definition und Herkunft des detritischen Mineralbestands .....	60
6.2.2 Darstellung der Ergebnisse .....	66
6.2.2.1 Petrofazies .....	66
6.2.2.2 Provenanz .....	72
6.2.3 Fazit .....	86
<b>6.3 Schwermineralanalyse .....</b>	<b>89</b>
6.3.1 Definition und Herkunft des Schwermineralbestandes .....	89
6.3.2 Stabilitäts- und Verwitterungsparameter der Schwerminerale .....	97
6.3.3 Darstellung und Diskussion der Ergebnisse .....	101
6.3.3.1 Hochwipfel-Formation .....	101
6.3.3.2 Auernig-Formation .....	108
6.3.4 Fazit .....	111
6.3.5 Mineralchemie der Schwerminerale .....	113
6.3.5.1 Chromspinell .....	113
6.3.5.2 Amphibole (Hornblenden) .....	116
6.3.5.3 Granat .....	118
6.3.5.4 Turmalin .....	119
<b>6.4 Beziehungen zwischen dem Leicht- und Schwermineralbestand         sowie der Mineralchemie .....</b>	<b>121</b>

**Kapitel 7 bis 12 (Seite 124-182), Anhang, Lebenslauf und Beilage**

## 6 Petrographie

### 6.1 Allgemeine petrographische Beschreibung

Mit der sedimentpetrographischen Analyse wird unter anderem der Modalbestand der Sandsteine erfasst. Die Sandsteine der Hochwipfel- und Auernig-Formation unterlagen einer Diagenese und mikrostrukturellen Deformation sowie einer geringen Metamorphose (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Diese Faktoren äußern sich in der Neubildung und textuellen Einregelung von Phyllosilikaten, der Serizitisierung von Feldspäten und der Umwandlung von vulkanischen Gesteinsbruchstücken. In Bezug auf die Modalanalyse und die Mengenverhältnisse der verschiedenen Hauptparameter haben diese Faktoren jedoch keinen signifikanten Einfluss (KRAWINKEL et al., SUBMITTED; vgl. auch FLOYD et al., 1991).

#### 6.1.1 Hochwipfel-Formation

Um korngößenabhängige Änderungen des detritischen Mineralbestands möglichst auszuschließen, wurden nur Mittelsandsteine der Hochwipfel-Formation untersucht. Die detritischen Komponenten in der Hochwipfel-Formation umfassen ein weites Spektrum von monomineralischen Körnern (Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit und Schwerminerale), von polymineralischen Körnern (Chert, Quarz-Chlorit-Glimmer-Aggregate), von magmatischen Lithoklasten (Vulkanite, Plutoniten), von metamorphen Lithoklasten (Glimmerschiefer, Tonschiefer, Gneise) und sedimentären Lithoklasten (Sandsteine, Siltsteine, Tonsteine). Karbonatische Lithoklasten und Fossilien sind nicht oder nur in extrem untergeordneten Mengen vorhanden. Die meisten Komponenten stammen aus Liefergebieten, die außerhalb des Ablagerungsraumes lagen. Nur bei den sedimentären Lithoklasten kann man vermuten, dass zum Teil aufgearbeitetes Material aus älteren Einheiten der Hochwipfel-Formation vorhanden ist. Bei den untersuchten Sandsteinen der Hochwipfel-Formation handelt es sich um mäßig bis schlecht sortierte Litharenite, feldspatreiche Litharenite, Sublitharenite und lithische Subarkosen sowie um einige Subarkosen (Abb. 6.1a). Die Komponenten sind überwiegend eckig bis angerundet. Der Zementanteil ist im allgemeinen niedrig (< 5%). Falls die Sandsteine zementiert sind, dann sind sie vor allem kieselig und untergeordnet karbonatisch gebunden. Außerdem kommen noch Illit und Chlorit als Zement vor. Als Grund für den geringen Zementanteil kann die Kompaktion während der Diagenese und eine leichte postsedimentäre Metamorphose angenommen werden.

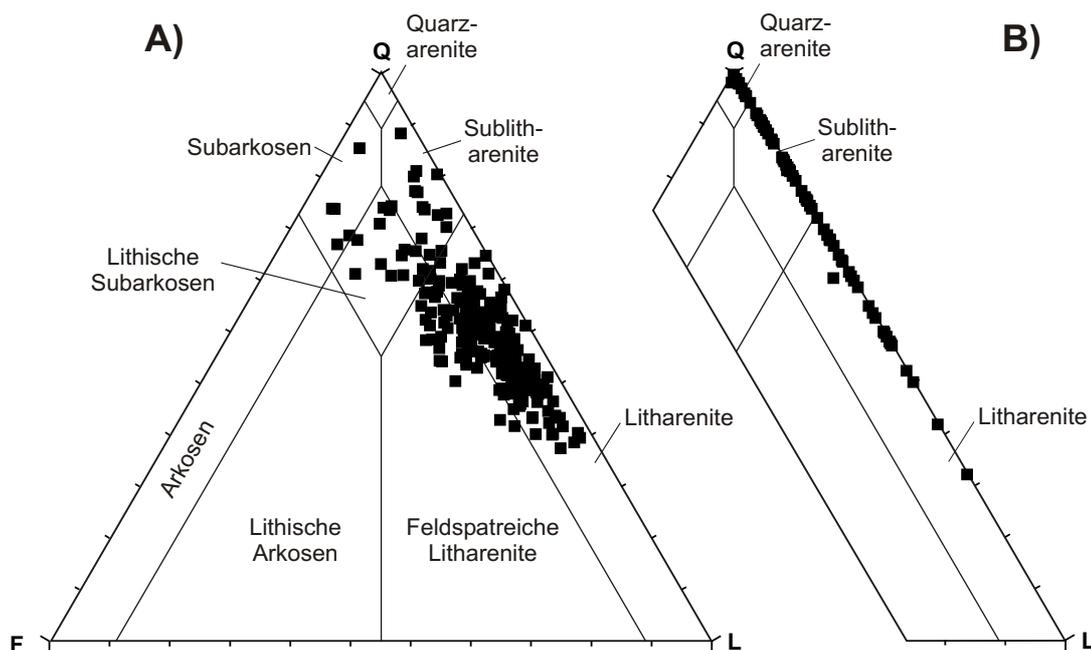


Abb. 6.1: Klassifikation der Hochwipfel-Sandsteine (A) und Auernig-Sandsteine (B) nach McBRIDE (1963)

Spuren der Kompaktion sind an deformierten Klasten, konkav-konvex Kornkontakten und verbogenen/geknickten Glimmern zu erkennen (Fototafel 2; Teil 2). Der Porenraum sowie die primäre und sekundäre Porosität ist sehr gering oder in den meisten Fällen überhaupt nicht vorhanden. Durch die Kompaktion während der Diagenese und durch die geringe nachträgliche Metamorphose werden zum einen die primären Porenräume und zum anderen die durch Lösungen gebildeten sekundären Porenräume weitestgehend zerstört. Darin liegt wahrscheinlich auch die Ursache des niedrigen Zementgehaltes, da die Zemente keine großvolumige Fluidzufuhr erhalten und deshalb auf eng benachbarte Lösungsvorgänge angewiesen sind.

Der primäre Porenraum und der Matrixgehalt ist schwer zu bestimmen, da durch Deformation (Kompaktion) und diagenetische Umwandlung (Illitisierung, Chloritisierung) die instabilen Komponenten wie Phyllite, Feldspäte und Vulkanite, in den Porenraum zwischen stabileren Klasten eingeschmiert werden. Infolgedessen ist ihre ursprüngliche Textur zerstört, so dass man von Pseudomatrix sprechen muss. Der überwiegende Teil der feinkörnigen, phyllosilikatischen Anteile wird als Pseudomatrix angesehen. Der Gehalt an Grundmasse bzw. Pseudomatrix liegt zwischen 10 % und 20 % (KUTTEROLF et al., 2000A).

### 6.1.2 Auernig-Formation

Bei den untersuchten Sandsteinen der Auernig-Formation handelt es sich ausschließlich um Sublitharenite, Quarzarenite und quarzreiche Litharenite (Definition nach MCBRIDE, 1963; Abb. 6.1b). Das Korngrößenspektrum der untersuchten Sandsteine der Auernig-Gruppe variiert jedoch sehr stark, und man muss berücksichtigen, dass dadurch das Verhältnis der Hauptmodalbestandteile zueinander beeinflusst werden kann. Zum Beispiel besitzen die konglomeratischen Folgen der Auernig-Formation bei Betrachtung der groben Komponenten einen erheblich höheren Anteil an höher metamorphen Klasten (Glimmerschiefer), als die Sandsteine. Die Korngröße der untersuchten Dünnschliffe reicht vom Feinsand bis zum Mittelkiesbereich (7 mm). Die Kornkontakte sind überwiegend konkav-konvex bis suturiert und die Sandsteine sind meist stark kompaktiert (BLAUROCK, 2000). Der Modalbestand der Sandsteine setzt sich in der Mehrzahl aus mono- und polykristallinem Quarz zusammen. Am zweithäufigsten treten Lithoklasten (metamorphe Sand- und Siltsteinklasten, Cherts, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Quarz-Chlorit-Glimmer-Aggregate und Vulkanoklasten) und Glimmer auf. Die Komponenten sind teilweise eingeregelt, was auf eine postsedimentäre, metamorphe Überprägung zurückgeht. Die Sandsteine umfassen ein breites Spektrum der Sortierung. Es gibt sowohl gut, bis sehr gut, als auch schlecht sortierte Sandsteine. Im Durchschnitt sind sie mäßig sortiert und die Komponenten sind meist eckig bis angerundet. Die Sphärizität der Komponenten ist mäßig bis gering (BLAUROCK, 2000). Nach BLAUROCK (2000) geht das Intergranularvolumen in den bearbeiteten Proben gegen Null. Primäre Porosität ist kaum erhalten, sekundäre Porosität ist in Form von weggelösten Dolomithomboedern zu finden (BLAUROCK, 2000). Ein Teil der Proben ist dolomitisch oder auch calzitisch zementiert. Als Bindemittel ist aber Quarzzement vorherrschend, wobei der Zementanteil meist unter 5 Prozent liegt.

Der Gehalt an Grundmasse bzw. Pseudomatrix liegt meist unter 5 % (BLAUROCK, 2000, vgl. KRÄINER, 1992). Kompaktion ist an deformierten Klasten, konkav-konvex und suturierten Kornkontakten und verbogenen/geknickten Glimmern zu erkennen (vgl. Bildtafel 2).

## 6.2 Leichtmineralanalyse

Die Leichtmineralanalyse bezeichnet die quantitative Analyse des Mineral- und Mineralaggregatbestandes mit einer Dichte unter  $2,88 \text{ g/cm}^3$  an Dünnschliffen von Gesamtgesteinsproben.

### 6.2.1 Definition und Herkunft des detritischen Mineralbestands (vgl. Fototafel 2)

#### Quarz

Detritische Quarze sind die häufigsten Komponenten der Hochwipfel-Formation (35-70%) und der Auernig-Formation (60-95%). Detritischer Quarz kann aus sedimentären, magmatischen, aber auch metamorphen Quellen stammen. Undulösität, Polykristallinität, Textur und Kornumrisse von Quarzen können nach BASU et al. (1975) und BASU (1985) Hinweise auf ihre

Herkunftsgesteine geben. Um die kennzeichnenden Unterschiede der jeweiligen Ausgangsquellen nicht zu verlieren, werden die detritischen Quarze bei dieser Untersuchung durch verschiedene Parameter beschrieben und eingeteilt. Nach TORTOSA et al. (1991) ist es nützlich, diese Unterteilung vorzunehmen und kann einen ersten Eindruck über die Ausgangsgesteine liefern, wenngleich die Aussage im Hinblick auf die Provenanz nicht eindeutig ist. Das Spektrum reicht von Individuen mit einfacher Auslöschung über leicht „beanspruchte“ Quarze mit undulöser Auslöschung bis hin zu Quarzklasten mit Einschlüssen und „Boehm'sche Lamellen“. Es treten Monoquarze, Polyquarze und Cherts auf. Die Quarze sind gut bis schlecht gerundet (vgl. Fototafel 2 – Teil 2).

#### *Monoquarz*

Ein Großteil der Monoquarze ist mäßig bis gut gerundet. Bei den Monoquarzen wurde in nicht, bis leicht undulöse (< 5° Auslöschungsschiefe) und stark undulöse (> 5° Auslöschungsschiefe) Quarze unterschieden. Resedimentierte Monoquarze, die durch gerundete, syntaxiale Quarzanwachssäume gekennzeichnet sind, sind kaum vorhanden. Monoquarze mit gerader Auslöschung, Resorptionsbuchten und fehlenden Einschlüssen, wie sie typisch für vulkanische Quarze sind (FOLK, 1980), treten untergeordnet auf. Selten auftretende Monoquarze mit Helminthstrukturen („Geldröllchen“; vgl. Fototafel 2 – Teil 2), die nach TRÖGER (1967) aus Rhipidolith (Chlorit) bestehen, weisen auf grünschieferfaziell überprägte, intrudierte Quarzgänge im Liefergebiet hin (TRÖGER, 1967). Keine oder geringe Undulösität (< 5°) bei Monoquarzen deutet auf plutonische oder sehr hochgradig metamorphe Ausgangsgesteine hin, während hohe Undulösität (> 5°) auf niedergradige, metamorphe Ausgangsgesteine hinweist (BASU, 1985). Zudem muss man davon ausgehen, dass ein Teil der Monoquarze, trotz fehlender syntaxialer Quarzanwachssäume, aus aufgearbeiteten Sedimenten stammt (vgl. Fototafel 2 – Teil 2).

#### *Polyquarz*

Quarzaggregate mit zwei oder mehr Subkörnern in Grobsilt- bis Sandkorngröße werden als Polyquarz klassifiziert. Die Polyquarze sind allgemein weniger gut gerundet als die Monoquarze. Die Subkorn Grenzen sind gerade bis suturiert. Die Polyquarze zeigen häufig gestreckten und gebänderten Habitus. Chert besteht aus mikrokristallinem Quarz (1-20 µm; FOLK, 1980) bzw. aus zahlreichen Subkörnern in Fein- bis Mittelsiltgröße. Cherts werden bei monomiktem Auftreten von Quarzkörnern zu den Polyquarzen hin zugerechnet (INGERSOLL & SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985). Polyquarze mit kleinen, suturierten und/oder gestreckten Subkörnern finden sich häufig in niedergradigen Metamorphiten und sollen nach VOLL (1960) das Produkt von „cold working“ (Kaltverformung) sein. Polyquarze mit längeren, geraden Korn Grenzen sind in plutonischen und hochmetamorphen Gesteinen häufig (BASU et al., 1975; FOLK, 1980; BASU, 1985; FÜCHTBAUER, 1988) und werden als Produkt des sogenannten „static annealing“ (statisches Härten) von hoch beanspruchtem Quarz beschrieben (VOLL, 1960) (vgl. Fototafel 2 – Teil 2).

#### *Feldspat*

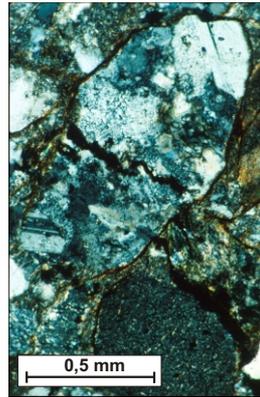
Es treten überwiegend Plagioklase und weniger Kalifeldspäte auf (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Die Feldspäte sind im allgemeinen schlecht gerundet und oftmals sind Kristallflächen zu erkennen. Die Plagioklase sind vorwiegend polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Die teilweise sehr breiten Zwillingslamellen sprechen für einen hohen Anorthitgehalt der Plagioklase (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Sanidine und basische (Ca-reiche) Plagioklase (Anorthite) weisen auf vulkanische Edukte hin (FOLK, 1980; FÜCHTBAUER, 1988). Einige der Plagioklase weisen Gleitzwillinge auf, wie sie für vulkanische Plagioklase nicht selten sind (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Kalifeldspäte sind oft als Fleckenperthite ausgebildet, wobei die perthitische Entmischung zum Kern der Kristalle hin zunimmt. Vereinzelt treten auch Kalifeldspäte auf, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die Kalifeldspäte sind meist schon stark umgewandelt und serizitisiert. Mikroklin kommt nur sehr untergeordnet vor (KRAWINKEL et al., SUBMITTED) (vgl. Fototafel 2 – Teil 2).

Kalifeldspäte und Plagioklase sind meist Anzeichen für eine magmatische Provinz im Hinterland und sind mit 60-65 Gew.-% Anteil die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale der Erdkruste (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Geringeres Auftreten von Feldspäten ist nicht zwangsläufig auf das Fehlen von magmatischen Gesteinen im Hinterland zurückzuführen.

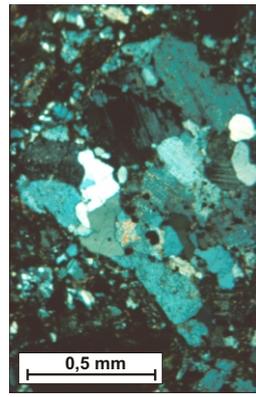
## Fototafel 2 - Dünnschliffbilder (Teil 1): Vulkanische und Plutonische Gesteinsbruchstücke



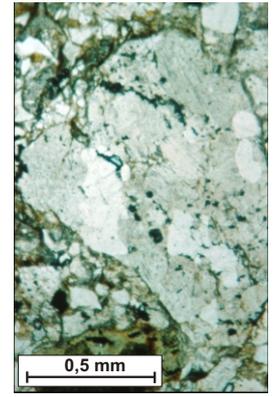
1) Graphische Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz A1/4\*



2) Plutonitklast (X Nicols) Ks26/3 +



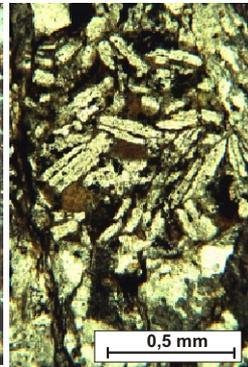
3) Plutonitklast (X Nicols) A1/22\*



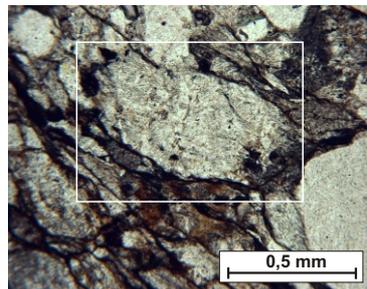
4) Plutonitklast (Durchlicht) A1/22\*



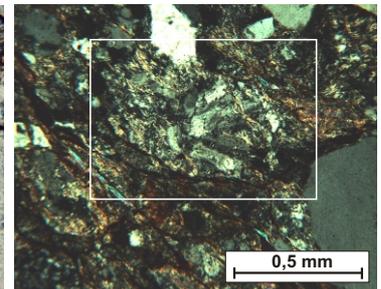
5) Vulkanitklast P 24/1 #



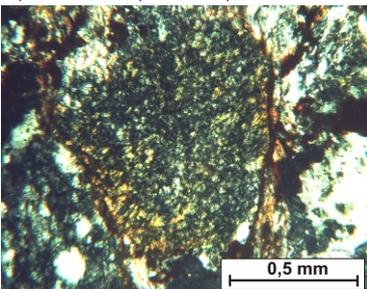
6) Vulkanitklast A1/11\*



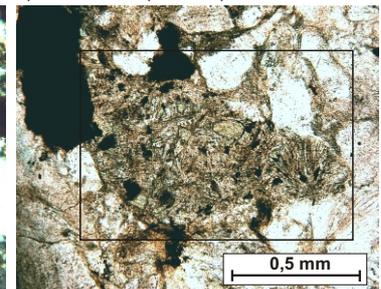
7) Plutonitklast (Durchlicht) P24/1 #



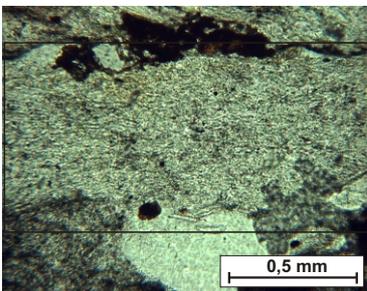
8) Plutonitklast (X Nicols) P24/1 #



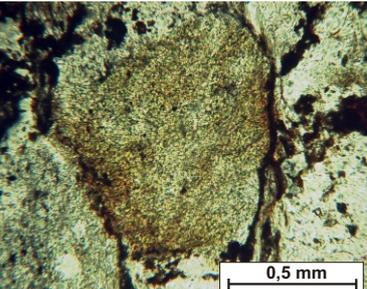
11) Umgewandeltes vulkan. Glas (X Nicols) P16/8 #



12) Umgewandeltes vulkan. Glas (Durchlicht) A1/6\*



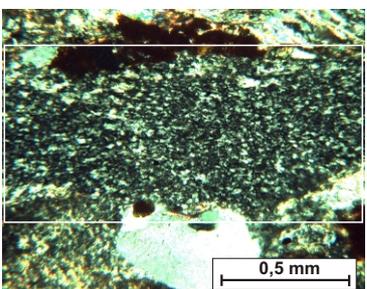
9) Umgewandeltes vulkan. Glas (Durchlicht) P18/10 #



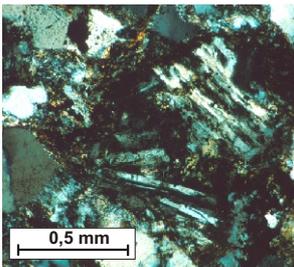
13) Umgewandeltes vulkan. Glas (Durchlicht) A1/16\*



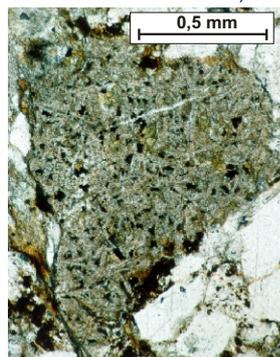
14) Vulkanitklast (Durchlicht) T12 +, #



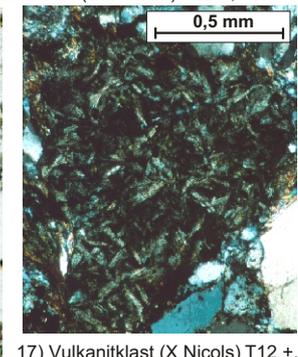
10) Umgewandeltes vulkan. Glas (X Nicols) P18/10 #



15) Vulkanitklast (X Nicols) T12 +, #



16) Vulkanitklast (Durchlicht) T12 +, #



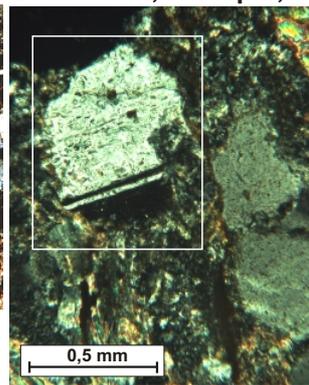
17) Vulkanitklast (X Nicols) T12 +, #

Die Bilder stammen aus der Hochwipfel- und Auernig-Formation der Karawanken. Aufgenommen von R. Diener (\*), H. Krawinkel (+), S. Kutterolf (#) und N. Spengler (\$).

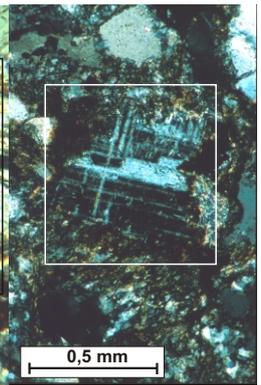
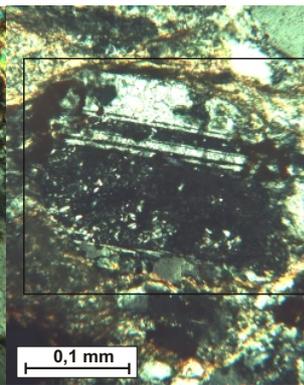
## Fototafel 2 - Dünnschliffbilder (Teil 2): Quarzvarietäten, Feldspat, Glimmer und Kaolinit



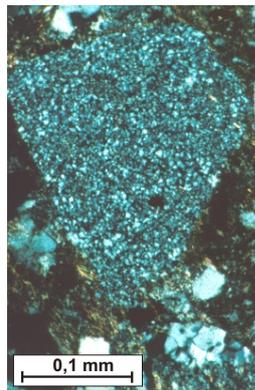
1) Kalifeldspat mit Einsprenglingen A1/25 \*



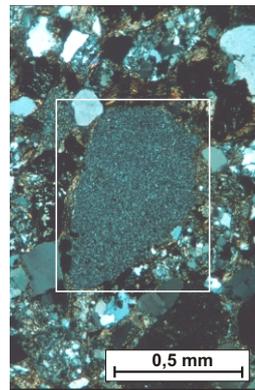
2) & 3) Plagioklas mit breiten Zwillingslamellen P51/4 #



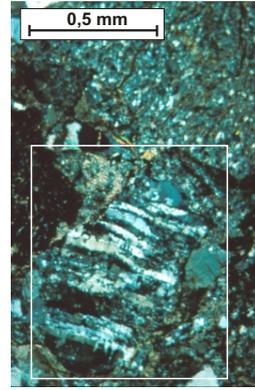
4) Mikroklin Ks25/9 \$



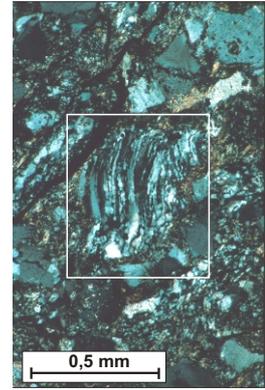
5) Chert SS4/3 #



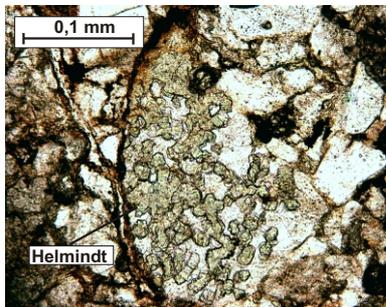
6) Chert Ks26/3 \$



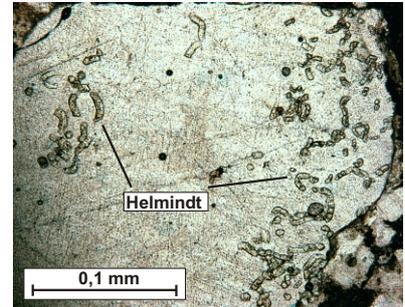
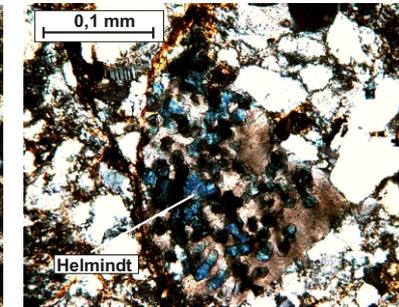
7) Gebänderter Polyquarz T12 +, #



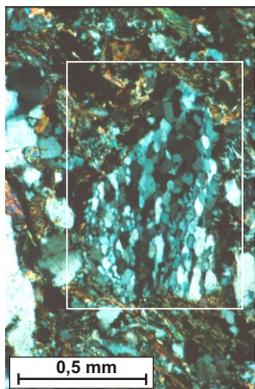
8) Gebänderter Polyquarz Ks25/9 \$



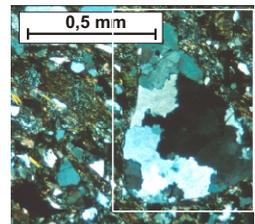
9) Quarz mit Helmsindt-Strukturen (Durchlicht)



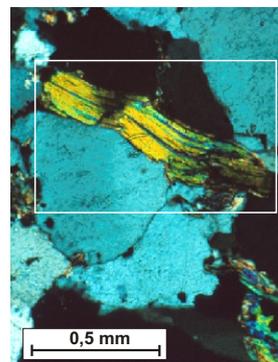
11) Quarz mit Helmsindt-Strukturen P42/7 #



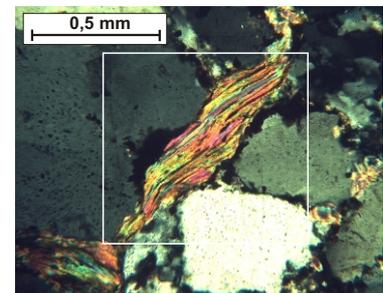
12) Polyquarz mit geraden Kornkontakten Z8 #



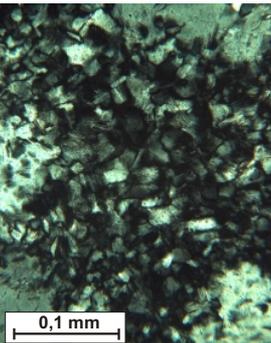
13) Polyquarz mit suturierten Kornkontakten Z8 #



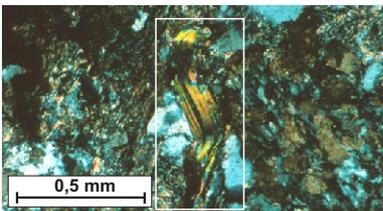
14) Deformierter Glimmer T6 +, #



15) Deformierter Glimmer P29/2 #

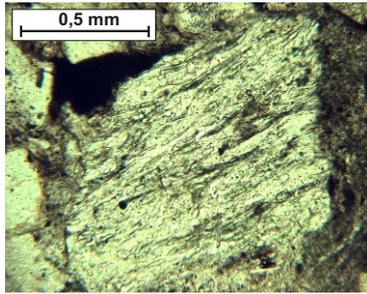


16) Kaolinit P18/8 #

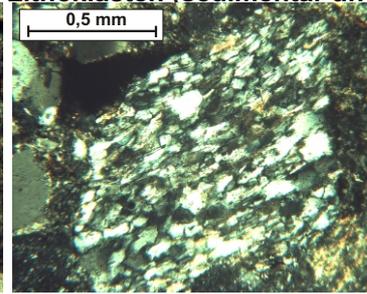


17) Deformierter Glimmer Est0/2 #

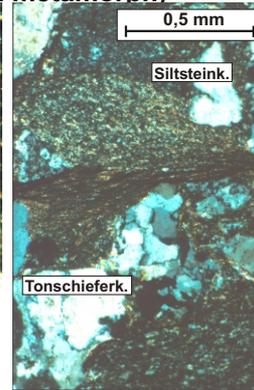
### Fototafel 2 - Dünnschliffbilder (Teil 3): Lithoklasten (sedimentär und metamorph)



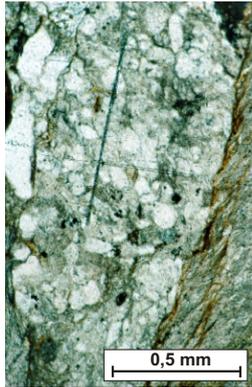
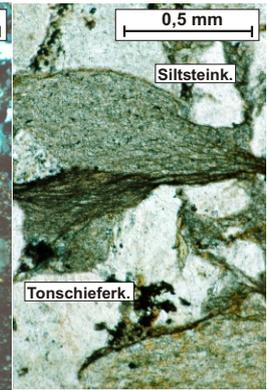
1) Metasediment (Durchlicht) P14/3 #



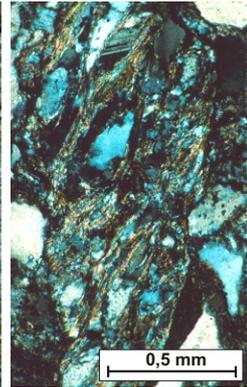
2) Metasediment (X Nicols) P14/3 #



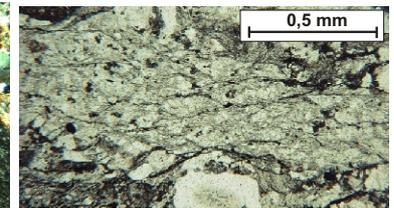
3) & 4) Tonschiefer- und Siltsteinklast Ks11/2 +, #



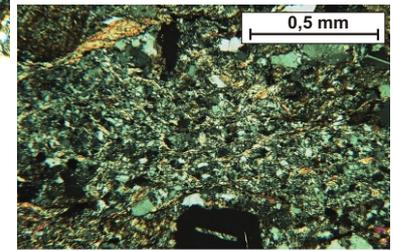
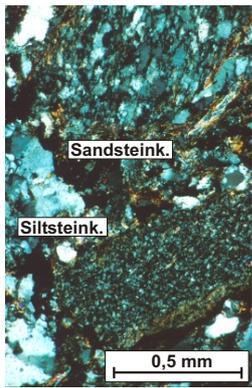
5) & 6) Sandsteinklast leicht überprägt (Durchlicht und X Nicols) Ks11/2 +, #



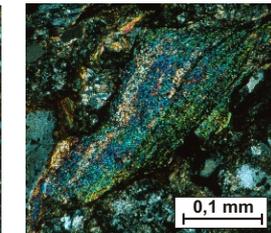
7) Lydit (X Nicols) SS4/3 #



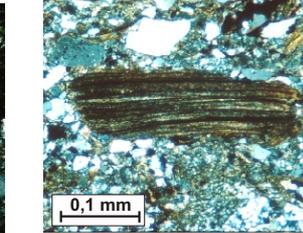
8) Sandsteinklast (Durchlicht) P59/3 #



9) Sandsteinklast (X Nicols) P59/3 #

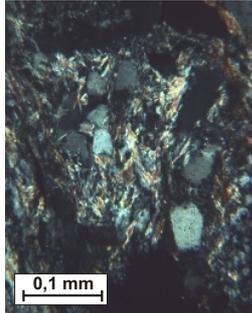


10) Sandstein- und Siltsteinklast N4 #

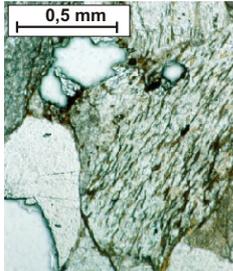


11) Phyllitklast P31/4 #

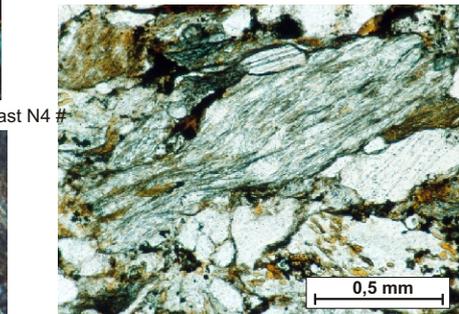
12) Tonschieferklast (X Nicols) N6 +, #



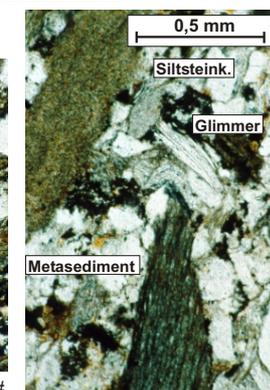
13) Quarz-Glimmer Verwachsung P58/5 #



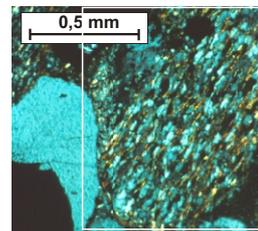
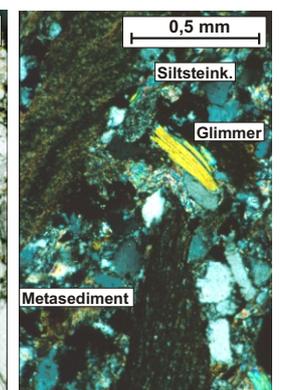
17) Glimmerschieferklast (Durchlicht) P13/2 #



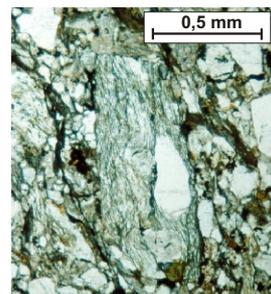
14) Metasedimentklast (ehem. Sandstein) N6 +, #



15) & 16) Siltsteinklast, Metasedimentklast und Glimmer R18 #



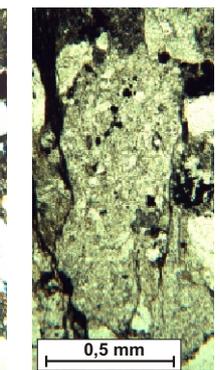
18) Glimmerschieferklast (X Nicols) P29/3 #



19) Glimmerschieferklast (Durchlicht) P6/2 #



20) & 21) Sandsteinklast (Durchlicht und X Nicols) P18/15 #



Im allgemeinen sind Feldspäte ausgezeichnete Provenanz-Indikatoren, da der variable Chemismus und die vielfältigen physikalischen Eigenschaften Hinweise auf die Petrogenese von Feldspäten geben (HELMOLD, 1985). Auf Grund ihrer Instabilität während Verwitterung, Diagenese und Metamorphose kann die Aussagefähigkeit detritischer Feldspäte im Hinblick auf die Provenanz häufig stark eingeschränkt sein. Zum Beispiel unterliegen sie während der Diagenese im Bezug auf den Gesamtfeldspatgehalt, der Form, den Chemismus und im Hinblick auf die Feldspatvarietäten Veränderungen, die bei der Analyse von Sedimenten berücksichtigt werden müssen (HUTCHEON, 1990).

Gesteinsbruchstücke (vgl. Fototafel 2 – Teil 1,3)

FÜCHTBAUER (1988) bezeichnet "Partikel in Sandkorngröße, welche aus unterschiedlichen Mineralen zusammengefasst sind oder aus mindestens drei Kristallindividuen der gleichen Mineralart bestehen", als Lithoklasten. In dieser Arbeit werden Aggregate die aus mindestens zwei unterschiedlichen Komponententypen bestehen, als Lithoklasten bezeichnet. Für Quarz-Aggregate, die bei einigen Provenanzdiagrammen zu den Lithoklasten gezählt werden, wird die Unterteilung in verschiedene Polyquarztypen benutzt (vgl. oben). Aus den Gesteinsfragmenten lässt sich sehr gut auf ihr Ausgangsmaterial schließen, und sie stellen damit relativ gute Liefergebiets-Indikatoren dar. In dieser Arbeit werden deshalb eine große Zahl an unterschiedlichen Lithoklastentypen definiert, um einen möglichst guten und differenzierten Eindruck über das Auftreten der Lithoklasten zu bekommen. Übergeordnet treten sedimentäre, metamorphe und magmatische Klasten auf.

*Sedimentäre Gesteinsbruchstücke*

In der Gruppe der sedimentären Gesteinsbruchstücken sind siltige bis sandige Klasten, Tonklasten, Karbonatklasten sowie Lyditklasten unterschieden worden. Siltsteinklasten bestehen aus Quarzkörner im Siltkorngrößenbereich, Glimmern und anderen Tonmineralen. Sandsteinklasten besitzen Sandkörner zwischen 63µm und 2 mm. Die feinklastischen Komponenten (pelitische bis feinsandige Klasten) sind teilweise postsedimentär plastisch deformiert und können Übergänge zu Pseudomatrix (GARZANTI, 1991) und leichtmetamorphen Gesteinsbruchstücken zeigen. Wenige sedimentäre Klasten stellen Aufarbeitungsprodukte (rip-up-clasts) des Untergrundes dar, die zerkleinert und in das Sandsteingefüge eingearbeitet sind (vgl. Fototafel 2 – Teil 3).

*Magmatische Gesteinsbruchstücke* (vgl. Fototafel 2 – Teil 1)

Magmatische Gesteinsbruchstücke setzen sich aus plutonischen und vulkanischen Klasten zusammen.

**Plutonite:** Im allgemeinen sind die plutonischen Klasten gut gerundet. Sie weisen deutlich verwachsene Mineralkomponenten (mindestens Quarz, Feldspat) auf und sind meist Granite und Granodiorite.

**Vulkanite:** Vulkanoklasten zeigen leistenförmige Feldspateinsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse und Glasrelikte (KRAWINKEL ET AL., SUBMITTED). Die vulkanischen Gesteinsbruchstücke sind eckig bis angerundet. Klasten, die nur aus Grundmasse bestehen, können oft nicht eindeutig als vulkanische Klasten erkannt werden und erscheinen daher insbesondere im deformierten Zustand als Pseudomatrix (FÜCHTBAUER, 1988). Diese Komponenten wurden deshalb nicht gezählt. Die im Sandstein enthaltenen Cherts können teilweise mißinterpretiert werden, da paläozoische vulkanische Gläser oftmals entmischt sind und in ihrem Aussehen Cherts ähneln, vor allem wenn vereinzelt Fremdminerale (Feldspat, Zeolithe, Glimmer) enthalten sind (mündliche Mitteilung SCHMINCKE, 1999). Der fehlende Quarz und die zahlreichen Einsprenglinge (Plagioklasleisten) weisen auf überwiegend basische bis intermediäre Vulkanoklasten hin. Zusätzlich treten noch Klasten auf, die dem Anschein nach feine Cherts sind, aber viele Fremdkristalle beinhalten und umgewandelte Glasrelikte darstellen. Wenn man die Glasrelikte zu den vulkanischen Klasten zählt, um zumindest einen Teil der durch Umwandlung zerstörten Vulkanoklasten zu erfassen, dann ändert sich der Maximalwert nicht, aber der Durchschnitt der in der Hochwipfel-Formation vorkommenden Vulkanoklasten erhöht sich auf 10-15 %. Auffallend ist, daß in den Sandsteinen mit vielen, zum Teil frischen Vulkanoklasten, kaum Glasrelikte vorhanden sind. Dies ändert sich proportional zum auftretenden Alterierungsgrad der Vulkanoklasten.

### *Metamorphe Gesteinsbruchstücke* (vgl. Fototafel 2 – Teil 3)

Die metamorphen Gesteinsbruchstücke sind in leicht- und hochmetamorphe Gruppen unterteilt. Diese Unterteilung wird auf Grund provenanzrelevanter Kennzeichen getroffen, da die leichtmetamorphen Klaster aus sehr gering metamorph überprägten Ausgangsgesteinen stammen. Die höher metamorphen Klaster hingegen weisen auf ein metamorphes Ausgangsgestein hin.

**Leichtmetamorphe Klaster:** Zu den leichtmetamorphen Gesteinsbruchstücken werden Tonschieferklaster, Metapsammite (metamorphe Silt- und Sandsteine), Phyllite und Quarz-Glimmerverwachsungen gezählt. Tonschieferklaster stammen aus niedermetamorphen Ausgangsgesteinen. Metapsammite bestehen aus ehemaligen Silt- und Sandsteinen, die leicht metamorph überprägt wurden und deren Komponenten Einregelung (Glimmerlagen) zeigen. Reliktartige Kornrundungen sind in Metapsammiten zum Teil noch erkennbar. Phyllite sind ehemalige Tonsteine, die höhergradig metamorph beansprucht worden sind als Tonschiefer. Quarz/Glimmer-Verwachsungen sind Aggregate aus Polyquarz und Glimmer. Die Komponenten sind nicht eingeregelt und es sind keine bevorzugten Lagen zu erkennen.

**Hochmetamorphe Klaster:** Als stärker metamorphe Gesteinsbruchstücke werden lagige Quarz/Glimmer-Verwachsungen, Glimmerschiefer und Gneise berücksichtigt. Quarz/Glimmer-Verwachsungen sind Aggregate aus Polyquarz und Glimmer. Die Komponenten sind eingeregelt und es ist eine lagige Struktur zu erkennen. Glimmerschieferklaster stammen aus Ausgangsgestein, das mittelgradige (grünschieferfazielle) Metamorphose erfahren hat. Gneisbruchstücke kommen in den untersuchten Formationen sehr selten vor. Wenn sie auftreten, dann zeichnen sie sich durch eine „Augengneisstruktur“ mit klar erkennbarer Mobilisierung und Ausscheidung unterschiedlicher Mineralphasen in verschiedenen Lagen aus. Insgesamt kann man aber beobachten, dass nur wenige hochmetamorphe Klaster wie Glimmerschiefer oder Gneise in den Sedimenten der Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation auftreten (vgl. Tab. 6.1)

### Glimmer/Chlorit (vgl. Fototafel 2 – Teil 2)

Glimmer treten durch ihre lebhaften, leuchtenden Interferenzfarben, sowie ihre gute Spaltbarkeit hervor. Zusätzlich erkennt man die Biotite an ihrem kennzeichnenden, dunkelbraunen Pleochroismus. Chlorit ist durch seine kennzeichnende grüne Eigenfarben, den grün bis dunkelgrünen Pleochroismus und die oft anomalen lederbraunen Interferenzfarben gekennzeichnet. Die detritische Glimmer weisen oftmals deutliche Verbiegungen, bis hin zu Brüchen, auf. Dies ist auf mehr oder weniger starke Kompaktion des Sedimentes zurückzuführen. Sie stammen aus Glimmerschiefern und Gneisen, aus plutonischen und aus vulkanischen Gesteinen. Auf Grund seiner Stabilität ist Muskovit häufiger vertreten als Biotit. Authigene Neubildungen (meist Hellglimmer) werden nicht gezählt.

### Opake/Schwerminerale (SM):

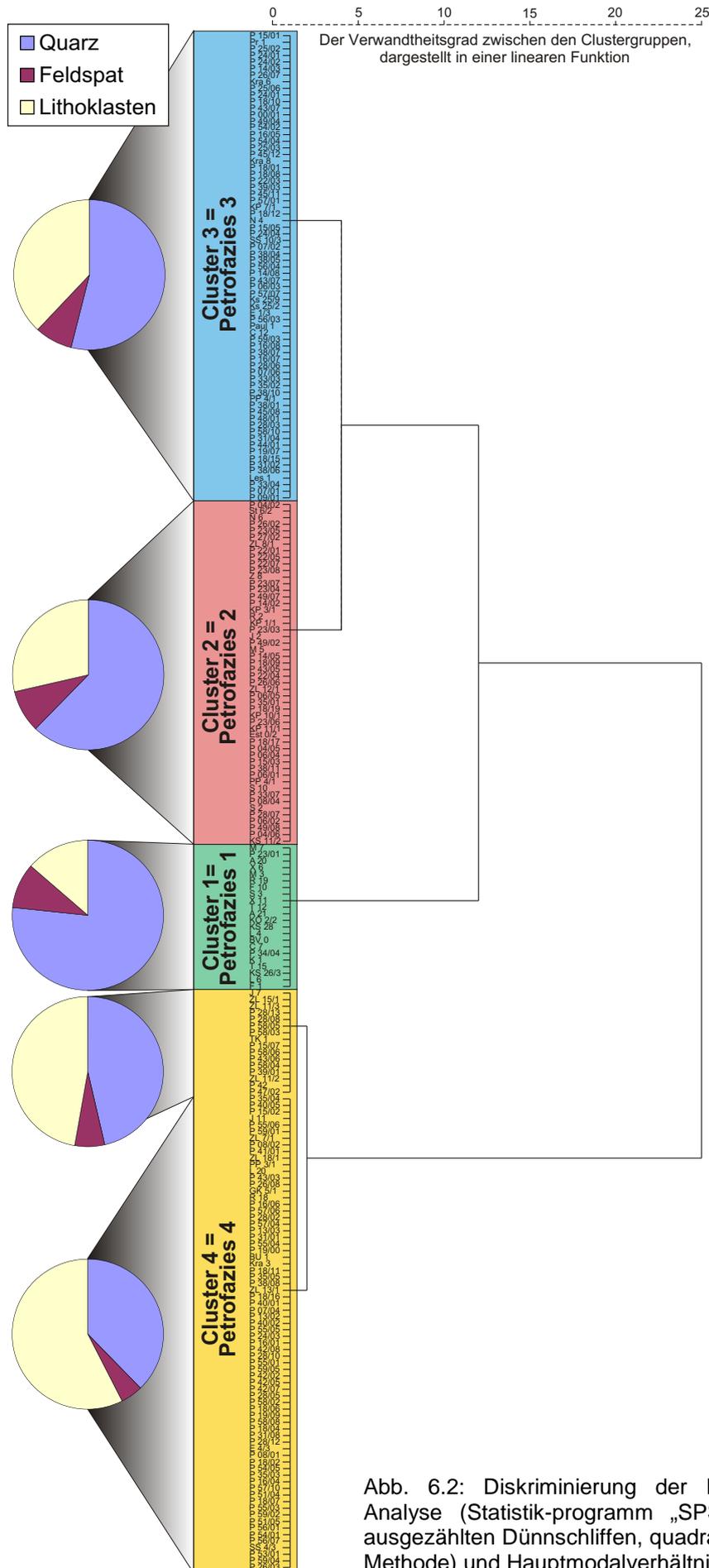
Als „Opake“ werden in der Regel lichtundurchlässige Minerale wie z.B. Magnetit, Ilmenit und Pyrit bezeichnet. Die lichtdurchlässigen Schwerminerale unterteile ich nicht weiter, da sie Gegenstand einer eigenen Untersuchungsmethode sind (Kap. 6.3). Bereits im Dünnschliff sind vereinzelt Turmaline, grüner Alkali amphibol, Chloritoid, Granat, Zirkon und Rutil erkennbar.

## 6.2.2 Darstellung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Auswertung der Dünnschliffe (vgl. Anhang 3) sind hinsichtlich ihrer Aussage zur Petrofazies und Provenanz interpretiert worden.

### 6.2.2.1 Petrofazies

Um beurteilen zu können, wie sich die Ergebnisse der Leichtmineralanalyse zueinander verhalten, wurde eine „hierarchische Clusteranalyse“ durchgeführt. Im Idealfall kann man die Daten dann in Gruppen diskriminieren und sie stratigraphisch zuordnen. Im „McBride“-Diagramm (Abb. 6.1) ist es bereits ohne statistische Analyse möglich, einige Gruppen zu definieren, die vor allem durch den Lithoklasten- und Gesamtquarzgehalt unterschieden werden können. Deshalb wurde unter Berücksichtigung der gleichen Hauptmodalbestandteile Q, Lt und



F die Clusteranalyse mit dem Programm „SPSS“ durchgeführt. Für die statistischen Berechnungen werden die Ward-Methode und der quadratisch euklidische Abstand benutzt. Damit wird für jeden Komponententeil einer Probe ein Faktor berechnet, der die Probe genau kennzeichnet. Dabei wird auch berücksichtigt, wie stark jede Komponente zur Gruppenbildung beiträgt. Die Darstellung der einzelnen Faktoren in einem dreidimensionalen Raum (3 Faktoren = 3 Komponenten = 3 Raumachsen) führt zu einem Raumgitter wo mit Hilfe des quadrierten euklidischen Abstands die Abstände zum Ursprung definiert werden. Die einzelnen Abstände der Proben zum Ursprung des Raumgitters werden dann von dem Programm miteinander verglichen und Proben gleicher Abstände werden zu Gruppen zusammengefasst (Abb.6.2 und 6.5).

#### Hochwipfel-Formation:

Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation wurden auf der Basis ihrer drei Hauptmodalparameter (Q,F,L) mit Hilfe des Statistikprogramms SPSS in vier unterschiedliche Petrofaziestypen diskriminiert (Abb. 6.2) (KRAWINKEL et al. SUBMITTED). Die Verteilung der Nebenparameter ist in Tab. 6.1 dargestellt:

Abb. 6.2: Diskriminierung der Petrofaziestypen mittels Cluster-Analyse (Statistik-programm „SPSS 9.01“; QtFL-Daten von 231 ausgezählten Dünnschliffen, quadratisch-euklidischer Abstand, Ward-Methode) und Hauptmodalverhältnisse der einzelnen Cluster.

**Petrofazies 1** umfasst Sublitharenite, Subarkosen und lithische Subarkosen ( $Q_{76}F_{11}L_{13}$ ). Diese Petrofazies weist nur einen geringen Anteil an Lithoklasten auf. Sie enthält viele Monoquarze mit einem hohen Verhältnis an nicht undulösen Quarzen (vgl. Tab. 6.1).

**Petrofazies 2** besteht aus Sublithareniten, Lithareniten, feldspatreichen Lithareniten und lithischen Subarkosen, die durch  $Q_{65}F_{10}L_{25}$  gekennzeichnet sind. Diese Petrofazies besitzt einen mäßigen Anteil an Lithoklasten, die von metamorphen Klasten dominiert werden. Sie enthält relativ viel Monoquarze mit einem erhöhten Verhältnis an undulösen Quarzen (vgl. Tab. 6.1).

**Petrofazies 3** ist durch Litharenite und feldspatreiche Litharenite ( $Q_{59}F_{6}L_{35}$ ) gekennzeichnet. Diese Petrofazies hat einen hohen Anteil an Lithoklasten, wobei metamorphe Lithoklasten überwiegen, sedimentäre und vulkanische Lithoklasten häufig sind und magmatische Lithoklasten untergeordnet auftreten (vgl. Tab. 6.1).

**Petrofazies 4** besteht aus litharenitischen Sandsteinen ( $Q_{45}F_{6}L_{49}$ ). Diese Petrofazies hat den höchsten Anteil an Lithoklasten. Sedimentäre und metamorphe Lithoklasten überwiegen. Plutonische und vulkanische Lithoklasten treten im Vergleich zu den Lithoklasten-Verhältnissen der anderen Petrofaziesgruppen häufiger auf (Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Durchschnittlicher Gehalt der Nebenparameter der einzelnen Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation

	Qm	Qp	P	K	G	PL	Lv	Ls	Lm	Llm	Lhm	Qmn	Qmu	Qpg
<b>Petrofazies 1</b>	50,04	26,58	3,58	6,16	3,51	1,13	0,56	4,11	7,81	4,05	3,76	23,43	24,67	12,52
<b>Petrofazies 2</b>	35,27	26,80	5,24	4,03	3,02	1,61	3,02	6,52	17,49	9,28	8,47	6,61	27,75	5,26
<b>Petrofazies 3</b>	30,34	23,59	4,96	3,20	2,31	1,66	5,37	6,65	24,10	13,05	11,05	4,09	24,90	5,15
<b>Petrofazies 4</b>	21,49	20,41	3,93	2,48	1,81	1,74	6,29	11,71	30,51	17,19	13,32	3,45	19,34	3,86
	Qps	Qpl	C	St	Ssi	Ssa	Ly	Mt	Mss	Mph	Mgq	Mgv	Mgs.	Mgn
<b>Petrofazies 1</b>	9,41	1,34	3,31	1,93	0,69	0,68	0,24	1,07	0,15	0,31	2,52	2,96	0,77	0,03
<b>Petrofazies 2</b>	14,49	2,47	4,22	0,62	3,46	1,68	0,35	1,15	1,26	1,25	5,62	6,60	1,82	0,04
<b>Petrofazies 3</b>	14,00	1,76	2,68	0,29	4,47	1,59	0,24	1,07	2,40	1,35	8,24	9,18	1,84	0,02
<b>Petrofazies 4</b>	9,47	2,19	4,94	0,50	7,12	2,10	0,34	1,83	4,02	2,27	8,76	11,04	2,51	0,07

Übergeordnet lassen sich nach KRAWINKEL et al. (SUMMITTED) Petrofazies 1 und 2 in einer quarz- und feldspatreichen Gruppe und Petrofazies 3 und 4 in einer quarz- und feldspatarmen Gruppe zusammenfassen (Abb. 6.2). Dies korreliert mit der stratigraphischen Stellung der einzelnen Proben innerhalb der sedimentären Abfolge der Hochwipfel-Formation. Eine Gliederung in eine untere Hochwipfel-Formation, gekennzeichnet durch Petrofazies 1 und 2, und in eine obere Hochwipfel-Formation, gekennzeichnet durch Petrofazies 3 und 4 ist möglich (KUTTEROLF & KRAWINKEL 2000A+B; KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Der Lithoklastengehalt nimmt von den Petrofaziesgruppen im Liegenden zu den Petrofaziesgruppen im Hangenden zu. Dies zeigt sich deutlich in einem Diagramm mit der äquidistanten Auftragung der Probenpunkte gegen Q, F, L (Abb. 6.3). Innerhalb der äquidistanten Probenabfolge erkennt man Inhomogenitäten der einzelnen Petrofaziesgruppen bezüglich ihrer stratigraphischen Abfolge. Dies äußert sich in stark vom Durchschnittswert abweichenden Feldspat-, Quarz-, und Lithoklastenanteilen einzelner Proben. Als Grund für diese Inhomogenität kann man die Überlappungsbereiche der einzelnen Petrofaziesgruppen innerhalb des Übersichtsprofils aufführen. Zum anderen geht dies auf Proben zurück, deren Petrographie in diesem Fall nicht der stratigraphische Stellung im Übersichtsprofil entspricht. Dies kann auf unterschiedliche Einflüsse aus dem Liefergebiet zurückzuführen sein, aber auch durch kurzzeitig veränderte Bedingungen bei der Ablagerung und Diagenese, sowie durch Auszählfehler hervorgerufen werden.

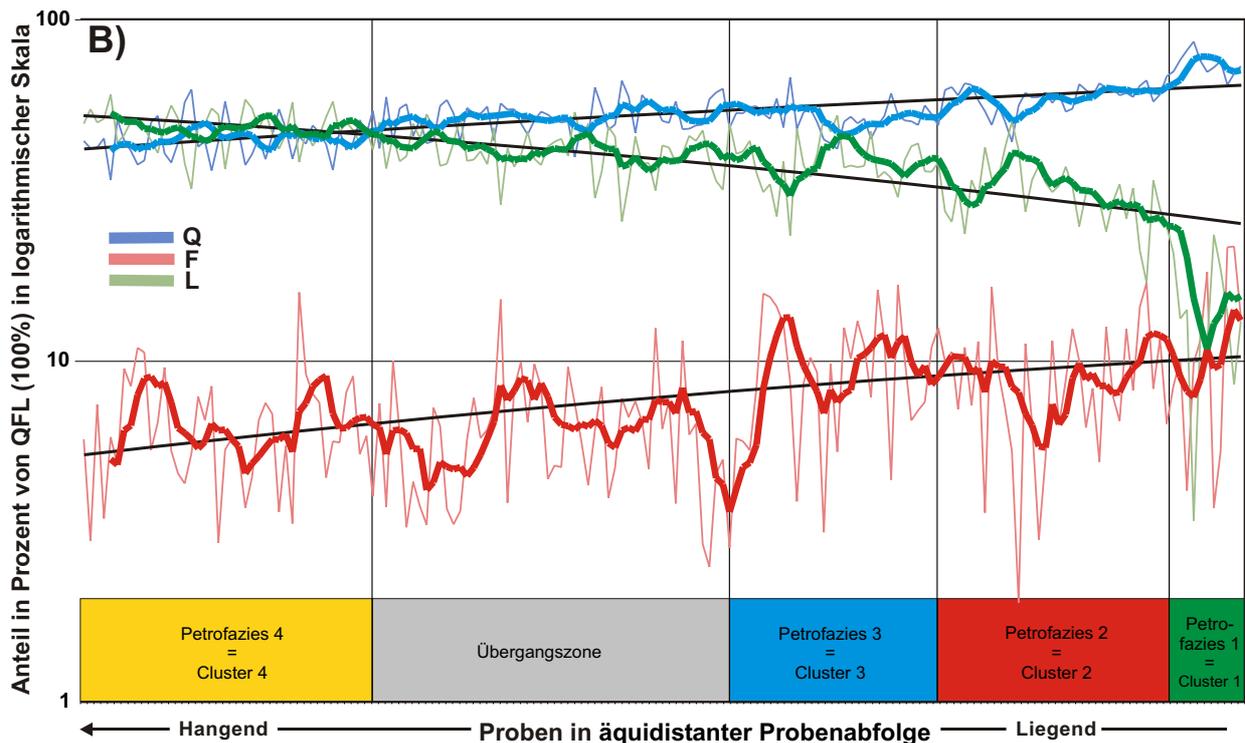


Abb. 6.3: Idealierte äquidistante Probenabfolge in Beziehung zu den Q, F, L - Gehalten der ausgezählten Dünnschliffe und den erhaltenen Clustern aus der statistischen Auswertung. Um die auftretenden Trends anschaulicher zu machen, wird eine polynomische Trendlinie (schwarze Linien) über die einzelnen Datenpunkte gelegt und eine geglättete Kurve (dicke Linien) konstruiert.

Zwischen Petrofazies 3 und 4, im oberen Teil der Profilabfolge, muss sich der Wechsel zwischen den Petrofaziesgruppen sehr langsam vollzogen haben, da sich ein ausgeprägter Übergangsbereich entwickelt hat. Im Gegensatz dazu vollzog sich der Wechsel von Petrofazies 1 zu 2 sehr schnell.

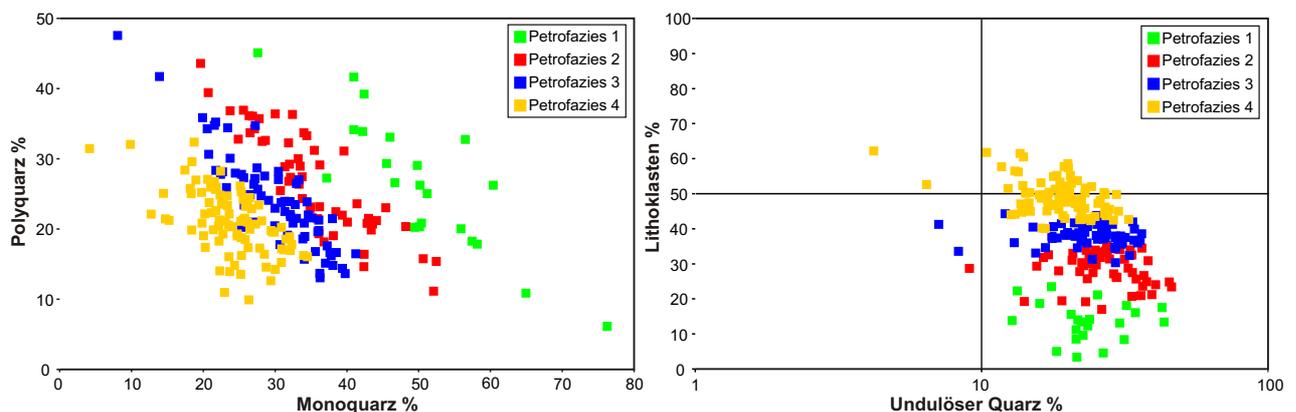
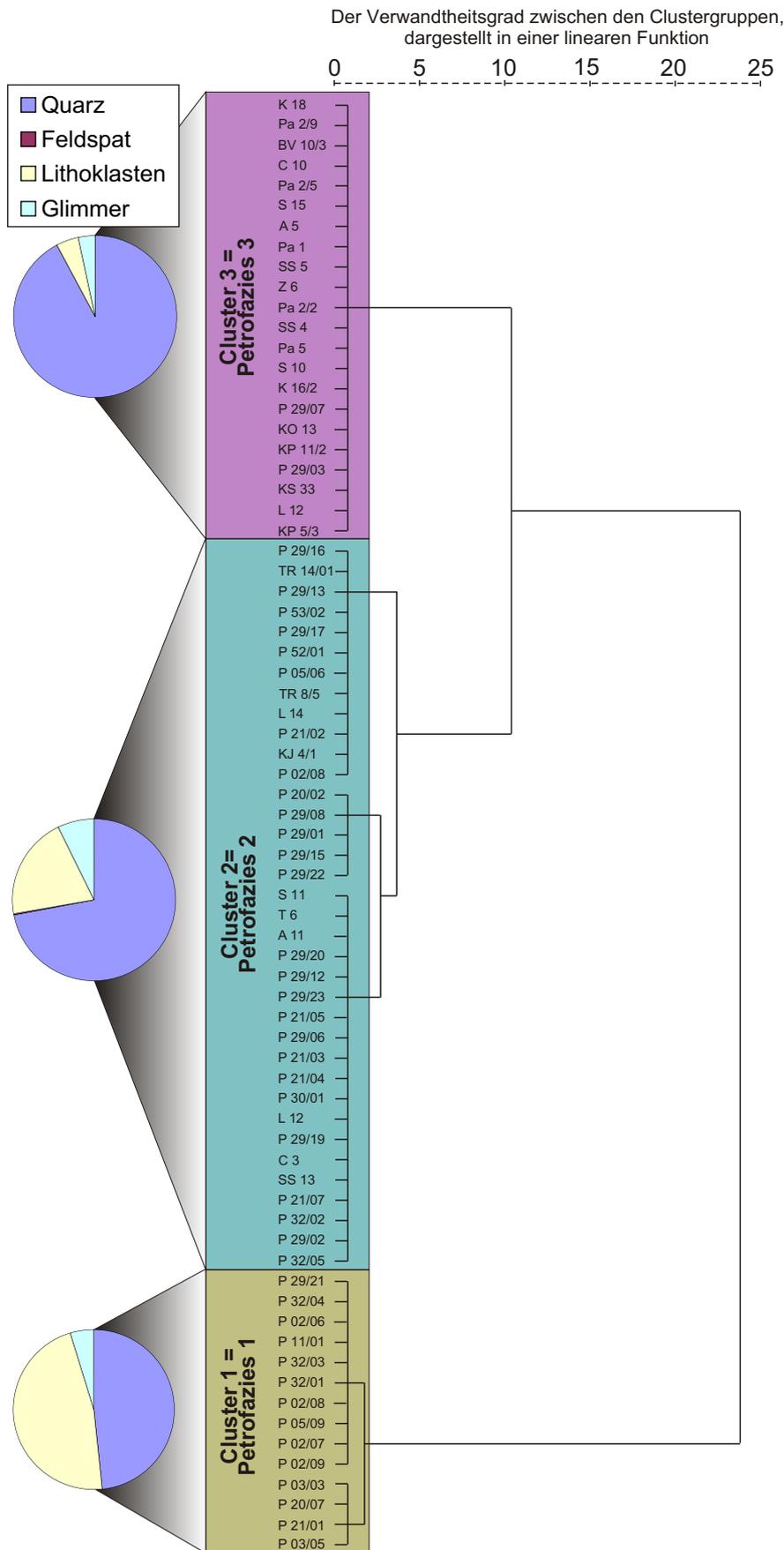


Abb. 6.4: Diskriminierung der Petrofaziestypen im A) Monoquarz/Polyquarz-Korrelationsdiagramm und B) Lithoklasten/undulöse Quarze- Korrelationsdiagramm.

Die Einteilung in vier Gruppen innerhalb der Hochwipfel-Formation wird durch weitere Korrelations-Diagramme unterstützt (Abb. 6.4). In dem Diagramm Lithoklasten gegen undulöse Quarze werden die Daten aus der Dünnschliffauswertung entsprechend der Statistikauswertung eingefärbt und man erkennt dann wieder die Trennung in vier Gruppen ohne erwähnenswerte Überlappungsbereiche (Abb. 6.4b). Der Gehalt an undulösem Quarz bleibt bei allen Petrofaziesgruppen ungefähr gleich, während der Lithoklastenanteil von Petrofazies grün (Liegenden) zu Petrofazies gelb (Hangenden) stetig ansteigt. Im Diagramm Polyquarz gegen Monoquarz kann man bei gleichem Vorgehen die einzelnen Gruppen noch erkennen, jedoch

gibt es zwischen den Petrofazies (Cluster) 2 und 3, sowie 3 und 4 einen deutlichen Überlappungsbereich (Abb. 6.4a). Der Gehalt an Poly- und Monoquarz nimmt von Petrofazies gelb (Hangenden) zu Petrofazies grün (Liegenden) konstant zu, ohne dass eine Quarz-



komponente vorherrscht. Der Gesamtquarzgehalt verhält sich reziprok zum Lithoklastengehalt in Abb. 6.4b. Der Lithoklasten- und Quarzanteil scheint also ein bestimmender Faktor in der Petrofaziesdiskrimination der Hochwipfel-Formation zu sein.

Auernig-Formation

Die Sandsteine der Auernig-Formation werden auf der Basis ihrer Hauptmodalparameter (Q, F, L, Glimmer) mit Hilfe des Statistikprogramms SPSS in drei unterschiedliche Petrofaziestypen diskriminiert (Abb. 6.5):

Abb. 6.5: Diskriminierung der Petrofaziestypen mittels Cluster-Analyse Statistikprogramm „SPSS 9.01“; QtFL-Glimmer-Daten von 72 ausgezählten Dünnschliffen, quadratisch-euklidischer Abstand, Ward-Methode) und Hauptmodalverhältnisse der einzelnen Cluster.

**Petrofazies 1** umfasst lithoklastenreiche, litharenitische Sandsteine ( $Q_{50}F_0L_{50}$ ). Kennzeichnend ist ein großer Anteil an, überwiegend metamorphen (26%) und magmatischen (17%), Lithoklasten. Sie enthält gleiche Anteile an Mono- und Polyquarz (je 24%). Die meisten Monoquarze sind stark undulös auslöschend (22%). Der Glimmergehalt ist mit 5% mäßig.

**Petrofazies 2** besteht aus sublitharenitischen Sandsteinen, die durch  $Q_{70}F_0L_{30}$  gekennzeichnet sind. Diese Petrofazies besitzt einen mäßigen Anteil an Lithoklasten, die von metamorphen Klasten (26%) dominiert werden. Magmatische Lithoklasten gehen auf 3 % zurück. Petrofazies 2 enthält gleiche Anteile an Mono- und Polyquarzen (je 35%). Der Glimmergehalt ist mit durchschnittlich 10% hoch.

**Petrofazies 3** ist durch quarzarenitische Sandsteine ( $Q_{91}F_0L_9$ ) gekennzeichnet. Bei den Quarzklasten dieser Petrofazies überwiegen die Monoquarze (52%) gegenüber den Polyquarzen (39%). Die meisten Monoquarze sind stark undulös auslöschend (46%). Der Glimmergehalt ist mit 3% niedrig. Magmatische Lithoklasten treten nicht mehr auf.

Petrofazies 1 ist gekennzeichnet durch eine quarzarme, lithoklastenreiche Proben. Petrofazies 2 bildet eine Gruppe mit mittleren Gehalten an Lithoklasten und Quarzklasten und Petrofazies 3 zeichnet sich durch starken Quarz- und niederen Lithoklastengehalt aus. Dies korreliert mit der stratigraphischen Stellung der einzelnen Proben innerhalb der sedimentären Abfolge der Auernig-Formation. Es ist eine Gliederung in eine Liegende Auernig-Formation, gekennzeichnet durch Petrofazies 1, eine mittlere Auernig-Formation, gekennzeichnet durch Petrofazies 2 und eine obere Auernig-Formation, gekennzeichnet durch Petrofazies 3, möglich.

Der Quarzgehalt nimmt von der Petrofaziesgruppe im Liegenden zu der Petrofaziesgruppe im Hangenden zu. Dies zeigt sich deutlich in einem Diagramm mit der äquidistanten Auftragung der Probenpunkte gegen Q, Mag, L (Abb. 6.6), wobei innerhalb der äquidistanten Probenabfolge wieder die Inhomogenitäten der einzelnen Petrofaziesgruppen bezüglich ihrer stratigraphischen Abfolge wie in Abb. 6.3 erkennbar sind.

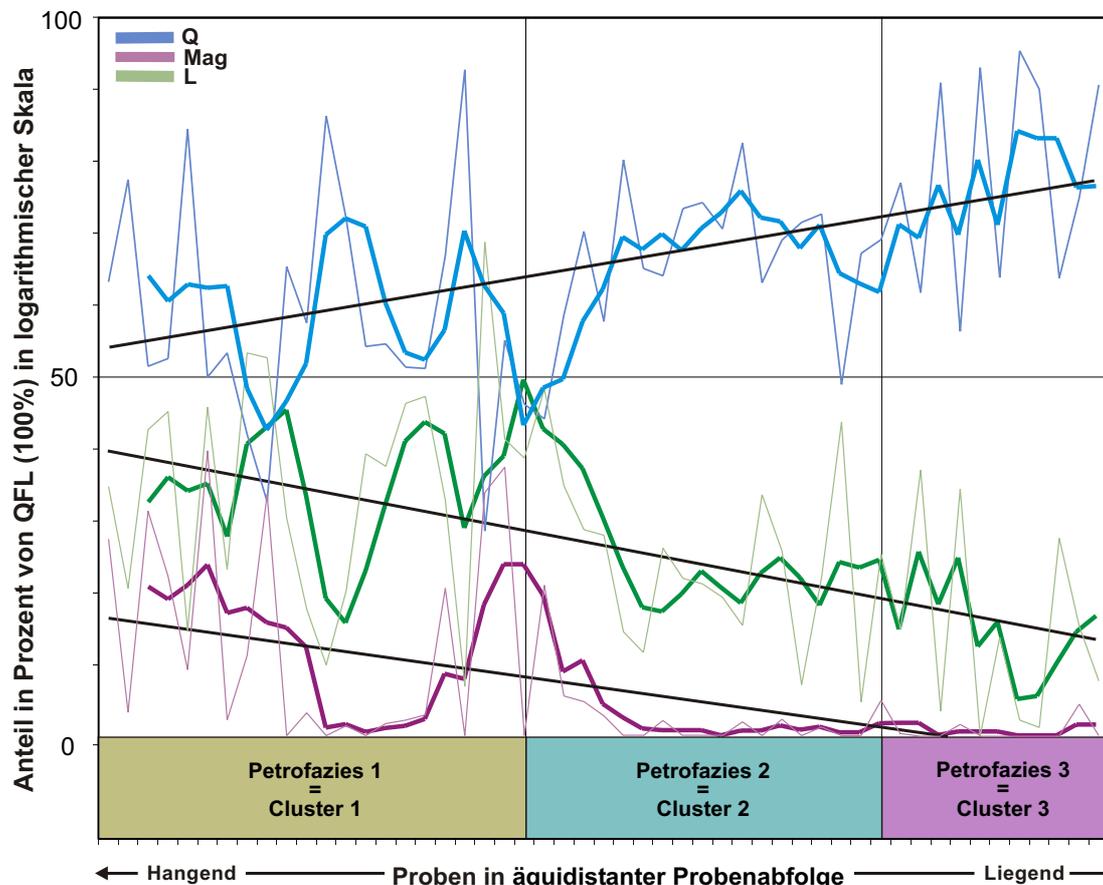


Abb. 6.6: Idealisierte äquidistante Probenabfolge in Beziehung zu den Q, Mag, L - Gehalten der ausgezählten Dünnschliffe und den erhaltenen Clustern aus der statistischen Auswertung. Um die auftretenden Trends anschaulicher zu machen, wird eine polynomische Trendlinie (schwarze Linien) über die einzelnen Datenpunkte gelegt und eine geglättete Kurve (dicke Linien) konstruiert.

Deutlich ist ein Wechsel zwischen der lithoklastenreichen Petrofazies 1 (oliv) im Liegenden (L+Mag) und der quarzreichen Petrofazies 3 (violett) im Hangenden zu erkennen. Während am Wechsel zwischen Petrofazies 1 und Petrofazies 2 der Rückgang der Lithoklasten und magmatischen Gesteinsbruchstücke sehr prägnant einsetzt, nehmen die Lithoklasten im Übergang von Petrofazies 2 zu 3 eher stetig ab und der Gehalt an Quarz nimmt konstant zu.

Der Lithoklasten- und Quarzanteil scheint auch bei der Klassifizierung der Petrofaziesgruppen der Auernig-Formation ein bestimmender Faktor zu sein. Die Differenzierung in diese drei Gruppen ist nicht so eindeutig wie bei der Hochwipfel-Formation (vgl. Abb. 6.2 und 6.5). Eine Ursache hierfür könnte die inhomogene Korngröße der untersuchten Sandsteine sein, die gerade in Bezug auf die Lithoklasten einen deutlichen Fehler aufweisen können, da in feinkörnigeren Sandsteinen eine geringere Anzahl an Lithoklasten vorhanden ist (vgl. Kap. 6.1.2). Zum anderen kann es auch an der Zahl der ausgewerteten Dünnschliffe liegen. Es stellte sich heraus, dass die mit der Clusteranalyse bestimmten Dendrogramme ab einer Datenmenge von 120 Proben gute Ergebnisse zeigt. Mit weniger als 100 Proben lassen sich nur schwer eindeutige Gruppen bilden.

### 6.2.2.2 Provenanz

#### Einleitung:

Der Begriff Provenanz kommt vom französischen Wort „provenance“ und bedeutet soviel wie Herkunft bzw. Abstammung. Die tektonische Ausgangssituation ist, neben dem Klima, der Art des Ausgangsgestein, dem Relief und dem Transportweg der Hauptkontrollfaktor für die Zusammensetzung des Detritus (DICKINSON, 1985) und damit der Provenanz.

Der Ansatz, anhand des quantitativen detritischen Modalbestandes von Sandsteinen auf die geotektonische Position der Herkunftsgebiete der Klastika zu schließen, wurde in den letzten dreißig Jahren von vielen Autoren benutzt (zum Beispiel: CROOK, 1974, DICKINSON, 1970; DICKINSON & SUCZEK, 1979; DICKINSON et al., 1983; DICKINSON, 1985, VALLONI, 1985, ZUFFA, 1985; MARSAGLIA & INGERSOLL, 1992). Als Ausgangsdaten für geotektonische Vergleiche dienen dabei sowohl Modalanalysen phanerozoischer Siliziklastika (FLOYD et al., 1991, DICKINSON & SUCZEK, 1979, DICKINSON et al., 1983), als auch rezenter Tiefseesande (MAYNARD et al., 1982, VALLONI, 1985, MARSAGLIA & INGERSOLL, 1992).

Grundsätzliche Probleme ergeben sich einerseits bei der Modifikation des primären Klastenbestandes durch sekundäre Faktoren (z.B. Klima, Relief/Transportweg, Diagenese), andererseits durch die Wiederaufarbeitung älterer Sedimente, die durch ihre eigene Provenanz-Signatur den betrachteten Sedimentzyklus überlagern (COX & LOWE., 1995 zitiert in EYNATTEN VON, 1996). Nach MILLIKEN (1988) ist besonders die komplette Überführung der Feldspäte vom Liefer- ins Sedimentationsgebiet nicht gewährleistet. Grund dafür ist die in den verschiedenen Klimabereichen unterschiedlich wirksame Verwitterung. Das starke Relief von aktiven Kontinentalrändern und die, verglichen zu passiven Kontinentalrändern, kurzen Transportwege wirken diesem Effekt genauso entgegen wie die relativ rasche Sedimentation von Turbiditen (BASU, 1985, SAWYER, 1986).

#### Verwitterung:

Der Einfluss von Klima und Relief auf die Zusammensetzung von Sandsteinen ist lange bekannt, jedoch schwer zu quantifizieren (EYNATTEN VON, 1996). Sandsteine aus vergleichbaren Liefergesteinen können bei unterschiedlichen klimatischen Begebenheiten starke Unterschiede in ihren Modalbeständen zeigen.

Starke, klimabedingte Verwitterungserscheinungen (Niederschlag, Temperatur, etc.) sind in einer relativen Anreicherung der stabilen Quarzklasten (Qm, Qp, Cherts) und einer Abnahme der instabilen Feldspäte in den Sedimenten überliefert. Diese Klima-Signatur bleibt nach SUTTNER & BASU (1985) auch nach einem Transportweg von 75 km in einem Fluss mit moderatem Gradienten erhalten. Nach dem Erscheinungsbild des Modalbestands (eckig bis abgerundet) muss für das Arbeitsgebiet von kürzeren Transportwegen ausgegangen werden. Das Erhaltungspotential einer Klima-Signatur aus dem Liefergebiet sollte demnach in den Sedimenten der Hochwipfel-Formation relativ hoch sein.

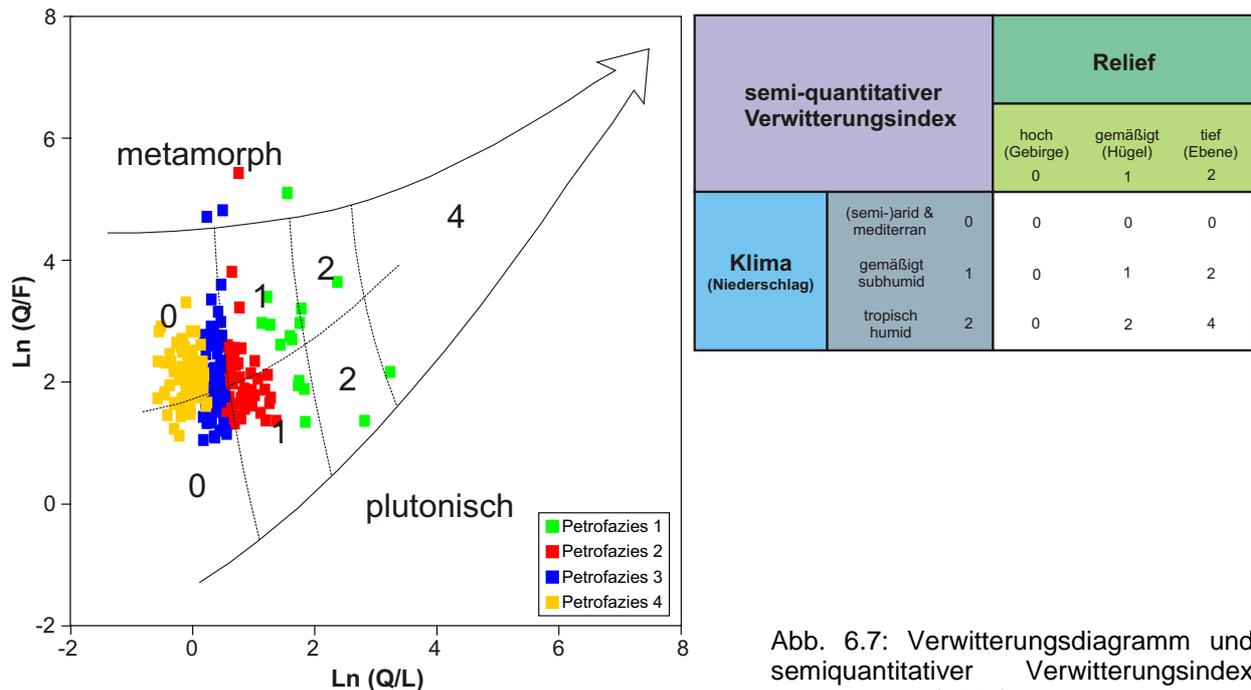


Abb. 6.7: Verwitterungsdiagramm und semiquantitativer Verwitterungsindex nach WELTJE (1994).

Der Einfluss von Klima und Relief auf die Zusammensetzung von Sandsteinen lässt sich nach WELTJE (1994) quantitativ als Verwitterungstrend in einem QFL-Logratio-Diagramm darstellen (KRAWINKEL et al., SUBMITTED) (Abb. 6.7).

Der Verwitterungsindex  $\omega_i$  ergibt sich dabei aus dem Produkt der Verwitterungsrate  $c$  (Klima, Niederschlag) und der Verweilzeit des Sediments im Verwitterungsmilieu  $r$  (Relief) (EYNATTEN VON & GAUPP, 1999). Da diese Parameter für die Bedingungen im Paläozoikum nur annähernd bestimmbar sind, kann man nur einen semiquantitativen Verwitterungsindex festlegen (WELTJE, 1994, siehe Tabelle in Abb. 6.7)

Aufbauend auf Literaturdaten konstruierte Weltje (1994) ein QFL-logratio-Diagramm, welches die Beziehungen zwischen der Sandsteinzusammensetzung einerseits und der Liefergebietslithologie und dem Verwitterungsindex andererseits beschreibt (EYNATTEN VON & GAUPP, 1999). Die Daten stammen von rezenten Flusssedimenten. Der Verwitterungstrend ist jedoch auch auf andere Milieus übertragbar. Für die Hochwipfel-Formation ergibt sich dabei eine geringe bis moderate Verwitterung (Verwitterungsindex 0 und 1) (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Die bearbeiteten Proben der Hochwipfel-Formation fallen in den Bereich metamorpher und plutonischer Ausgangsgesteine, wobei ein Trend hin zu metamorphen Ausgangsgesteinen besteht.

Das Klima im Arbeitsgebiet, welches sich im Karbon ungefähr in einer äquatorialen Position befand (SCOTESE & MCKERROW, 1990, SCHÖNLAUB, 1993), war während des Karbons und frühen Perms, nach SCHÖNLAUB (1993), im allgemeinen warm und humid. Um in diesem Milieu trotzdem einen sehr geringen Verwitterungsindex zu erhalten, muss von einem steilen Relief im Hinterland und einem liefergebietsnahen Ablagerungsraum ausgegangen werden (Tabelle in Abb. 6.7).

In der Untersuchung von WELTJE (1994) wurden die rezenten Sande aus verschiedenen geotektonischen Provinzen entnommen. Er konstruierte ein Diagramm, in das er, auf der Basis seiner Proben, Felder mit den dazugehörigen Ablagerungsräumen (Abb. 6.8a) und Liefergebietsprovinzen (Abb. 6.8b) eintrug. Auf die Hochwipfel-Formation angewendet zeigen die Diagramme von WELTJE (1994) eine Übereinstimmung mit den Feldern der andinen orogenen Terranes, der Vorlandbecken (Abb. 6.8a) sowie einem Mischfeld aus metamorphen, plutonischen und aufgearbeiteten Liefergebietsprovinzen (Abb. 6.8b).

Für die Auernig-Formation eignen sich diese Diagramme nicht, da durch den komplett fehlenden Feldspatgehalt ein Faktor für die Bestimmung des Verwitterungsindexes fehlt.

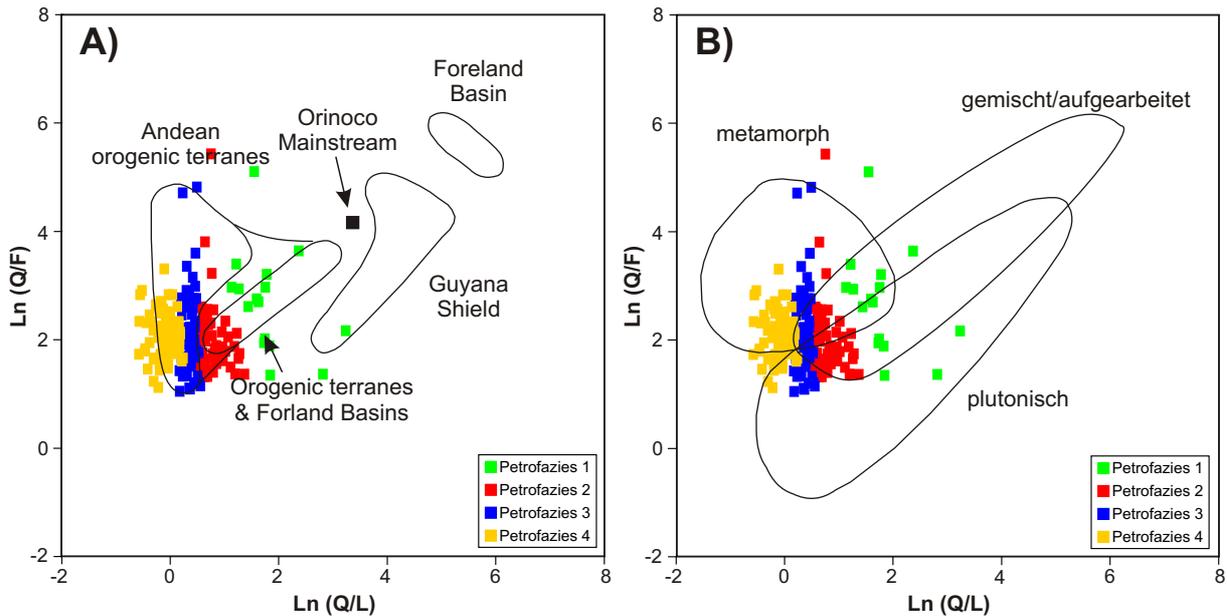


Abb. 6.8: Vereinfachter Verwitterungstrend in einem QFL-logratio-Diagramm, der die Beziehung der Sandstein-Zusammensetzung zu Provenanz und Verwitterungsindex zeigt (WELTJE, 1994). Dargestellt sind alle 231 Proben der Hochwipfel-Formation.

### **Provenanz der Hochwipfel-Formation**

Um Liefergebiete aus dem Modalbestand von Sandsteinen abzuleiten bzw. voneinander abzugrenzen, können zahlreiche Dreiecksdiagramme benutzt werden, die im wesentlichen auf eine Arbeitsgruppe um Dickinson zurückgehen (DICKINSON, 1970; DICKINSON & SUCZEK, 1979; DICKINSON et al., 1983; DICKINSON, 1985).

Die paläotektonische Rekonstruktion von Ablagerungsräumen durch Modalanalysen ist grundsätzlich durch die mögliche räumliche und zeitliche Vermischung verschiedenartiger, detritischer Komponenten aus unterschiedlichen Liefergebieten und plattentektonischen Provinzen erschwert (VELBEL, 1985). Verschiebungen der Modalzusammensetzungen treten auch infolge der Aufarbeitung von älteren Gesteinen und Veränderungen der Liefergebiete, zum Beispiel durch Tektonik und eustatische Meeresspiegelschwankungen, auf (GÜLDENPFENNIG, 1997). Außerdem können hohe Anteile an karbonatischen Intra- und Extraklasten zu Missinterpretationen führen (MACK, 1984). DICKINSON (1970) & DICKINSON (1985) ignorierte sämtliche karbonatische Klasten, Schwerminerale und andere Akzessorien, um damit die einfache und allgemeine Anwendbarkeit der QFL-Diagramme zu gewährleisten.

Im QFL-Diagramm nach DICKINSON (1985) liegen die Proben der Hochwipfel-Formation im Feld eines aufgearbeiteten Kollisions-Orogen (Abb. 6.9a). Innerhalb der Petrofaziesabfolge ergibt sich ein Trend von einem quarzreichen Endglied (Petrofazies 1) zu einem lithoklastenreichen Endglied (Petrofazies 4) (Abb. 6.9a). Dies korreliert mit der stratigraphischen Abfolge innerhalb der Hochwipfel-Formation. Die quarzreiche und lithoklastenarme Petrofaziesgruppe 1 kennzeichnet den Liegenden Teil der Hochwipfel-Formation, während die quarzarme und lithoklastenreiche Petrofaziesgruppe 4 im Hangenden Teil vorherrscht. Demnach ändert sich die Provenanz aufgrund des Lithoklastengehaltes von einem eindeutigen Kollisionsorogen im Liegenden zu einem Kollisionsorogen mit einem Einfluss aus einem magmatischen Bogen im Hangenden.

Im QmFLt-Diagramm nach DICKINSON (1985) sind die Proben weiter gefächert (Abb. 6.9b). Grundsätzlich liegen die Proben näher an den Feldern der magmatischen Bögen. Ein geringer Anteil ist in den Feldern der gemischten Inselbogen/ Kollisions-Orogen Provinz anzutreffen, während der Großteil der Proben in das Feld des aufgearbeiteten Kollisions-Orogen fällt. Innerhalb dieses Provenanzdiagramms kann man wieder einen Trend feststellen, der sich auch in der Petrofaziesabfolge widerspiegelt.

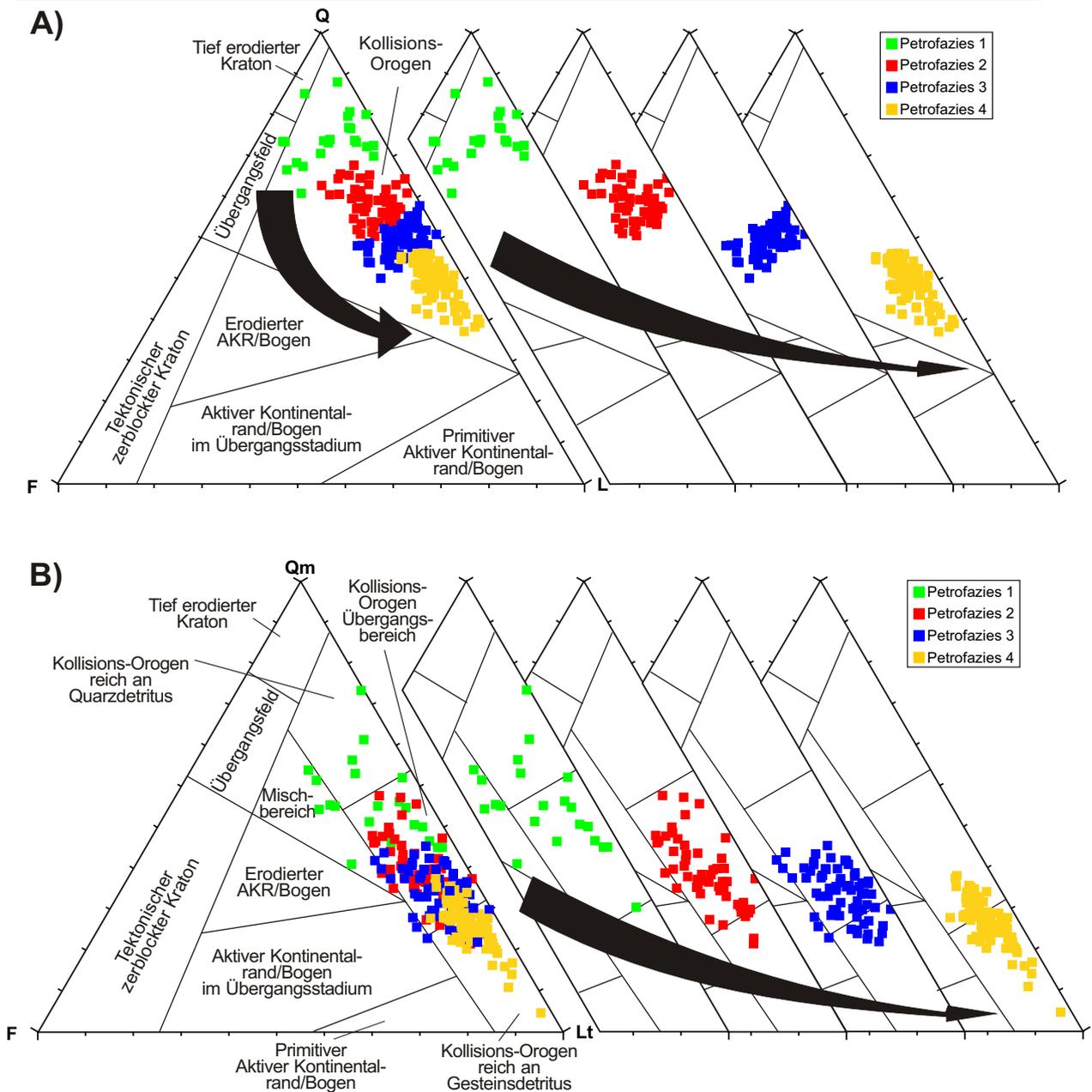


Abb. 6.9: Darstellung von 231 Proben in QFL- und QmFLt-Diskriminantendiagrammen. Plattentektonische Provinzen nach DICKINSON (1985). A) Die Proben fallen im QFL-Diagramm fast ausschließlich in das Kollisionsorogen-Feld. B) Die Proben fallen im QmFLt-Diagramm meist in alle drei Bereiche des Kollisionsorogen-Feldes.

Petrofazies 1, im Liegenden der Hochwipfel-Formation, liegt im quarzreich aufgearbeiteten Orogen und einem aufgearbeiteten Übergangsbereich eines Kollisions-Orogens (Abb. 6.9b). Petrofazies 2 und 3, im mittleren Bereich der Hochwipfel-Formation, liegen fast ausschließlich im Übergangsbereich eines Kollisions-Orogens, zeigen jedoch aufgrund des Lithoklasten- und Feldspatgehaltes in einigen Proben Einflüsse eines magmatischen Bogens. Demgegenüber tendiert Petrofazies 4, im Hangenden der Hochwipfel-Formation, sehr stark zum lithisch aufgearbeiteten Kollisions-Orogens (Abb. 6.9b). Insgesamt kann man auch hier wieder eine Zunahme der Lithoklasten und Abnahme der Quarzklasten von Petrofazies 1 zu 4 feststellen (Abb. 6.9b). Die Ordnung der Petrofaziestypen bleibt im QmFLt-Diagramm erhalten, jedoch bewirkt der Wechsel der Polyquarz-Komponente vom Quarz zum Lithoklasten Endglied eine stärkere Durchmischung der einzelnen Petrofaziestypen.

Verschiedene Autoren (DICKINSON & SUCZEK, 1979; INGERSOLL & SUCZEK, 1979; LASH, 1987) haben in Anlehnung an DICKINSON & SUCZEK (1979); DICKINSON et al. (1983) und DICKINSON (1985) mit den wichtigsten Lithoklastengruppen Diskriminantenfelder für die Provenanzanalyse entwickelt. Abbildung 6.10 zeigt die Daten der Hochwipfel-Sandsteine in verschiedenen

Dreiecks-Diagrammen. Die Abkürzungen der verwendeten und berechneten Modalparameter sind in Tabelle 4.1 aufgeführt. Das QpLvmLsm-Diagramm nach DICKINSON & SUCZEK (1979); INGERSOLL & SUCZEK (1979) UND LASH (1987) (Abb.6.10a) ist durch das starke Überlappen der einzelnen Petrofaziesgruppen gekennzeichnet. Hinsichtlich der plattentektonischen Provinzen kann man einen Trend von gedehnten Kontinentalrändern (Petrofazies 1) im Liegenden zu einem gemischt magmatischen Bogen (Back Arc Becken; Petrofazies 4) im Hangenden der Hochwipfel-Formation erkennen. Petrofazies 1 lässt sich relativ klar von den anderen Petrofaziesgruppen abgrenzen und hat Anteile im Feld der gedehnten Kontinentalränder.

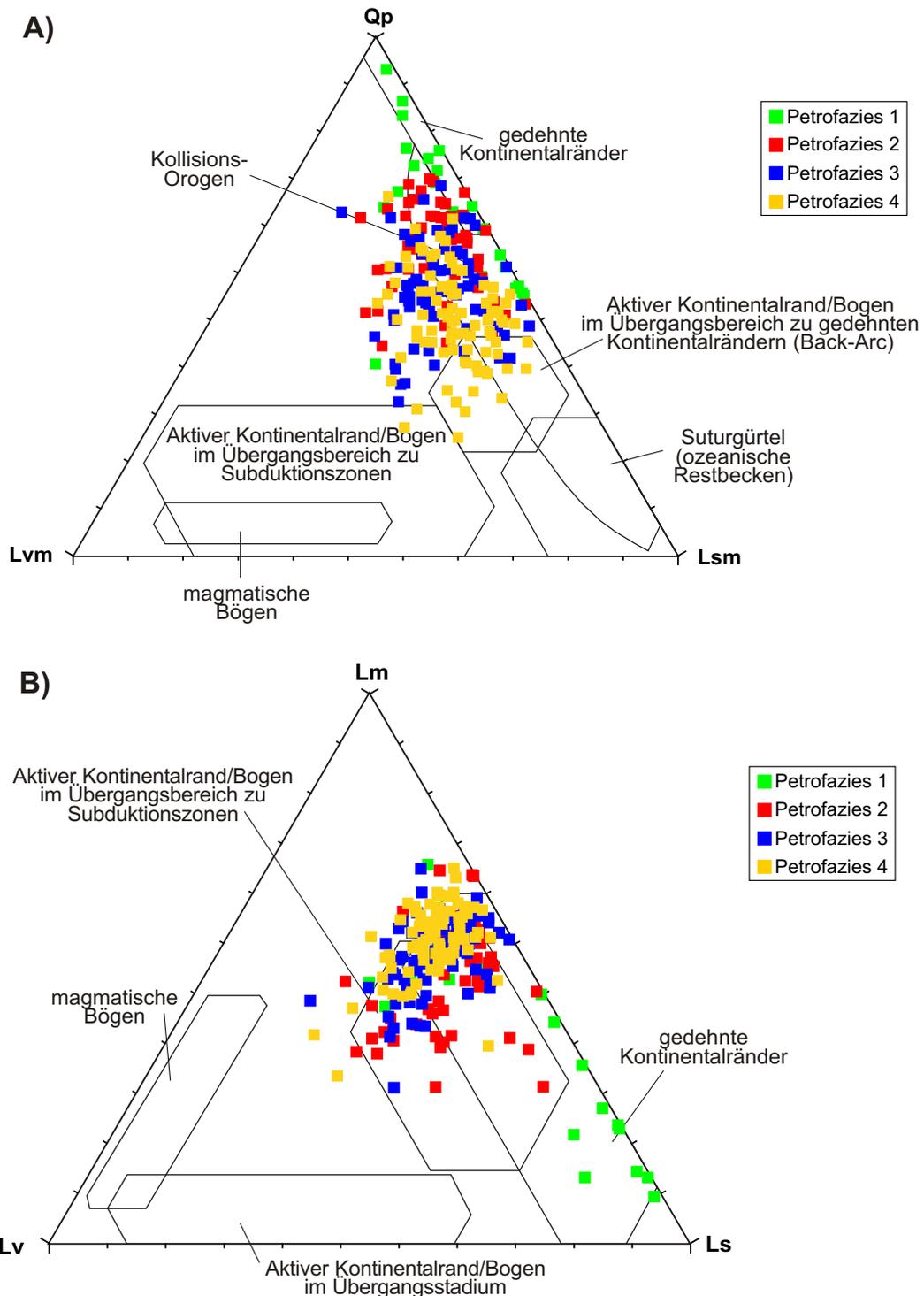


Abb. 6.10: A) QpLvmLsm-Diagramm, Felder nach DICKINSON & SUCZEK (1979), INGERSOLL & SUCZEK (1979) und LASH (1987); B) LmLvLs-Diagramm, Felder nach INGERSOLL & SUCZEK (1979).

Petrofazies 2 und 3 überlappen praktisch komplett und tendieren hin zu einem gemischt magmatischen Bogen mit dem Einfluss einer Subduktionszone einerseits und dem Einfluss eines gedehnten Kontinentalrandes (Back Arc) andererseits. Petrofazies 4 überlappt zwar sehr stark mit Petrofazies 2 und 3, aber ein Großteil der Datenpunkte kommt im Feld eines gemischt magmatischen Bogens mit dem Einfluss eines gedehnten Kontinentalrandes (Back Arc) zu liegen. Demnach ändert sich die plattentektonische Provinz von einem Dehnungsbereich an einem aktiven Kontinentalrand im Liegenden zu einer Back Arc Situation im Hangenden der Hochwipfel-Formation.

In Abbildung 6.10b ist das LmLvLs- Diagramm nach INGERSOLL & SUCZEK (1979) dargestellt, das aufgrund der Lithoklastenverhältnisse in verschiedene Provenanzfelder unterteilt und ähnliche Ergebnisse wie die Abbildung 6.10a zeigt. Petrofazies 1 im Liegenden der Hochwipfel-Formation lässt sich wieder relativ klar von den anderen Petrofazies abgrenzen und liegt aufgrund erhöhter Anteile an sedimentären Lithoklasten überwiegend im Feld der gedehnten Kontinentalränder. Demgegenüber überlappen Petrofazies 2, 3 und Petrofazies 4 im Hangenden der Hochwipfel-Formation praktisch komplett und liegen im Feld des gemischt magmatischen Bogens mit dem Einfluss einer Subduktionszone.

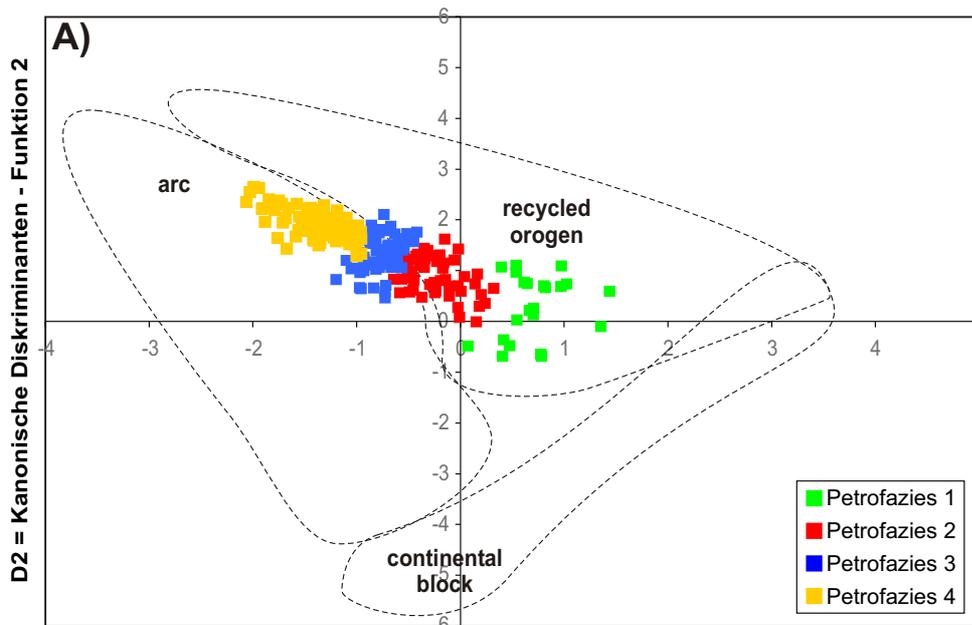
Eine weitere Methode, die auf der Datengrundlage von DICKINSON et al. (1983) mit dem Statistikprogramm SPSS erstellt wurde (MOLINAROLI et al., 1991), bildet aus den kompletten Datensätzen Diskriminantenfunktionen. Dabei wird jeder Komponente ein berechneter Wert zugeordnet, der den Einfluss (Gewichtung) der einzelnen Komponenten auf die Bildung von Probengruppen ähnlicher Modalzusammensetzungen berücksichtigt. Somit wird eine Über- oder Unterbewertung einzelner Komponentenanteile ausgeschlossen.

*Zum Beispiel kann der Unterschied zwischen den Quarzanteilen der einzelnen Proben eines Datensatzes im Bereich von 10 % liegen, aber diese Schwankung hinsichtlich einer Gruppenbildung (Feldereinteilung) nicht relevant sein. Dagegen können im selben Datensatz Schwankungen des Feldspatgehaltes in diesem Prozentbereich eine deutlich höhere Auswirkung auf die Gruppenbildung haben.*

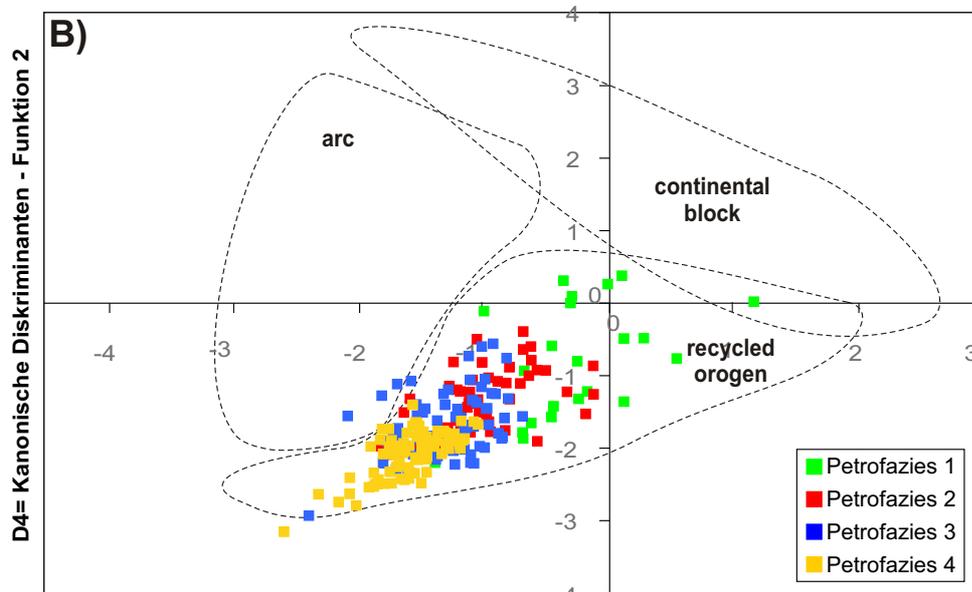
Die so modifizierten Daten wurden von MOLINAROLI et al. (1991) in ein zweiachsiges logarithmisches Diagramm geplottet, und die Provenanzfelder der Dreiecksdiagramme von DICKINSON et al. (1983) anhand der modifizierten Daten eingetragen.

Die Daten der Hochwipfel-Formation (Q, Qm, F, L und Lt) sind mit den ermittelten Faktoren von MOLINAROLI et al. (1991) multipliziert worden, um sie mit den modifizierten Diskriminantenfeldern von DICKINSON et al. (1983) zu vergleichen. Die Ergebnisse dieser Diskriminantenfunktionen sind in Abb. 6.11 dargestellt.

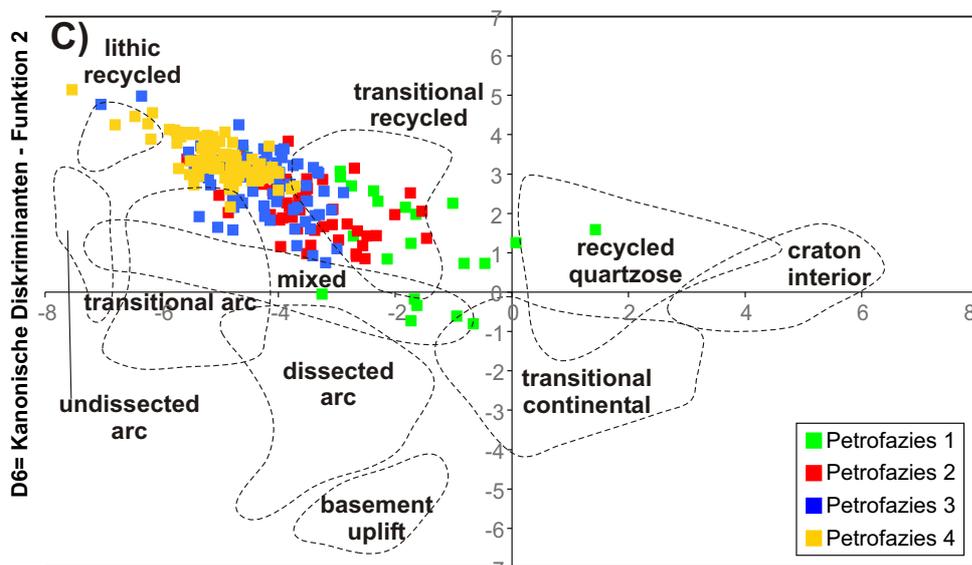
Die verschiedenen Petrofazies bleiben auch nach Anwendung dieser Methode erhalten. Die Aussagen über die Provenanz variieren jedoch teilweise im Vergleich zu den klassischen Dreiecksdiagrammen. Das Diskriminantendiagramm mit drei tektonischen Provinzen (Abb. 6.11a) zeigt einen klaren Trend der Petrofazies 1, die im aufgearbeiteten Kollision-Orogen liegt, hin zur Petrofazies 4, die im Inselbogenbereich liegt, während im QmFLt-Diagramm mit drei tektonischen Provinzen (Abb. 6.11b) keine Änderung zum klassischen Dreiecks-Diagramm von DICKINSON (1985) zu erkennen ist. Im QmFLt-Diagramm mit zehn tektonischen Provinzen (Abb. 6.11c) ist keine genaue Aussage über die Provenanz möglich. Die Proben der Hochwipfel-Formation fallen in diesem Diagramm zwischen die Bereiche eines lithisch aufgearbeiteten Kollisions-Orogens, in den Übergangsbereich eines Kollisions-Orogens, in den Übergangsbereich eines Inselbogens und eines Mischbereichs. Man kann an diesem Beispiel erkennen, dass durch die Berücksichtigung aller Modalparameter die genaue Aussage der Provenanz nach DICKINSON (1985) mit der Zunahme an Diskriminantenfeldern differenzierter aber auch schwieriger wird, vor allem wenn eine Vielzahl an geodynamischen Situationen möglich ist.



D1= Kanonische Diskriminanten - Funktion 1



D3= Kanonische Diskriminanten - Funktion 1



D5= Kanonische Diskriminanten - Funktion 1

Abb. 6.11: QFL und QmFLt – Diskriminantenfunktions-Analysen mit Diskriminantenfeldern auf der Datengrundlage von DICKINSON et al. (1983). A) QFL-Diagramm mit 3 plattentektonischen Provinzen (D1 = X-Achse gegen D2 = Y-Achse); B) QmFLt-Diagramm mit 3 plattentektonischen Provinzen (D3 = X-Achse gegen D4= Y-Achse. C) QmFLt-Diagramm mit 10 plattentektonischen Provinzen (D5= X-Achse gegen D6= Y-Achse. Verändert nach MOLINAROLI et al. (1991).

### Logratio-Provenanzdiagramme

Um die Lithoklasten besser in die Provenanzauswertung einzubeziehen, können die wechselseitigen Beziehungen verschiedener Klasten und die Bedeutung einzelner Klastengruppe für die Provenanz in logratio-Diagrammen zusammengefasst werden (EYNATTEN VON, 1996).

Zuerst müssen die Klasten, die liefergebietsindikativ sind, gefunden werden. Hierfür habe ich für die einzelnen Klastentypen, die in Beziehung zueinander stehen können, Korrelationsdiagramme erstellt (Abb. 6.12). Als Beispiel zeigt Abbildung 6.12a die positive Korrelation der Monoquarze und sedimentären Lithoklasten sowie Abbildung 6.12b die positive Korrelation von leichtmetamorphen und höher metamorphen Lithoklasten.

Nach VON EYNATTEN (1996) kann man bei positiven Korrelationen einzelner Klastentypen gleiche Liefergebiete oder gleichmäßige Mischung von Liefergebieten in Erwägung ziehen.

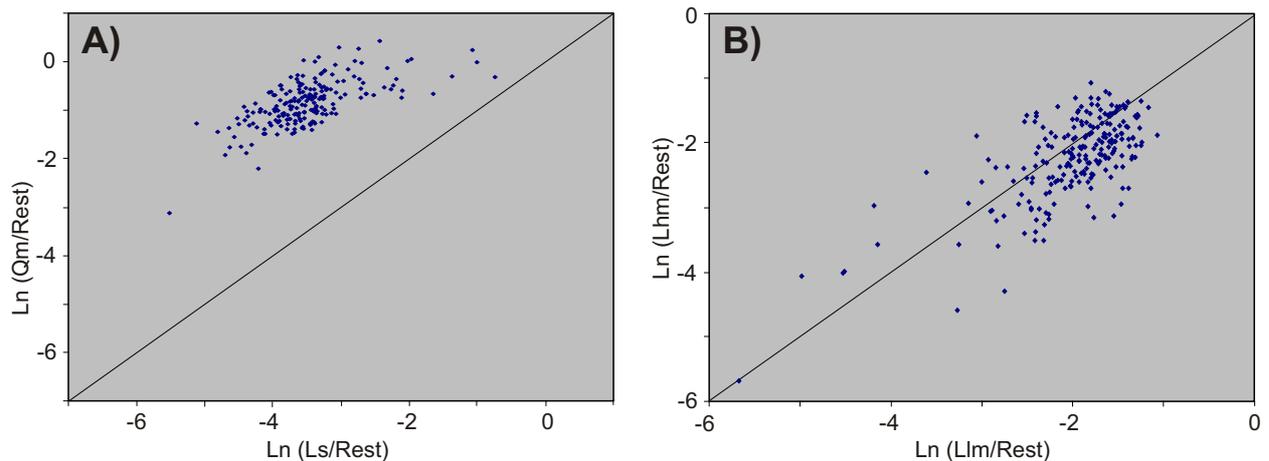


Abb. 6.12: Logratio-Diagramme zur Korrelation einzelner Komponentenbestandteile. A)  $\ln(Qm/Rest)$  gegen  $\ln(Ls/Rest)$ . B)  $\ln(Lhm/Rest)$  gegen  $\ln(Llm/Rest)$ . Rest= 100% des Modalbestandes weniger dem Anteil der im jeweiligen Diagramm geplotteten speziellen Komponenten. An Hand der linearen Funktion zeigt sich bei jedem der Diagramme eine mäßige bis gute Korrelation.

Die miteinander korrelierenden Klastengruppen wurden zu Übergruppen zusammengefasst und nach ihren Liefergebietsindikatoren geordnet (Tab. 6.2). Die Einbeziehung der Feldspäte ergab keine sinnvollen Korrelationen, deshalb beschränke ich mich auf die Betrachtung der Quarze und der Lithoklasten. Überraschend war, dass Monoquarz und Polyquarz nicht gut miteinander korrelieren und sie deshalb nach der Einteilung in Klastengruppen unterschiedliche Liefergebietsindikatoren aufweisen. Daraus kann man eventuell ableiten, dass die Monoquarze und Polyquarze aus unterschiedlichen Liefergebieten stammen.

Tab. 6.2: In Übergruppen zusammengefasste Klastengruppen mit ihren Liefergebietsindikatoren

Abkürzung	Komponenten	Liefergebietsindikatoren
<b>Lmq:</b>	Metamorphe Klasten (Lm) + Polyquarze (Qp)	Metamorphes Liefergebiet (leicht bis mittel-metamorph; vgl. Tab.6.1)
<b>Lsed:</b>	Sedimentäre Klasten (Ls) + Monoquarze (Qm)	Sedimentäres Liefergebiet
<b>Lv:</b>	Vulkanische Klasten (Lv)	Vulkanisches Liefergebiet (auf Grund der Plagioklasausbildung in den Vulkanoklasten (vgl. Kap.6.2.1) basisch bis andesitisch; magmatischer Bogen)
<b>PL:</b>	Plutonische Klasten (PI)	Plutonisches Liefergebiet

Um die einzelnen Klastengruppen und ihre Verhältnisse zueinander in einem Diagramm betrachten zu können, wurde das logratio-Diagramm  $\ln(Ls/Lm)$  gegen  $\ln(Lv/PI)$  eingeführt (Abb. 6.13 und 6.14). Diese Diagramme berücksichtigen ungefähr 90% des Gesamtmodalbestandes

und man kann durch die logarithmische Darstellung der Klastengruppen-Verhältnisse die einzelnen Komponenten trotz ihrer unterschiedlichen Anteile am Gesamtmodalbestand gut miteinander vergleichen.

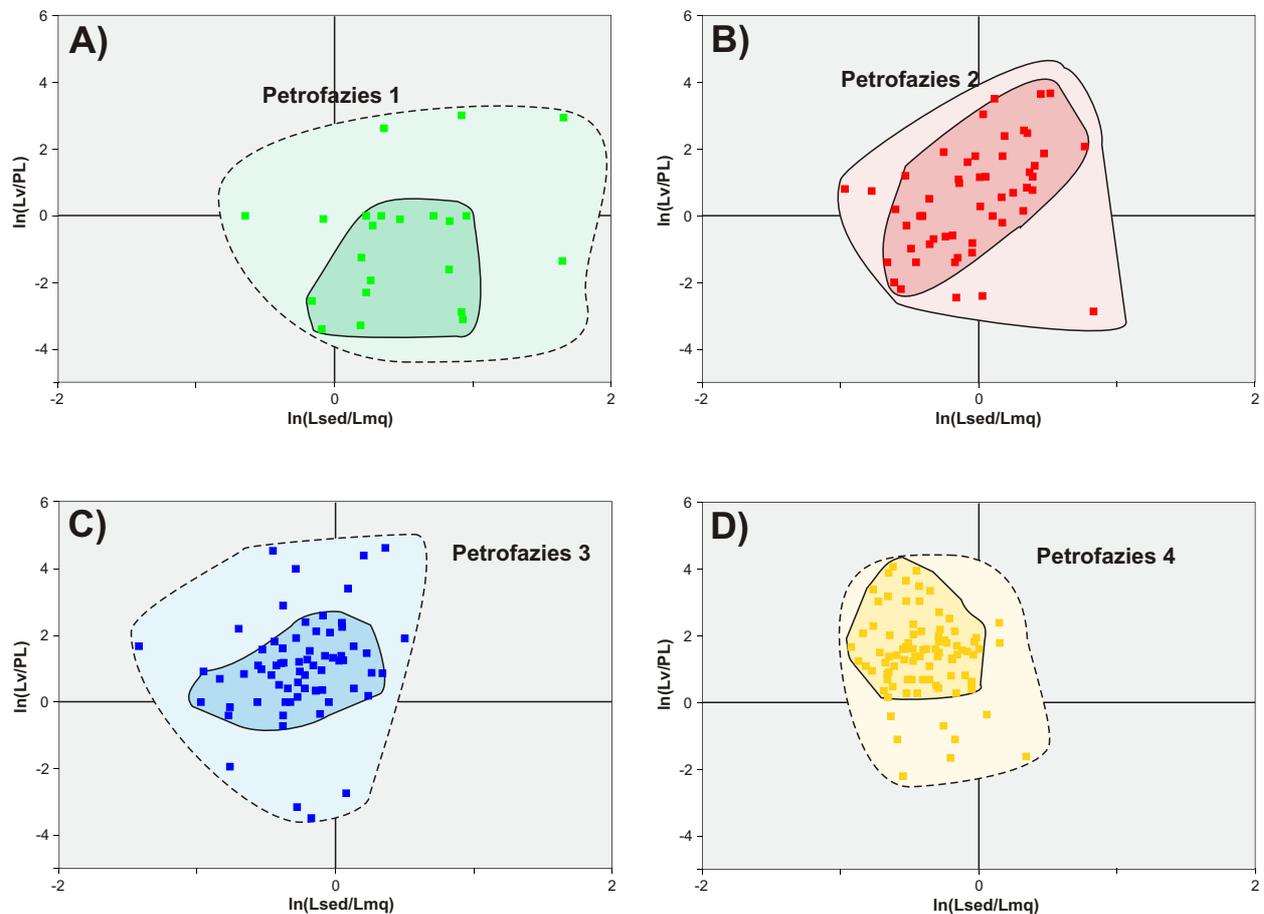


Abb. 6.13: Darstellung von Leichtmineraldaten der vier Petrofazies-Gruppen in einem logratio-Diagramm mit den Variablen Lv, PL, Ls, Lm (A) Petrofazies 1, B) Petrofazies 2, C) Petrofazies 3, D) Petrofazies 4). Lv setzt sich aus Vulkanoklasten, PL aus Plutonitklasten, Ls aus sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie Monoquarzen, und Lm aus metamorphen Gesteinsbruchstücken und Polyquarzen zusammen. Die vier Petrofazies nehmen verschiedene Bereiche ein und wurden nach ihrem Verteilungsmuster in Felder unterschiedlicher Auftretswahrscheinlichkeit diskriminiert.

Abbildung 6.13 zeigt jeweils die vier Petrofaziestypen in einem Diagramm. Innerhalb der Petrofaziesabfolge (Abb. 6.13a-d) ist eine Änderung in den Liefergebietsindikatoren erkennbar. Petrofazies 1 (Abb. 6.13a) hat einen hohen Anteil an plutonischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken, während Petrofazies 4 (Abb. 6.13d) einen hohen Anteil an metamorphen und vulkanischen Gesteinsbruchstücken enthält. Petrofazies 2 (Abb. 6.13b) und Petrofazies 3 (Abb. 6.13c) vermitteln zwischen diesen beiden Extremen. Es fällt allerdings auf, dass die Hälfte der Punkte von Petrofazies 2 und ein kleiner Teil der Petrofazies 3 zum Eckpunkt mit vielen vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken tendiert. Aus den in Abb. 6.13a-d definierten Feldern lässt sich ein Provenanzdiagramm konstruieren. Dabei können je nach Klastengruppen-Verhältnis unterschiedliche Quadranten definiert werden. Den unterschiedlichen Quadranten wurden aufgrund von vorherrschenden Klastengruppen plattentektonischen Provinzen und/oder Liefergebiete zugeordnet (Abb. 6.14). Proben, die in Quadrant I liegen, werden einem reifen magmatischen Bogen zugeordnet und sind von vulkanischen und sedimentären (Ls+Qm) Gesteinsbruchstücken dominiert. Proben aus Quadrant II, mit vorherrschenden plutonischen und sedimentären (Ls+Qm) Gesteinsbruchstücken entsprechen Komponenten aus einem erodierten kristallinen Bereich.

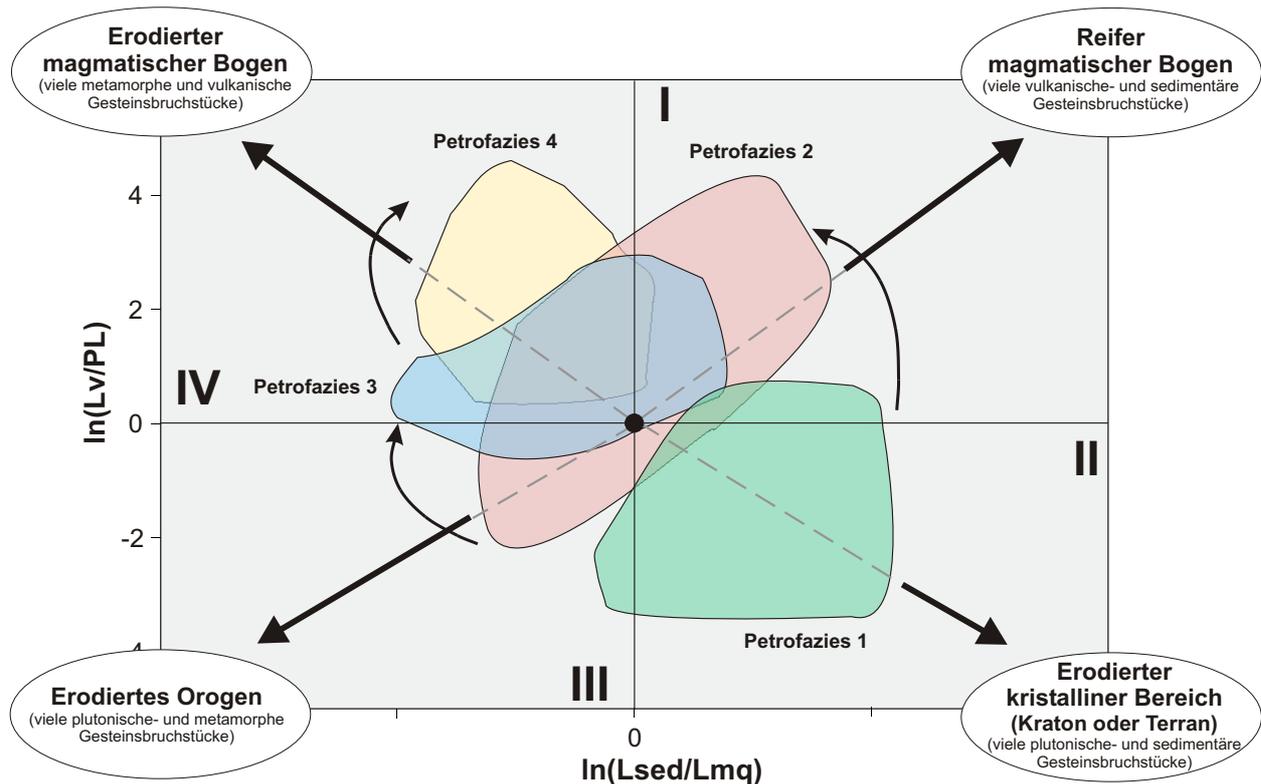


Abb. 6.14: Provenanzdiagramm basierend auf den  $\ln(Lv/PL)$  gegen  $\ln(Ls/Lm)$  logratio-Daten. Die Grenzen zwischen den vier Quadranten liegen bei  $\ln(1)=0$ , also einem Komponenten-Verhältnis von 1:1. Jeder Petrofaziesgruppe können dominierende Liefergebietslithologien zugeordnet werden.

Quadrant III wird durch ein erodiertes Orogen mit vielen plutonischen und überwiegend metamorphen ( $Lm+Qp$ ) Gesteinsbruchstücken repräsentiert. Ein erodierter magmatischer Bogen wird durch einen hohen Anteil an leichtmetamorphen ( $Lm+Qp$ ) und vulkanischen Gesteinsbruchstücken in Quadrant IV dargestellt.

Die Proben der Petrofazies 1, also dem liegenden Teil der Hochwipfel-Formation, liegen überwiegend im Quadranten II. Dies spricht für einen erodierten kristallinen Bereich als potentielles Liefergebiet. Von Petrofazies 1 zu Petrofazies 2 kann man einen Trend hin zu einem Mischbereich erkennen, der vor allem durch das verstärkte Auftreten von vulkanischen Lithoklasten geprägt ist. Zusätzlich treten noch verstärkt sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Quadrant I) oder metamorphe Gesteinsbruchstücke (Quadrant IV) auf. Diese Petrofaziesgruppe wird demnach von mehreren Liefergebieten versorgt. Ein Teil der Proben zeigt einen deutlichen Einfluss eines reifen magmatischen Bogens, während ein anderer Teil schon von einem erodierten magmatischen Bogen mit Material versorgt wird. Außerdem gibt es, nach diesem Provenanzdiagramm, Proben in Petrofazies 2, deren Komponenten zum größten Teil von einem erodierten Orogen stammen. Ein Großteil der Proben von Petrofazies 3 fällt in den Quadranten IV. Es sind aber noch Übergänge zu den Nachbarquadranten I und III vorhanden, die aber keine große Rolle spielen. Petrofazies 3 wird demnach vor allem aus einem erodierten magmatischen Bogen mit Komponenten versorgt, auch wenn noch Einflüsse aus einem differenzierten magmatischen Bogen und untergeordnet aus einem erodierten Orogen vorhanden sind. Petrofazies 4 im Hangenden der Hochwipfel-Formation hingegen fällt fast ausschließlich in den Bereich des Quadranten IV. Dies spricht für einen erodierten magmatischen Bogen als potentielles Liefergebiet. Insgesamt betrachtet, kann man einen Trend von einer Petrofazies (1), die durch plutonisch und sedimentäre Gesteinsbruchstücke gekennzeichnet ist, hin zu einer Petrofazies (4), die reich an metamorphen und vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist, erkennen. Die tektonische Situation des Liefergebiets ändert sich also von einem erodierten kristallinen Kraton zu einem erodierten magmatischen Bogen. Petrofazies 2 bricht teilweise aus diesem Trend aus, da sie als einzige einen starken Trend zu einer Lithoklastenzusammensetzung aufweist, auf Grund derer man auch auf einen reifen magmatischen Bogen schließen kann.

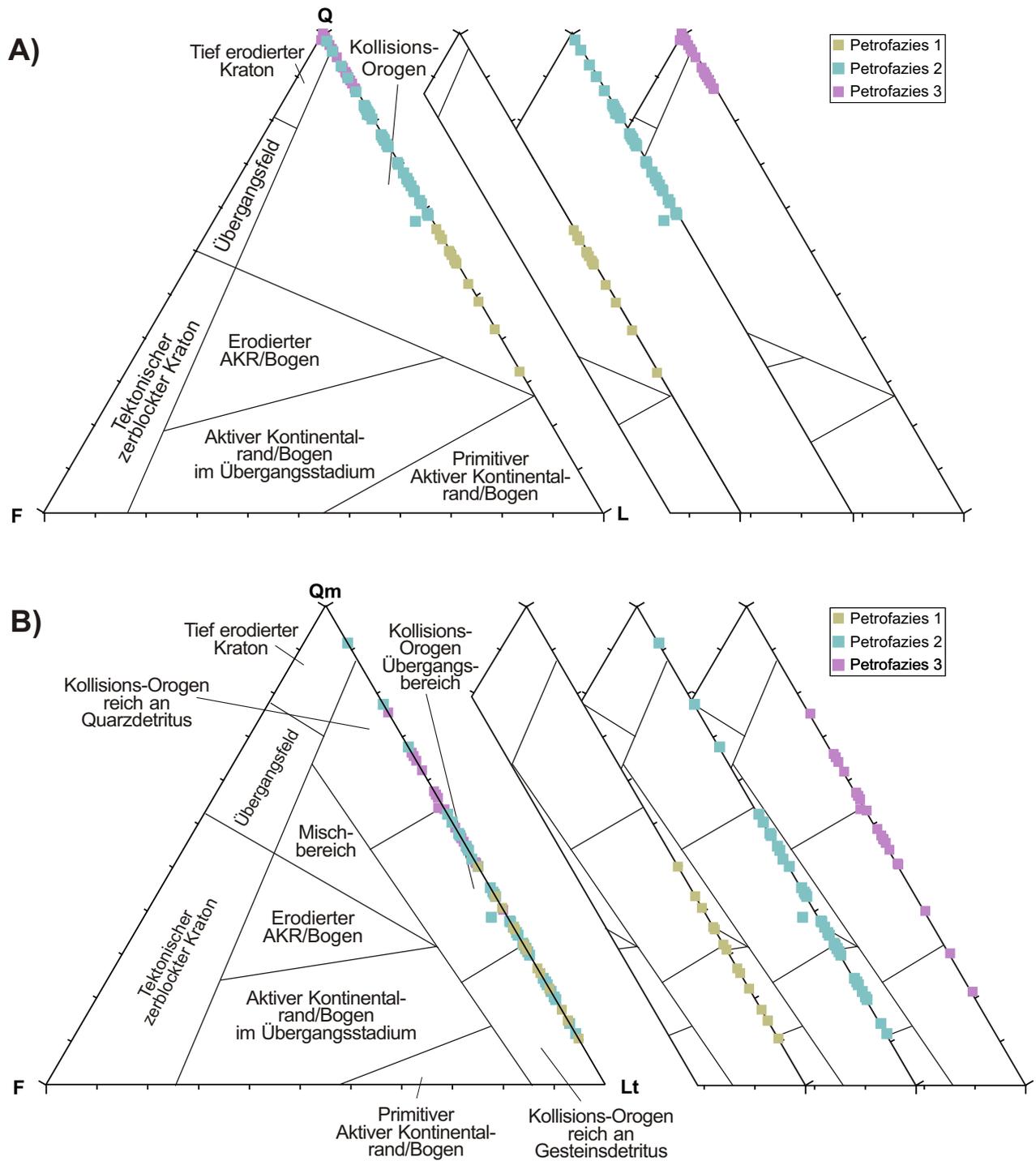
**Provenanz der Auernig-Formation:**

Abb. 6.15: Darstellung von 72 Proben in QFL- und QmFLt-Diskriminantendiagrammen. Plattentektonische Provinzen nach DICKINSON (1985). A) Die Proben fallen im QFL-Diagramm in das Kollisionsorogen-Feld und ein tief erodierten Kraton B) Die Proben fallen im QmFLt-Diagramm meist in alle drei Bereiche des Kollisionsorogen-Feldes.

Im QFL-Diagramm nach DICKINSON (1985) liegen die Proben der Auernig-Formation im Feld eines aufgearbeiteten Kollisions-Orogens und in einem tief erodierten Kraton (Abb. 6.15a). Innerhalb der Petrofaziesabfolge ergibt sich ein Trend von einem lithoklastenreichen Endglied (Petrofazies 1) zu einem quarzreichen Endglied (Petrofazies 3) (Abb. 6.15a). Im QmFLt-Diagramm nach DICKINSON (1985) liegen die Proben in größerer Verteilung vor (Abb. 6.15b). Innerhalb der Provenanzfelder kann man keinen eindeutigen Trend feststellen. Die Sandsteine

werden von Petrofazies 1 zu Petrofazies 3 quarzreicher. Die Proben fallen in alle drei Felder des aufgearbeiteten Kollisions-Orogens (Abb. 6.15b). Die Ordnung der Petrofaziestypen bleibt im QmFLt-Diagramm mit ein paar Ausnahmen erhalten, jedoch bewirkt der Wechsel der Polyquarz-Komponente vom Quarz- zum Lithoklasten- Endglied eine stärkere Durchmischung der einzelnen Petrofaziestypen.

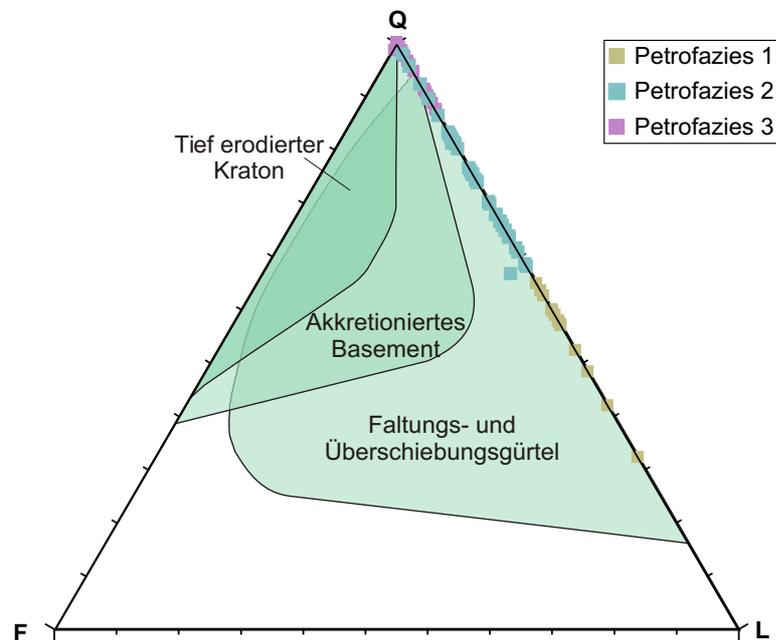


Abb. 6.16: First Order Provenance Type 3 (nach VALLONI, 1985).

VALLONI (1985) stellt ein Diskriminantendiagramm (Abb. 6.16) vor, in dem er mittels eines QFL-Diagramms in sieben Provenanzfelder diskriminierte. Auf Grund des geringen Feldspatgehaltes kommen im Falle der Auernig-Formation nur 3 Provenanzfelder in Frage. Dabei ist ein Trend wie in Abb. 6.15a zu erkennen. Petrofazies 1 fällt demnach komplett in das Feld des Faltungs- und Überschiebungsgürtels und tendiert in Richtung zum Quarzendglied. Petrofazies 2 liegt im Feld des Faltungs- und Überschiebungsgürtels und dem akkretionierten Basement, während Petrofazies 3 im Feld des akkretionierten Basements und dem tief erodierten Kraton

liegt. Es wurden von Petrofazies 1 zu Petrofazies 3 immer tiefere Stockwerke des Liefergebiets abgetragen.

KRAINER (1992) versuchte in den Karnischen Alpen die Modalbestände der Auernig-Sandsteine den einzelnen Formationen der Auernig-Gruppe stratigraphisch und petrographisch zuzuordnen. Entsprechend der gruppenbildenden Modalparameter hat er ein Q, Glimmer und Karbonatzement-Diagramm sowie ein Q, LvLs, Lm – Diagramm gebildet (Abb. 6.17).

Auf Grund des unterschiedlichen Gehaltes an Karbonatzement und detritischen Glimmer lassen sich nach KRAINER (1992) innerhalb der Auernig-Formation der Karnischen Alpen 4 Sandsteintypen auseinanderhalten, die jeweils auf bestimmte Lithofaziestypen beschränkt sind (Abb. 6.17a). **Sandsteintyp 1** enthält nach KRAINER (1992) grobkörnige, schräggeschichtete oder horizontalgeschichtete, quarzreiche Sandsteine. **Sandsteintyp 2** zeigt dünne, stark karbonatisch zementierte, glimmerführende, matrixfreie Sandsteinbänke, teilweise mit Beulenschichtung (HCS). **Sandsteintyp 3** besteht aus schräggeschichteten, mittel- bis grobkörnigen, mäßig glimmerführenden, teilweise karbonatisch zementierten Sandsteinen (teilweise mit Beulenschichtung, HCS) und **Sandsteintyp 4** wird aus fein- bis mittelkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen mit Beulenschichtung aufgebaut.

In Abb. 6.17a fällt ein Teil der untersuchten Auernig-Sandsteine der Ostkarawanken in das Feld des **Sandsteintyp 1**. Der überwiegende Anteil der Sandsteine fällt jedoch in das Feld des **Sandsteintyps 3**. Ein kleiner Teil der Proben fällt auch in das Feld des **Sandsteintyps 2** und eine Probe fällt in das Feld des **Sandsteintyps 4**. Dies bestätigten weitgehend die Ergebnisse der Sedimentologie (Kapitel 5) und zeigt, dass die Ausbildung und der Gesamtmodalbestand der Auernig-Formation der Ostkarawanken vergleichbar mit dem der Karnischen Alpen ist. Allerdings sieht man auch, dass ein Teil der Sandsteintypen der Karnischen Alpen (Sandsteintyp 2 und 4) in den Ostkarawanken nur untergeordnet vorkommt.

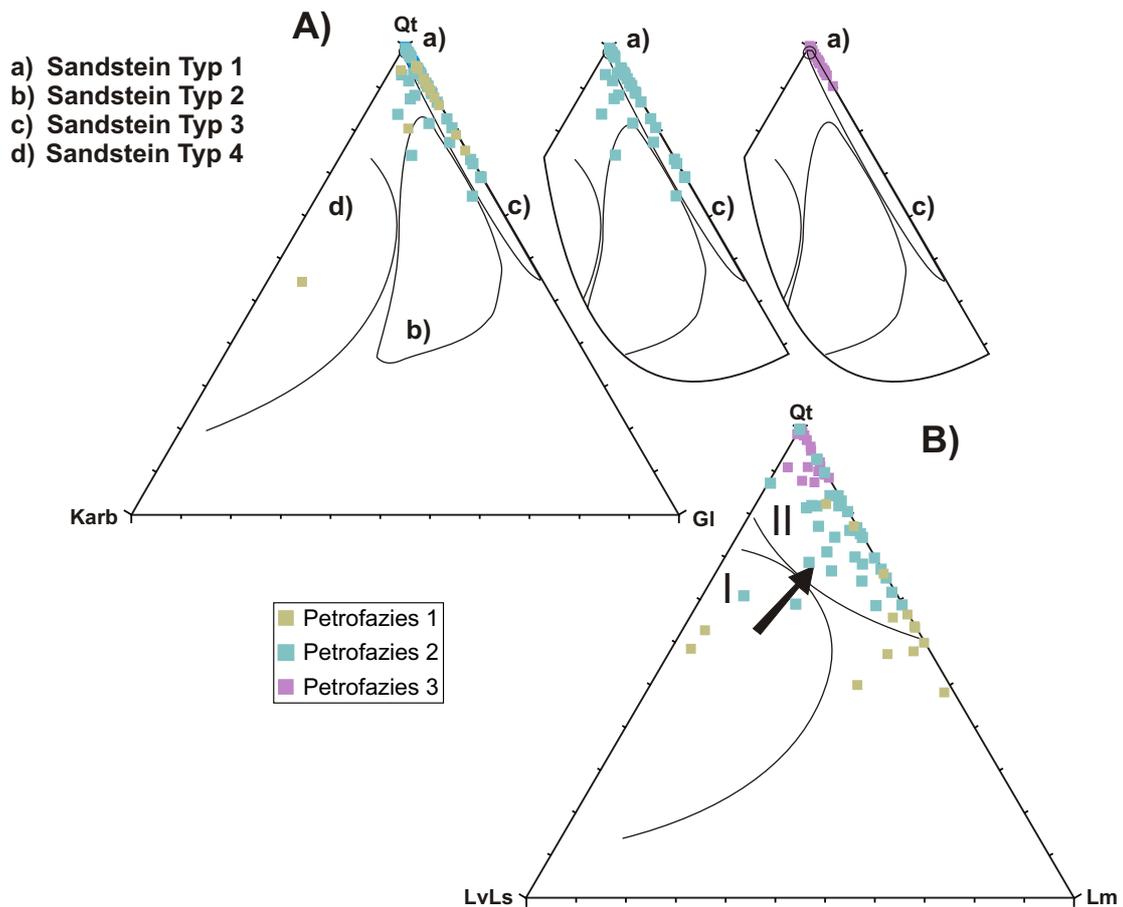


Abb. 6.17: A) Sandsteine der Auernig-Formation der Karawanken im Dreiecksdiagramm Qt - Karb (Karbonatzement) - Gl (Glimmer). B) Sandsteine der Auernig-Formation der Karawanken im Dreiecksdiagramm Qt - LvLs - Lm nach KRAINER (1992). Bombasso-Formation = I und Auernig-Formation = II (Felder nach Daten von KRAINER (1992) aus den Karnischen Alpen).

In Abb. 6.17b unterteilt KRAINER (1992) die Auernig-Gruppe der Karnischen Alpen in Bombasso (I) und Auernig-Formation (II). Die Proben der Auernig-Formation der Ostkarawanken fallen überwiegend in das von Krainer definierte Feld der Auernig-Formation der Karnischen Alpen und zeigen auch hier einen Trend von quarzärmeren Sandsteinen im Liegenden (Petrofazies 1) zu quarzdominierten Sandsteinen im Hangenden (Petrofazies 3). Nur ein sehr geringer Teil der Proben fällt in das Feld der Bombasso Formation. Das bestätigt die Annahme, dass in den Ostkarawanken keine Unterteilung der Auernig-Gruppe in verschiedene Formationen möglich ist. In den Ostkarawanken treten vor allem Gesteine auf, die der Auernig-Formation der Karnischen Alpen entsprechen. Es zeigen nur 4 Proben in den Ostkarawanken eine Zusammensetzung, die zur Bombasso Formation der Karnischen Alpen passen würden und durch einen erhöhten Anteil an sedimentären und magmatischen Lithoklasten gekennzeichnet ist. Die Bombasso Formation kennzeichnet in den Karnischen Alpen die liegenden Teile der Auernig-Gruppe und man kann vermuten, dass dieser Teil in den Ostkarawanken nicht, oder nur teilweise ausgebildet oder aufgeschlossen ist.

Um die Liefergebietsbedingungen für quarzreiche Sandsteine besser zu bestimmen, unterteilte BASU et al. (1975) in einem Diskriminanten-Diagramm in leicht-, mittel- bis hoch metamorphe und plutonische Liefergebiete (Abb. 6.18). Die untersuchten Sandsteine der Auernig-Formation der Ostkarawanken fallen in diesem Diagramm in den Bereich der leichtmetamorphen Liefergebiete (Abb. 6.18). TORTOSA et al. (1991) modifizierte dieses Diagramm und unterteilte zusätzlich in schiefer-, gneis- und granitreiche Ausgangsgesteine. Nach dem modifizierten Diagramm von TORTOSA et al. (1991) kann man für den überwiegenden Anteil der Sandsteine der Auernig-Formation ein schieferreiches Liefergebiet (Ton- und Glimmerschiefer) annehmen. Nur ein Teil der Proben zeigt Komponenten, die auf ein Liefergebiet mit nieder-, mittel und hochgradigen Gneisen oder Graniten hinweist.

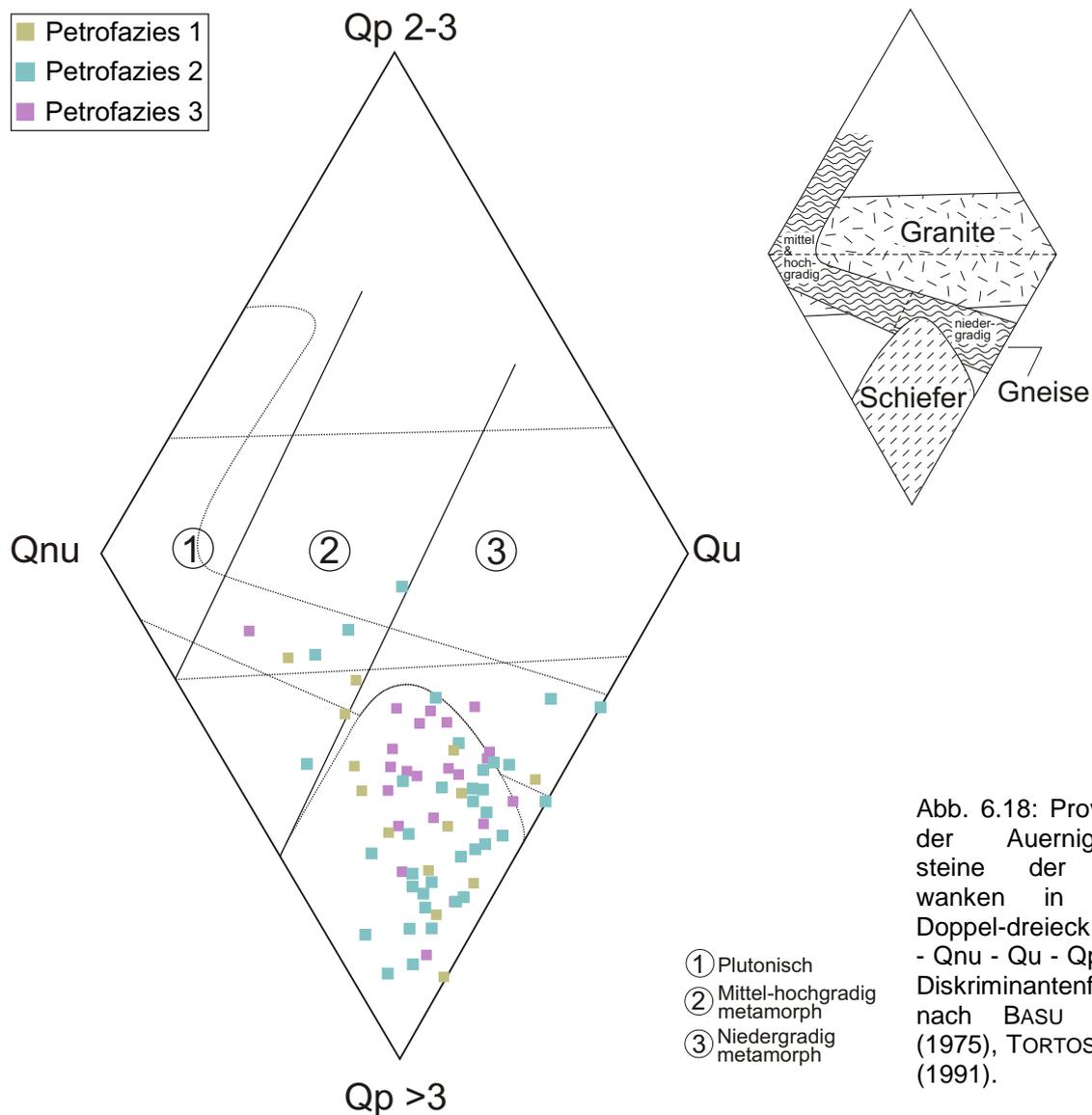


Abb. 6.18: Provenanz der Auernig-Sandsteine der Karawanken in einem Doppel-dreieck Qp2-3 - Qnu - Qu - Qp>3 mit Diskriminantenfelder nach BASU et al. (1975), TORTOSA et al. (1991).

Ein Diagramm von MOLINAROLI et al. (1991), das die Daten von BASU (1985) in einem Diskriminantenfunktions-Diagramm (Abb. 6.19) berücksichtigt, bestätigt die Ergebnisse von Abb. 6.18. Der überwiegende Anteil der Auernig-Sandsteine der Ostkarawanken wird auch hier von einem niedermetamorphen Liefergebiet geprägt und die verschiedenen Petrofaziesgruppen bleiben auch nach Anwendung dieser Methode erhalten.

#### Logratio-Provenanzdiagramm

Um neben den Quarzvarietäten (vgl. Abb. 6.18 und Abb. 6.19) auch die Lithoklasten besser in die Provenanzauswertung einzubeziehen, versuchte ich die Bedeutung einzelner Klastengruppe für die Provenanz in Logratio-Diagrammen zusammenzufassen. Allerdings verhinderte der geringe Anteil an Lithoklasten in Petrofazies 2 und 3 sowie nur wenige miteinander korrelierende Komponenten eine sinnvolle Gliederung in Klastengruppen. Damit konnte kein aussagekräftiges Logratio-Provenanzdiagramm gebildet werden.

Außerdem kann ein Provenanzdiagramm, das nur 5-25 % des Gesamtmodalbestandes berücksichtigt und zudem noch Proben unterschiedlicher Korngrößen beinhaltet, nur eine zweifelhafte Interpretation über die Herkunftsgebiete der Auernig-Formation zulassen. Deshalb beschränke ich mich für die Provenanz der Auernig-Formation auf die oben vorgestellten Provenanzdiagramme.

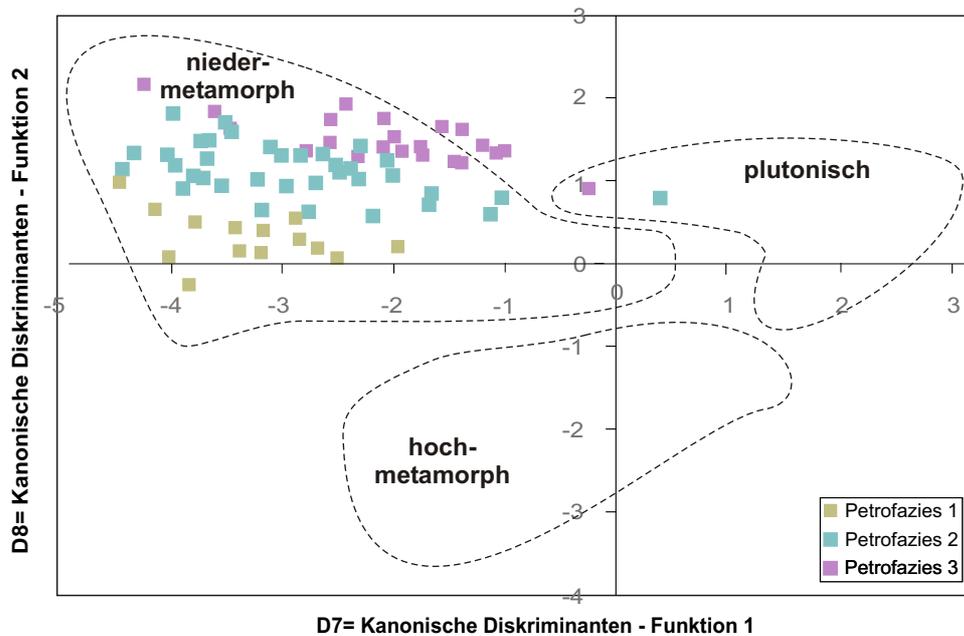


Abb. 6.19: QundulösQp – Diskriminantenfunktionsanalyse mit 3 Diskriminantenfeldern auf der Daten Grundlage von BASU et al. (1975). Verändert nach MOLINAROLI et al. (1991).

### 6.2.3 Fazit

#### Hochwipfel-Formation:

Es ist möglich die Sandsteine der Hochwipfel-Formation in vier unterschiedliche Petrofaziestypen zu unterteilen. Die einzelnen Petrofaziestypen unterscheiden sich im wesentlichen durch ihren Quarz- und Lithoklastengehalt. Veränderungen durch Verwitterung und Transport haben keinen wesentlichen Einfluss auf den Modalbestand. Das bedeutet, dass die Liefergebietslithologie der entscheidende Faktor für die Sandstein-Zusammensetzung darstellt.

Bei der Betrachtung der Verhältnisse der Hauptmodalbestandteile Q, F und Lt, sowie Qm, F und L bezüglich ihrer Provenanzaussage ergeben sich teilweise recht unterschiedliche Ergebnisse. In den Diagrammen von DICKINSON (1985) (QFL, QmFLt) fallen alle Proben und Petrofaziesgruppen in das Feld eines aufgearbeiteten Orogens (Abb. 6.9). Das ist in erster Linie auf die relativ geringe Anzahl an Feldspäten zurückzuführen, da der Anteil dieser Komponente zusammen mit dem Lithoklastenanteil von DICKINSON (1985) als Kriterium für ein Herkunftsgebiet aus einem magmatischen Bogen angesehen wird. Bei der Anwendung dieser Provenanzdiagramme muss allerdings berücksichtigt werden, dass bei der von mir angewendeten „klassischen Auszählmethode“ der Feldspatgehalt unterbewertet sein kann (vgl. Kapitel 4.2.2). Außerdem gehen die verschiedenen Lithoklastenvarietäten nicht in die Diagramme ein.

Die Provenanzaussage mittels dieser Hauptmodalbestandteile ändert sich zum Teil, wenn man die Provenanzfelder von DICKINSON (1985) in einem Diskriminantenfunktionsdiagramm, neu konstruiert und dabei alle von DICKINSON (1985) ausgezählten Komponenten und ihre Verhältnisse zueinander berücksichtigt (Abb. 6.11). Die Petrofaziesgruppen (Petrofazies 1 und 2) im Liegenden der Hochwipfel-Formation fallen in dem Diagramm, das die Hauptmodalbestandteile Q, F und L betrachtet, weiter in das Provenanzfeld eines aufgearbeiteten Orogens, während die Petrofaziesgruppen im Hangenden der Hochwipfel-Formation im Feld eines magmatischen Bogens liegen (Abb. 6.11a). Die klare Differenzierung in verschiedene Petrofaziesgruppen bleibt dabei erhalten. Demgegenüber ändert sich im Vergleich zu den Diagrammen von DICKINSON (1985) die Provenanzaussage des Diskriminantenfunktions-Diagramms bei Betrachtung der Hauptmodalbestandteile QmFLt nicht (Abb. 6.11b). Der überwiegende Teil der Proben fällt demnach in das Feld eines aufgearbeiteten Orogens.

Die unterschiedliche Aussage der beiden Diagrammtypen für die Hauptmodalbestandteile Qt, F, L geht meiner Meinung nach auf die Überbewertung des Quarzanteils in den klassischen Diagrammen von DICKINSON (1985) zurück, da die Änderung des Gesamtquarzgehaltes (Monoquarz und Polyquarz) einen entscheidenden Einfluss auf die Bildung der Provenanzfelder

in diesen Diagrammen hat. Demgegenüber wird bei der Diskriminantenfunktionsanalyse jede Komponente mittels eines Faktors einzeln bewertet. Diese einzelnen Faktoren werden dann im Diskriminantenfunktionsdiagramm nach MOLINAROLI et al. (1991) für jede Komponentengruppe kombiniert (Bsp.:  $Qt = \text{Faktor a} \cdot Qm + \text{Faktor b} \cdot Qp$ ;  $L = \text{Faktor c} \cdot Lm + \text{Faktor d} \cdot Ls + \text{Faktor e} \cdot Lv$ ). Dabei ergeben sich für die Änderung des Feldspat- und Lithoklastengehaltes bei der Diskriminantenfunktionsanalyse der Daten von DICKINSON (1985) einen viel stärkeren Einfluss auf die Gruppenbildung und somit auf die Bildung der Provenanzfelder im Diagramm mit den QtFL-Daten, als die Änderungen des Gesamtquarzgehaltes. Im Diskriminantenfunktions-Diagramm das QmFLt als Hauptmodalbestandteile berücksichtigt scheint sich dieser Effekt aber nicht so stark auszuwirken, was die identische Provenanzaussage zum Dreiecksdiagramm von DICKINSON (1985) beweist.

Bei den Diagrammen von DICKINSON & SUCZEK (1979); INGERSOLL & SUCZEK (1979) UND LASH (1987) wird vor allem das Verhältnis der Lithoklastenvarietäten in Bezug zur Provenanzaussage betrachtet. Demnach ändert sich die Provenanz von gedehnten Kontinentalrändern im Liegenden der Hochwipfel-Formation zu einem gemischt magmatischen Bogen (Back Arc- oder Subduktionszonen-Bereich) im Hangenden der Hochwipfel-Formation (6.10). Der Trend, dass der Modalbestand im Hangenden der Hochwipfel-Formation stärker durch einen magmatischen Bogen beeinflusst wird, geht aus dem steigenden Anteil der vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücke hervor.

Diese Provenanzaussage wird auch durch die Ergebnisse des Logratio-Provenanzdiagramms bestätigt (Abb. 6.14). Aus diesem Diagramm geht hervor, dass der karbone Ablagerungsraum in den Ostkarawanken in einem Gebiet liegt, das zuerst von einem erodierten kontinentalen Bereich geprägt ist (Petrofazies 1). Dies zeigt sich durch den erhöhten Anteil plutonischer und sedimentärer Gesteinsbruchstücke, wie er für einen erodierten kristallinen Bereich typisch ist, wenn Intrusivkörper freigelegt wurden. Im Laufe des Sedimenteintrages wird dann das Ablagerungssystem von Material aus einem reifen magmatischen Bogen und einem erodierten Orogen beeinflusst (Petrofazies 2+3), was sich zum einen am erhöhten Eintrag an vulkanischen sowie sedimentären Gesteinsbruchstücken und zum anderen an einer Erhöhung plutonischer und metamorpher Lithoklasten zeigt. Allerdings ist die Unterscheidung der Herkunftsgebiete in einen erodierten kristallinen Bereich im Liegenden der Hochwipfel-Formation und ein erodiertes Orogen im mittleren Teil der Hochwipfel-Formation nicht zwingend, da vor allem der Anteil der richtig hochmetamorphen Lithoklasten sehr gering ist. Es könnte sich auch um ein Liefergebiet handeln, bei dem einfach unterschiedliche Stockwerke erodiert werden. Im Hangenden der Hochwipfel-Formation nimmt der Einfluss eines erodierten magmatischen Inselbogenbereichs immer mehr zu (Petrofazies 4). Dafür spricht meiner Meinung nach der erhöhte Eintrag an vulkanischen Gesteinsbruchstücken und überwiegend leicht metamorphen Lithoklasten (Tab. 6.1). Die Einbeziehung der unterschiedlichen Lithoklasten ermöglicht also eine recht gute Identifizierung der plattentektonischen Provinzen.

#### Auernig-Formation:

Die Auernig-Sandsteine können in drei unterschiedliche Petrofaziestypen diskriminiert werden, mit denen sich auch die Abfolgen der Auernig-Formation anhand des Quarz- und Lithoklastengehaltes unterscheiden lassen (Abb. 6.5).

Bei der Betrachtung der Verhältnisse der Hauptmodalbestandteile Q, F und Lt, sowie Qm, F und L bezüglich ihrer Provenanzaussage, ergeben sich homogene Ergebnisse. In den Diagrammen von DICKINSON (1985) (QFL, QmFLt) zeigt der größte Teil der Proben eine Provenanz aus einem Kollisionsorogen (Abb. 6.15). Nur ein Teil der Proben von Petrofazies 3 fällt aufgrund seiner hohen Quarzanteile im QFL-Diagramm in das Feld eines tief erodierten Kratons (Abb. 6.15a). In beiden Diagrammen ist ein Trend von einem relativ quarzarmen Modalbestand im Liegenden zu einem überwiegend quarzreichen Modalbestand im Hangenden zu erkennen. Dementsprechend nimmt der Anteil an Lithoklasten ab. Dieser Trend kann sich zum einen aus Liefergebietsänderungen ergeben, aber auch durch die Korngrößeneffekte bedingt sein, da der Anteil an Lithoklasten in den gröberkörnigeren Sandsteinen der Auernig-Formation zunimmt.

Bei dem Diagramm von VALLONI (1985) kann mit den Hauptmodalbestandteilen Q, F und L das Kollisionsorogen in drei Provenanzfelder differenziert werden (Abb. 6.16). Dabei ergibt sich von

Petrofazies 1 im Liegenden der Auernig-Formation zu Petrofazies 3 im Hangenden der Auernig-Formation ein Trend zu immer tiefer abgetragenen Stockwerken des Liefergebiets. Die Sandsteine von Petrofazies 1 werden demnach von einem Faltungs- und Überschiebungsgürtel beliefert, was sich am erhöhten, polymikten Anteil der Lithoklasten zeigt. Nach der Abtragung dieses Faltungs- und Überschiebungsgürtels kann das darunterliegende Basement erodiert werden und es gelangen jetzt vermehrt metamorphe und quarzreiche Komponenten in den Ablagerungsraum. Petrofazies 3 im Hangenden der Auernig-Formation fällt schließlich in die Provenanzfelder des akkretionierten Basements und tief erodierten Kratons und wird vollständig von Quarzkomponenten dominiert.

Für das Herkunftsgestein der Auernig-Formation kann ein niedermetamorphes, von Glimmerschiefern dominiertes Liefergebiet angenommen werden (Abb. 6.18 und Abb. 6.19). Dies äußert sich im großen Polyquarzgehalt der Sandsteine, wobei Petrofazies 3 stärker zu höhermetamorphen (Abb. 6.18) und plutonischen (Abb. 6.19) Gesteinen tendiert. Nicht geklärt werden kann anhand der Provenanzanalyse, ob die gut gerundeten Quarze der Auernig-Formation auf eine Umlagerung von Sedimenten zurückzuführen ist, oder ob vielleicht zwei unterschiedliche Liefergebiete für das Auftreten von gut gerundeten Quarzen auf der einen Seite und weniger gut gerundeten Komponenten auf der anderen Seite verantwortlich ist.

Die Diagramme von KRAINER (1992) bestätigen zum einen das ähnliche Auftreten der Auernig-Formation in den Karnischen Alpen und man kann anhand des Komponentenbestands eine vergleichbare Zusammensetzung und somit vielleicht gleiche oder ähnliche Liefergebiete ableiten.

### 6.3 Schwermineralanalyse

Um die Aussagen über die Herkunft und die Ausgangsgesteine der siliziklastischen Komponenten zu erweitern und zu verfeinern, habe ich die Methode der Schwermineralanalyse angewendet. Viele Schwermineralarten sind beständiger gegen chemische Lösung und physikalische Abrasion als Lithoklasten, Feldspäte und zum Teil auch Quarz. Die Schwermineralanalyse bezeichnet die quantitative, statistische Auswertung der Minerale mit einer Dichte über  $2,88 \text{ g/cm}^3$ . Normalerweise sind diese Minerale mit Gehalten von unter 2% am Gesamtmodalbestand eines Sandsteines beteiligt. Damit die Schwerminerale analysiert werden können, müssen sie deshalb angereichert werden (vgl. Kap. 4.3).

#### 6.3.1 Definition und Herkunft des Schwermineralbestands

Die wichtigsten Schwerminerale der Hochwipfel- und Auernig-Formation sowie ihre Liefergebietsindikatoren sind im folgenden Abschnitt zusammengestellt. Weitergehende Beschreibungen der Schwerminerale und ihres primären Auftretens finden sich bei TRÖGER (1967); BOENIGK (1983) und MANGE & MAURER (1991).

##### Hauptgemengteile:

*Zirkon* ( $\text{ZrSiO}_4$ ) (vgl. Fototafel 3 – Teil 3; Fototafel 4 – Teil 2)

Idiomorphe Zirkone liegen im Körnerpräparat meist als bipyramidale Prismen vor. Sie sind nach ihrer c-Achse gestreckt und können idiomorph bis gut gerundet auftreten. Zirkone sind meist farblos, seltener tritt auch eine rosa, gelbe oder braune Varietät auf. Zirkon hat eine hohe Licht- und Doppelbrechung sowie eine gerade Auslöschung. Gitterstörungen können eine Verminderung der Doppelbrechung verursachen. Zirkone besitzen sehr häufig Flüssigkeits- und Mineraleinschlüsse, die oft parallel zur c-Achse angeordnet sind.

Zirkon tritt in den untersuchten Proben in mehreren Varietäten auf. Es lassen sich farblose und rosa gefärbte Zirkone unterscheiden. Die Zirkone sind meist gering zoniert und es können verschiedene Rundungsgrade (idiomorph, angerundet gerundet) unterschieden werden (Vergleich Fototafel 3; Teil 3 und Fototafel 4; Teil 2).

*Vorkommen:* Zirkon ist ein weit verbreitetes akzessorisches Mineral in intermediären und sauren Magmatiten. Er reichert sich auch oft in umgelagerten Sedimentgesteinen an.

Die rosa Varietät entsteht durch eingebaute radioaktive Elemente, die durch ihre Strahlung Gitterstörungen verursachen (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Dies ist häufig bei präkambrischen Zirkonen typisch (ZIMMERLE, 1972; MANGE & MAURER, 1991).

*Turmalin-Gruppe*  $\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH}, \text{F})_4$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 4; Fototafel 4 – Teil 1)

Turmaline kommen im Körnerpräparat meist als schlanke Prismen oder deren muschelige Bruchstücke vor. Sie zeigen eine große Farbenvielfalt. Ein starker Pleochroismus ist typisch für alle Turmaline, wobei die dunklere Farbe bei Ausrichtung des Prismas senkrecht zur Schwingungsrichtung des Polarisators auftritt. Die Lichtbrechung von Turmalin ist niedriger als die des Einbettungsmittels. Die hohen Interferenzfarben der dritten bis vierten Ordnung werden aber oft von der starken Eigenfarbe überdeckt. Turmalin hat gerade Auslöschung und eine negative Elongation.

In den untersuchten Proben liegen sechs unterschiedliche Turmalin-Varietäten vor. Der Rundungsgrad wird in idiomorph, angerundet und gerundet unterteilt. Am häufigsten treten braune Turmaline auf, die einen dunkelbraunen bis hellbraunen Pleochroismus aufwiesen. Am zweithäufigsten treten grün-braune Varietäten auf, die einen Pleochroismus von braun nach grün bis grünbraun zeigen. Genauso häufig tritt meist ein rosa-grüner Turmalin auf, der einen Pleochroismus von grasgrün nach rosa zeigt. Untergeordnet und mit starken Schwankungen versehen treten noch blaue, rote bis rotbraune und blaue bis blaugrüne Varietäten auf (Vergleich Fototafel 3; Teil 4 und Fototafel 4; Teil 1).

*Vorkommen:* Die Turmalin-Gruppe lässt sich in Eisen-Turmaline (Schörl), Magnesium-Turmaline (Dravit) und Lithium-Turmaline (Elbait) unterteilen. Schörl und Elbait treten in Graniten auf, während in Granitpegmatiten häufig nur Elbait zu finden ist (DEER et al., 1963). Dravit tritt in Gesteinen der Kontakt- und Regionalmetamorphose auf oder bildet sich durch Metasomatose in Schiefen, Gneisen und Phylliten (DEER et al., 1963, MANGE & MAURER, 1991).

**Rutil ( $TiO_2$ )** (vgl. Fototafel 3 – Teil 1)

Rutil ist im Körnerpräparat an seinem stark positiven Relief und seiner bernsteinfarbenen bis bräunlichroten Farbe zu erkennen. Rutil weist einen starken Pleochroismus auf. Er hat weiße Interferenzfarben höherer Ordnung, die aber oft von der kräftigen Eigenfarbe überdeckt werden. Die Körner treten als angerundete oder idiomorphe, bipyramidale Prismen auf. Rutil löscht parallel zu den Prismenflächen aus, aber die positive Elongation ist wegen der hohen Doppelbrechung nicht zu erkennen.

Rutil tritt in der Hochwipfel-Formation idiomorph bis gut gerundet auf. Besonders auffällig sind oftmals sehr schön ausgebildete idiomorphe, bernsteinfarbene Minerale und die gut sichtbaren Zwillingsgitter (Vergleich Fototafel 3).

**Vorkommen:** Rutil ist ein weit verbreitetes, akzessorisches Mineral metamorpher Gesteine (Schiefer, Gneise, Amphibolite) (BOENIGK, 1983). Weniger häufig tritt er in magmatischen Gesteinen auf (MANGE & MAURER, 1991). Er kann sich auch authigen als büschelig-nadelige Varietät in Sedimenten bilden. Rutil ist ein ultrastabiles Mineral.

**Granat-Gruppe:** (vgl. Fototafel 3 und 4 je Teil 1)

Die verschiedenen Granatvarietäten der Granat-Gruppe lassen sich in eine aluminiumreiche Pyrop-Almandin-Spessartin („Pyralspit“-Reihe und eine kalziumreiche Grossular-Andradit-Uwarovit („Ugrandit“-Reihe unterteilen (BOENIGK, 1983):

**„Pyralspit“-Reihe**

Almandin =  $Fe_3^{2+}Al_2[SiO_4]_3$   
 Spessartin =  $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$   
 Pyrop =  $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

**„Ugrandit“-Reihe“**

Grossular =  $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$   
 Andradit =  $Ca_3Fe_2^{3+}[SiO_4]_3$   
 Uwarovit =  $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Die Granate der „Pyralspit“-Reihe sind farblos bis blassrosa gefärbt, die Granate der „Ugrandit“-Reihe sind farblos bis gelbgrün. Die Farbintensität ist gering (MANGE & MAURER, 1991). Die Kornform ist unregelmäßig eckig, ohne erkennbare Spaltbarkeit und sie zeigen oftmals Auflösungserscheinungen. Alle Granate besitzen eine höhere Lichtbrechung als das verwendete Einbettungsmittel und zeigen oftmals Einschlüsse (BOENIGK, 1983). Granate sind häufig vollständig isotrop. Grossular, Andradit und Uwarovit können aber, in Folge metamorpher Beanspruchung, häufig anomale Doppelbrechung mit grauen Interferenzfarben der 1. Ordnung aufweisen (BOENIGK, 1983).

Die Granatgruppe tritt in unterschiedlichem Maße in der Hochwipfel-Formation auf, während sie in der Auernig-Formation komplett fehlt. In der Hochwipfel-Formation ist sie auf die liegenden Abfolgen begrenzt und kann hier teilweise den Hauptbestandteil der Schwermineralfraktion bilden. Es treten sowohl vollständig isotrope als auch anomal doppelbrechende Granatevarietäten auf. Die meisten Granate sind farblos bis blass gefärbt und zeigen unterschiedliche Grade der Auflösung (Vergleich Fototafel 3; Teil 1 und Fototafel 4; Teil 1).

**Vorkommen:** Granate der „Pyralspit“-Reihe treten meist in Metamorphiten auf. Seltener finden sich Granate auch in Plutoniten, Pegmatiten und Ultramafiten (BOENIGK, 1983). Granate der „Ugrandit“-Reihe sind auf metasomatisch entstandene Skarne und karbonatische Schiefer beschränkt, während man Uwarovit in Peridotiten und Serpentiniten finden kann (DEER et al., 1963). Granate sind gegenüber sauren Lösungen sehr instabil. Während der Versenkungsdiagenese sind sie dagegen recht stabil (Morton, 1984). Der Chemismus der detritischen Granate erlaubt zuverlässige Aussagen über die Liefergesteine (MORTON, 1991).

**Chromspinell (Aluminium-Chromit) ( $Mg, Fe^{2+}, Mn$ )( $Cr, Al$ ) $_2O_4$**  (vgl. Fototafel 3 und 4 je Teil 1)

Chromspinell ist im Körnerpräparat an seinem stark positiven Relief und seinem opaken Erscheinungsbild bei gekreuzten Polarisatoren zu erkennen. An dünnen Kanten kann er braune bis braunrote Farbe zeigen. Die Körner treten als angerundete oder idiomorph oktaedrische und unregelmäßige, eckige Körner mit muscheligen Bruch auf (MANGE & MAURER, 1991).

Chromspinell kommt häufig als Nebengemengteil der Hochwipfel- und Auernig-Formation vor. In der Auernig-Formation nimmt der Gehalt allerdings deutlich ab (Vergleich Fototafel 3; Teil 1 und Fototafel 4; Teil 1).

**Vorkommen:** Chromspinell ist meist ein Anzeiger für ultrabasische bis basische Magmatite (Peridotit, Pyroxenite, Gabbros, Serpentin) und frühe Magmatite eines Inselbogens (MANGE & MAURER, 1991; BOENIGK, 1983). Spinelle sind während des Transports sehr stabil. Geochem-

ische Analysen der Chromspinelle können das Liefergebiet des Ablagerungsraumes weiter einengen.

*Hornblende-Reihe*  $Ca_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe)[(OH)_2Al_2Si_6O_{22}]$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 2)

Hornblenden kommen im Körnerpräparat meist als prismatische, nach der c-Achse gestreckte Minerale, vor. Die Körner sind häufig plattig und liegen auf der Spaltfläche (110). Kennzeichnend sind kleine Auslöschungsschiefen ( $10-20^\circ$ ) und die positive Elongation sowie die Spaltbarkeit ( $124^\circ$ ), die selten zu sehen ist. Die Lichtbrechung ist niedriger als die des Einbettungsmittels (BOENIGK, 1983). Durch die starke Eigenfarbe kann man die Interferenzfarben zweiter Ordnung oftmals nicht erkennen. Hornblenden können in grünen (Hastingsite, Tschermarkite) oder braunen (Barkevikite, Oxyhornblenden, Kaersutite) Varietäten auftreten. Seltener gibt es auch Hornblenden mit leicht bläulichen Farben (Paragasite) und starkem Pleochroismus. Die Hornblenden zeigen durch ihre geringe Verwitterungsresistenz meist ausgeprägte, ausgefranzte Prismenenden. Dies kann bis zur Entwicklung von skelettartig aufgelösten Körnern reichen.

In der Hochwipfel- und Auernig-Formation kommen grüne bis grünbraune, teilweise olivfarbene bis dunkelgrüne Hornblenden vor. Sie zeigen meist Lösungserscheinungen. Hornblenden treten episodisch in den Abfolgen der Hochwipfel-Formation auf und können dann erhöhte Konzentrationen aufweisen. In der Auernig-Formation geht der Gehalt an Hornblenden zurück (Vergleich Fototafel 3; Teil 2 und Fototafel 4; Teil 2).

*Vorkommen:* Die Glieder der Hornblende-Reihe kommen in einer Vielzahl von Gesteinen vor. Sie sind in basischen und ultrabasischen, intermediären Magmatiten, sauren und alkalischen Plutoniten sowie in andesitischen und rhyolitischen Vulkaniten zu finden (BOENIGK, 1983, MANGE & MAURER, 1991). In amphibolithfaziellen Metamorphiten treten sie als gesteinsbildende Minerale auf. Die Amphibole sind während des Transports und der Diagenese instabil. Man findet sie daher nur in unreifen Sedimenten häufiger. Die einzelnen Glieder der Amphibol-Reihen sind oft Indikatorminerale von metamorphen und magmatischen Fazies (BOENIGK, 1983).

*Brookit*  $TiO_2$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 3)

Brookit ist im Körnerpräparat an seinem stark positiven Relief und seinem dunkelgelben bis braunen Auftreten zu erkennen. Die Körner treten als angerundete oder gerundete, tafelige sowie prismatische Körner auf. Sie zeigen oftmals Striemung parallel zur C-Achse. Brookit ist optisch 2-achsig positiv und hat eine sehr hohe Doppelbrechung mit anomalen violettblauen bis lilafarbenen Interferenzfarben. Der Pleochroismus von gelb nach braun ist schwach ausgebildet und selten zu sehen. Die Elongation ist negativ, aber durch die intensiven Interferenzfarben meist überdeckt (BOENIGK, 1983).

Brookit tritt häufig als Nebengemengeteil der Hochwipfel- und Auernig-Formation auf. In der Auernig-Formation ist ein deutlich höherer Anteil vorhanden als in der Hochwipfel-Formation (Vergleich Fototafel 3).

*Vorkommen:* Brookit ist meist ein Anzeiger für verwitterte, kristalline Gesteine, Schiefer, Gneise und hydrothermale Ganggesteine (BOENIGK, 1983, MANGE & MAURER, 1991).

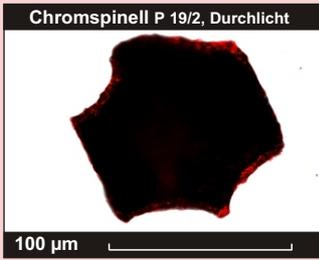
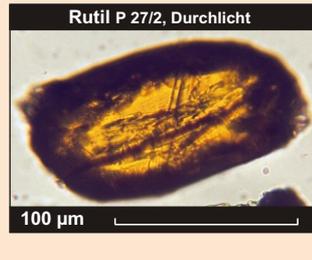
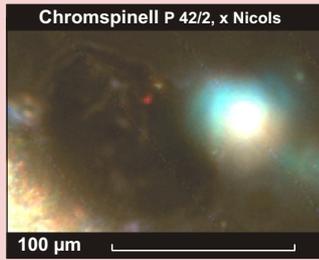
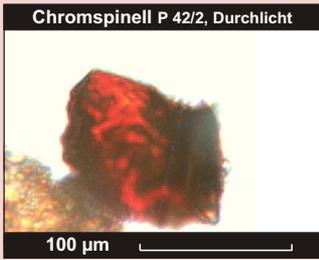
*Orthopyroxene*  $(Fe, Mg) Si_2O_6$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 2,4)

Orthorhombische Pyroxene treten meist in der Form von kurzen und stumpfen Prismen oder deren Bruchstücke auf. Sie bilden eine Mischkristallreihe, die vom magnesiumreichen Enstatit und Bronzit bis zum eisenreichen Hypersthen reicht. Grundsätzlich haben alle Varietäten viele opake Einschlüsse (BOENIGK, 1983).

Kennzeichnend für eisenreiche Varietäten (Hypersthen) ist ein deutlicher Pleochroismus von blassgrün nach rosa und ein schwach negatives Relief. Die magnesiumreichen Varietäten sind farblos und haben keinen Pleochroismus (Enstatit). Orthopyroxene besitzen Interferenzfarben erster bis unterer zweiter Ordnung sowie eine gerade Auslöschung. Die Lichtbrechung liegt über der des Einbettungsmittels (MANGE & MAURER, 1991).

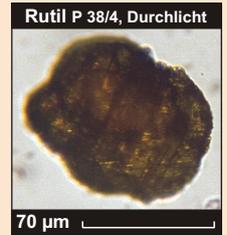
Orthopyroxene treten in manchen Proben der Hochwipfel- und Auernig-Formation als Nebengemengteile auf. Das Verhältnis von Hypersthen zu Enstatit ist dabei ungefähr 2:1. In der Auernig-Formation ist ein deutlich höherer Anteil an Orthopyroxenen vorhanden als in der Hochwipfel-Formation (Vergleich Fototafel 3).

### Fototafel 3: Schwerminerale Teil 1

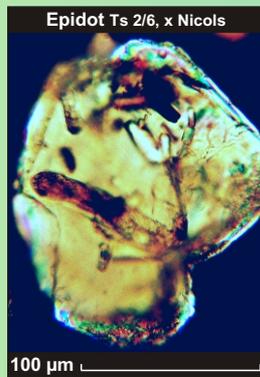
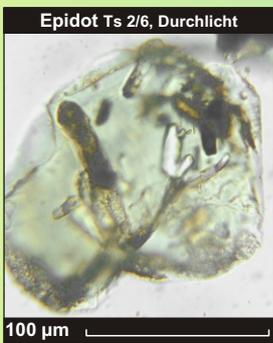


## CHROM-SPINELL

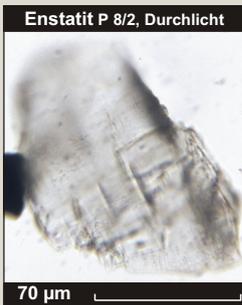
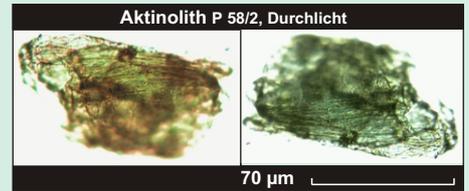
## RUTIL



## EPIDOT

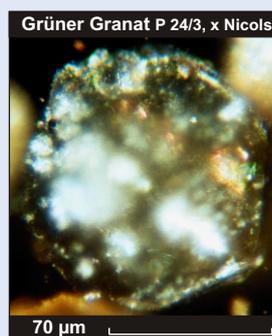
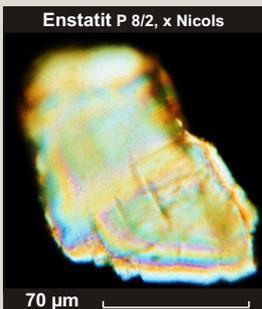
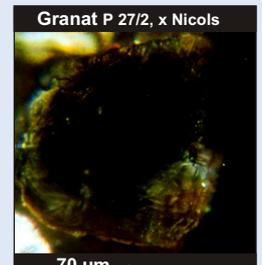


## AKTINOLITH

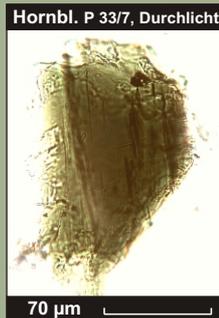
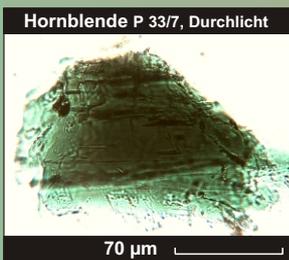
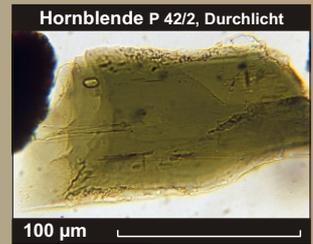
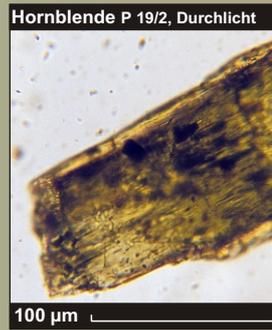
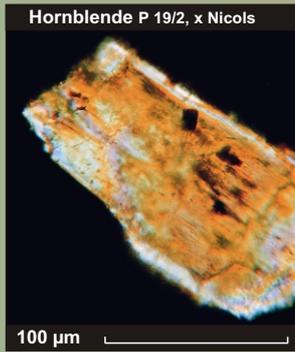
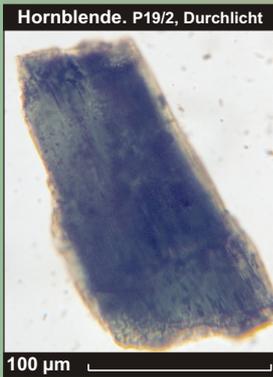


## ENSTATIT

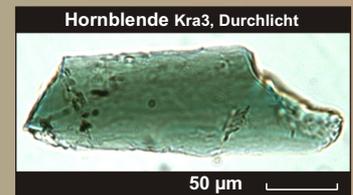
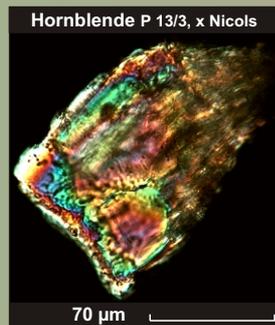
## GRANAT



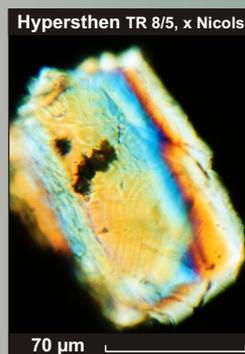
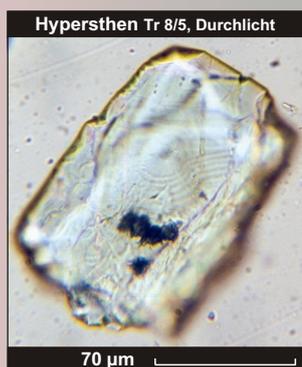
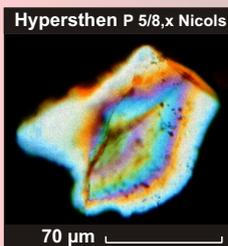
### Fototafel 3: Schwerminerale Teil 2



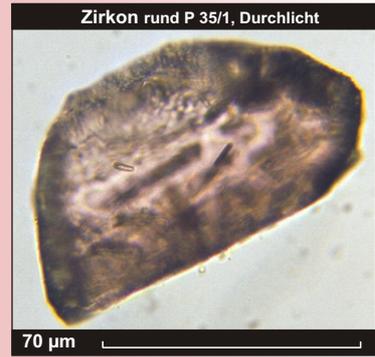
## HORNBLLENDE



## HYPERSTHEN

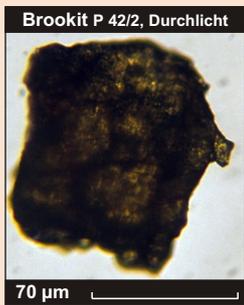
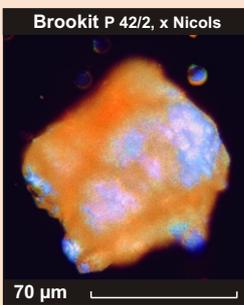


### Fototafel 3: Schwerminerale Teil 3

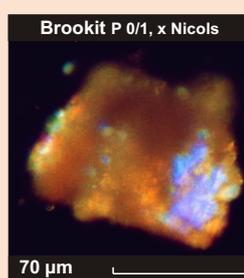


**FARBLOSER ZIRKON**

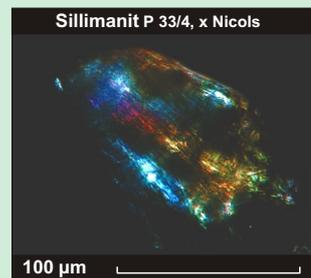
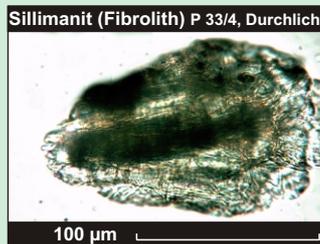
**R  
O  
S  
A  
  
Z  
I  
R  
K  
O  
N**



**B  
R  
O  
O  
K  
I  
T**

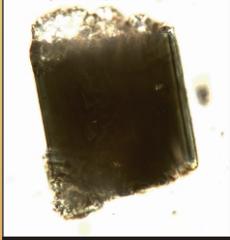


**SILLIMANIT (FIBROLITH)**

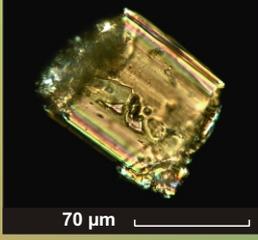


### Fototafel 3: Schwermminerale Teil 4

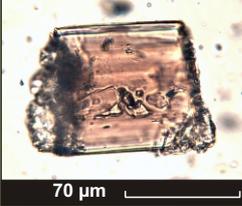
Tu rosagrün P 8/2, Durchlicht



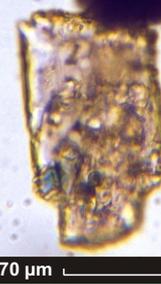
Turmalin rosagrün P 8/2, x Nicols



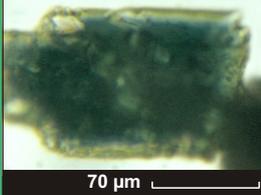
Tu rosagrün P 8/2, Durchlicht



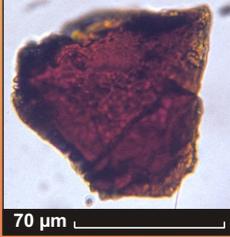
Tu rosagrün P57/4



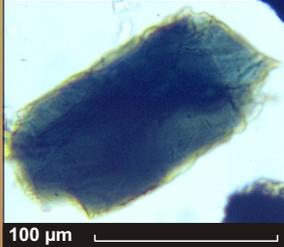
Tu rosagrün P57/4, Durchlicht



Turmalin rot P23/1, Durchlicht



Turmalin blaugrün P 29/8, Durchlicht



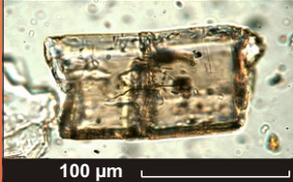
Turmalin braun Kp 7/1, Durchlicht



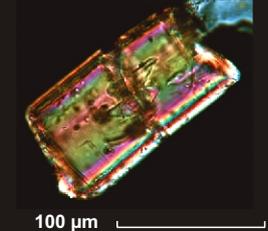
Turmalin grünbraun Les 1, Durchl.



Turmalin farblos P 56/1, Durchlicht



Turmalin farblos P 56/1, x Nicols



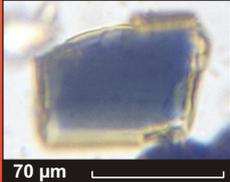
Turmalin blau P23/1, Durchl.



Tu grünbraun Basis P 21/2, Durchl.



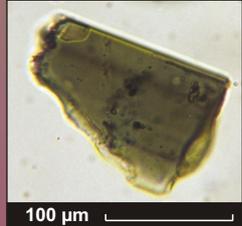
Turmalin blau P 18/16, Durchl.



Turmalin grün P 57/7, Durchl.



Tu grünbraun 21/2, Durchlicht



Turmalin rot P 8/2, Durchlicht

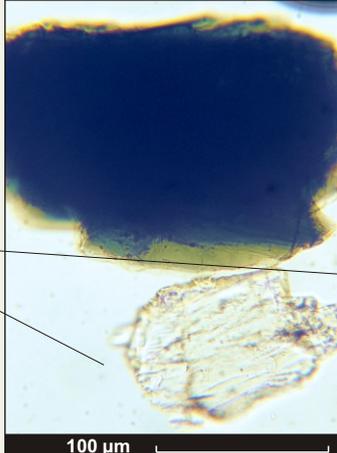


## TURMALIN

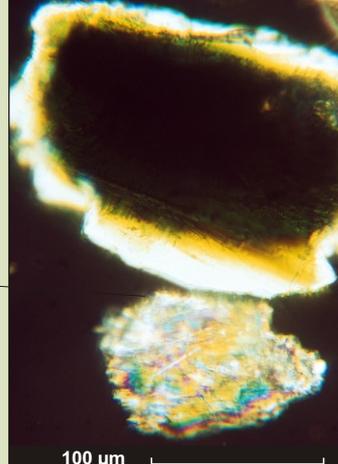
## HORNBLLENDE

## ENSTATIT

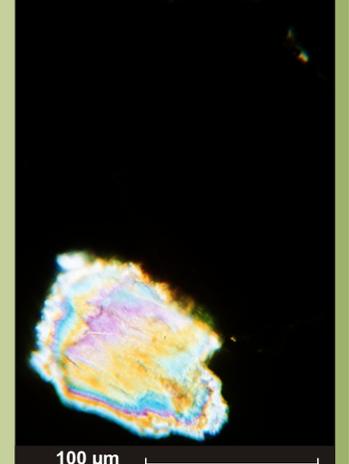
Enstatit & Hornblende P 19/2, Durchlicht



Enstatit & Hornblende P 19/2, x Nicols;  
schiefe Auslöschung



Enstatit & Hornblende P 19/2, x Nicols;  
gerade Auslöschung



*Vorkommen:* Enstatit ist Hauptbestandteil ultramafischer Gesteine und kommt auch in einigen metamafischen Gesteinen vor. Gelegentlich tritt er auch in Granuliten auf. Hypersthen kommt in basischen bis intermediären Vulkaniten und Plutoniten, einigen Graniten und Syeniten sowie in Amphiboliten und Gneisen vor (BOENIGK, 1983, MANGE & MAURER, 1991).

*Aktinolith*  $Ca_2(Mg, Fe)_5 Si_8 O_{22} (OH)_2$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 1)

Aktinolith besteht aus fast parallel bis strahlig angeordneten Fasern, die eine positive Elongation und eine Auslöschungsschiefe von 11°-15° zeigen. Die Interferenzfarben liegen im Bereich der zweiten Ordnung. Die Lichtbrechung kann dicht unter oder dicht über der des Einbettungsmediums liegen. Ein deutlicher Pleochroismus von farblos bis gelblichgrün nach bläulichgrün ist vorherrschend (MANGE & MAURER, 1991).

Aktinolith tritt öfter als Nebengemengeteil der Hochwipfel- und Auernig-Formation auf. Die Konzentration schwankt stark (0-15%) (Vergleich Fototafel 3).

*Vorkommen:* Aktinolith bildet sich grünschieferfaziell während der Regionalmetamorphose aus pelitischen oder basischen Edukten. Kontaktmetamorph kann sich die grüne Varietät wie auch der farblose Tremolit bilden. Der grüne Aktinolith entsteht dabei in Verbindung mit Kalksilikatfelsen. Der magnesiumreiche Tremolit bildet sich dagegen während der Kontakt- oder Regionalmetamorphose aus dolomitischen Edukten. Selten ist er in metamorphen Ultrabasiten zu finden (BOENIGK, 1983).

*Epidot-Gruppe*  $Ca_2(Fe^{3+}, Al^{3+})Al_2O OH[Si_2O_7] [SiO_4]$  (vgl. Fototafel 3 – Teil 1)

Die Epidot-Gruppe findet sich im Körnerpräparat als unregelmäßige, eckige und isometrische Körner mit hohem Relief. Der grasgrüne, eisenreiche Epidot zeigt einen schwachen bis deutlichen Pleochroismus von farblos nach grasgrün. Der farblose, aluminiumreiche Zoisit und Klinozoisit zeigt keinen oder nur geringen Pleochroismus. Zoisit und Klinozoisit haben eine mäßig hohe Lichtbrechung. Die hohe Doppelbrechung der eisenreichen Epidote führt zu leuchtenden Interferenzfarben der zweiten und dritten Ordnung.

Epidot kommt in wenigen Präparaten der Hochwipfel-Formation mit einem Gehalt von 1-5% vor (Vergleich Fototafel 3).

*Vorkommen:* Epidot tritt überwiegend in grünschieferfaziellen Metamorphiten auf. In der Paragenese mit Hornblende findet er sich im Übergang zur amphibolithfaziellen Metamorphose (Epidot-Amphibolithfazies). Epidot kann sich auch in kontaktmetamorphen Gesteinen, basischen Magmatiten und hydrothermal in Vulkaniten bilden (BOENIGK, 1983).

*Titanit*  $CaTi[(O, OH, F)SiO_4]$

Der Titanit tritt im Körnerpräparat farblos, honiggelb oder hellbraun auf. Er ist hoch licht- und doppelbrechend. Er zeigt bei idiomorpher, spitzrhabischer Ausbildung eine symmetrische Auslöschung. Titanit weist eine weiße Interferenzfarbe auf, man kann jedoch in Auslöschungsstellung auch teilweise lederbraune oder blaue anormale Interferenzfarben beobachten. Durch die rasch beginnende Zersetzung in Leukoxen (Aggregate von Rutil, Anatas und Brookit) erscheint Titanit oft trüb und schmutzig (MANGE & MAURER, 1991).

Titanit tritt selten in erwähnenswerten Mengen innerhalb der Hochwipfel- und Auernig-Formation auf (Vergleich Fototafel 3).

*Vorkommen:* Titanit ist ein verbreitetes, akzessorisches Mineral in untersättigten und intermediären Plutoniten. Er tritt aber auch in Skarnen, kristallinen Schiefen, Orthogneisen und Kalksilikatfelsen auf (BOENIGK, 1983).

*Alumosilikatgruppe*  $Al_2O[SiO_4]$  (*Disthen, Sillimanit, Andalusit*)

Die Alumosilikatgruppe tritt nur sporadisch in den Schwermineralpräparaten der Hochwipfel- und Auernig-Formation auf (Vergleich Fototafel 3).

Andalusit kommt im Körnerpräparat als unregelmäßig geformte Körner mit stark negativem Relief vor. Kennzeichnend ist ein Pleochroismus von farblos nach rosa. Durch die geringe Doppelbrechung zeigt Andalusit Interferenzfarben der unteren zweiten Ordnung (MANGE & MAURER, 1991).

*Vorkommen:* Andalusit bildet sich während der niedrigen thermischen Metamorphose (Kontaktmetamorphose) aus Peliten oder tonigen Komponenten von Areniten. Selten findet er sich auch in Gneisen (BOENIGK, 1983).

Sillimanit tritt meist in schlanken, farblosen Prismen mit leicht negativem Relief auf. Seine leuchtenden Interferenzfarben der zweiten und dritten Ordnung, die gerade Auslöschung und die positive Elongation sind kennzeichnende Merkmale. Büschelig-nadelige Formen des Sillimanit bezeichnet man als Fibrolith (MANGE & MAURER, 1991) (vgl. Fototafel 3 – Teil 3).

*Vorkommen:* Sillimanit tritt überwiegend in amphibolithfaziellen Metapeliten auf. Während der mittelgradigen Kontaktmetamorphose bildet sich Fibrolith, während in der hochgradigen thermischen Metamorphose auch idiomorphe Kristalle auftreten können (BOENIGK, 1983).

Disthen tritt als farbloses oder leicht blau gefärbtes Korn auf. Oftmals kann man den kennzeichnenden blauen Rand um das Korn erkennen, der auf den geringen Unterschied zwischen der Lichtbrechung des Minerals und des Einbettungsmittels zurückgeht. Disthen besitzt eine niedrige Doppelbrechung. Es treten Interferenzfarben der oberen ersten, bei dicken Körnern der unteren zweiten Ordnung auf. Er weist eine gute Spaltbarkeit auf. Die Spaltssysteme führen zu kennzeichnenden, treppenförmigen Absonderungen (MANGE & MAURER, 1991).

*Vorkommen:* Disthen findet sich in amphibolithfaziellen Metapeliten, Paragneisen und Granuliten (BOENIGK, 1983).

#### *Opake Minerale*

Die opaken Anteile der Schwermineralassoziationen wurden nicht quantitativ bestimmt, da diese bei der durchlichtmikroskopischen Auszählung schwer von opak erscheinenden, sekundären Aggregaten aus Eisenoxidhydraten unterschieden werden können. An opaken Mineralen treten im wesentlichen Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ), Magnetit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) und Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) auf.

### 6.3.2 Stabilitäts- und Verwitterungsparameter der Schwerminerale

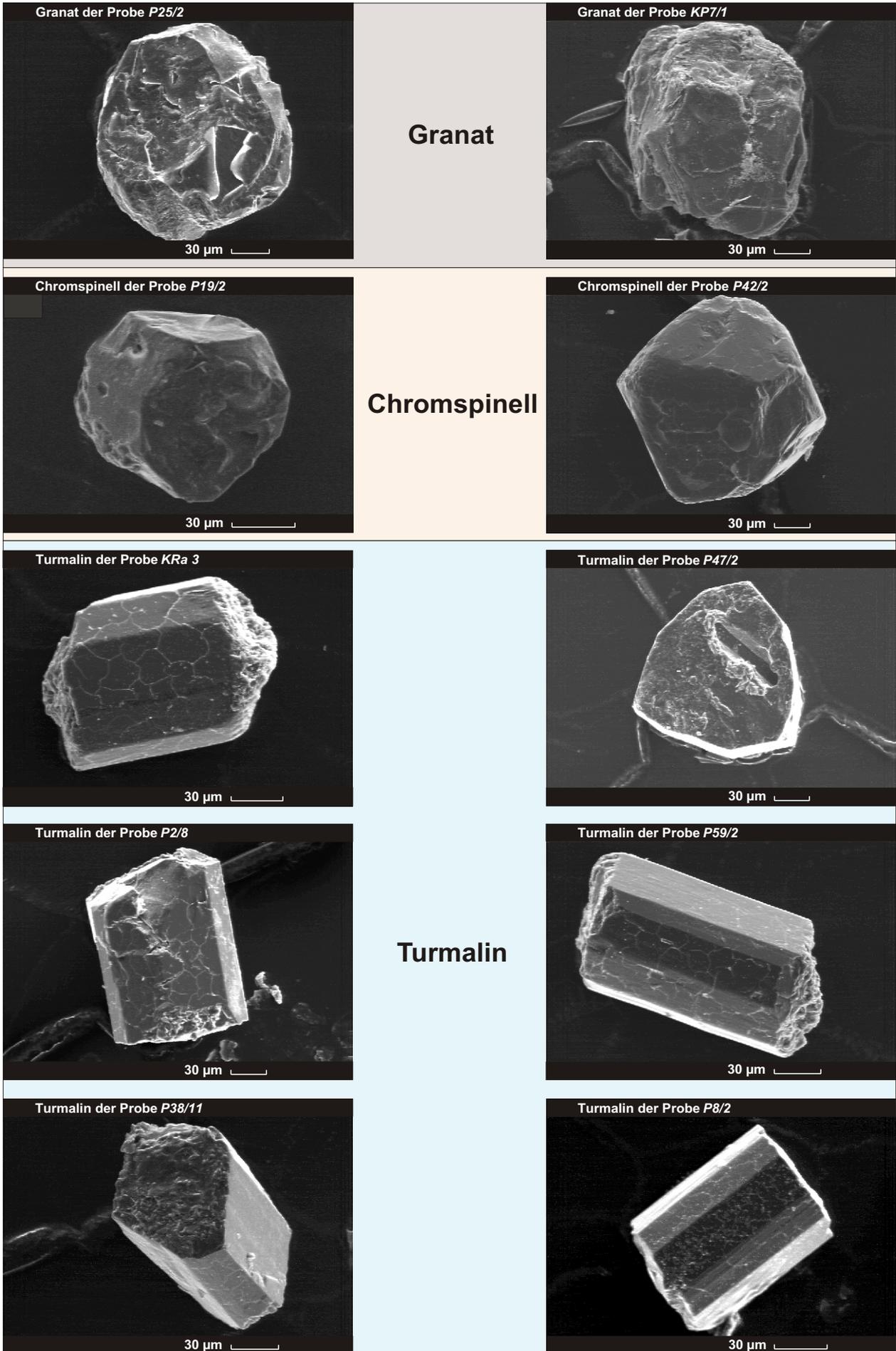
Die Schwermineralvergesellschaftung eines Sediments wird hauptsächlich von den Schwermineralführungen der Liefergesteine bestimmt. Selektive Zerstörung der Schwerminerale während der Verwitterungs-, Transport-, und Diageneseprozesse kann die ursprüngliche Zusammensetzung stark modifizieren. Physikalische Sortierung, mechanische Abrasion und chemische Lösung sind dabei die Hauptfaktoren, die auf die Schwermineral Körner einwirken (MORTON & HALLSWORTH, 1999).

#### **Verwitterung des Liefergesteins**

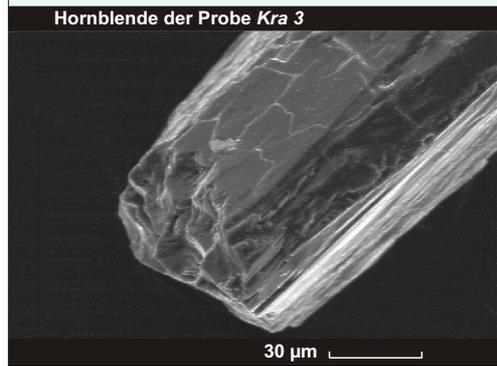
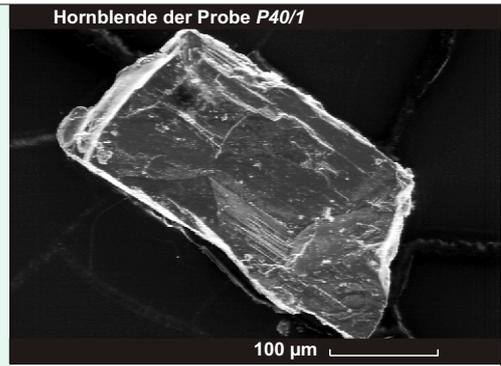
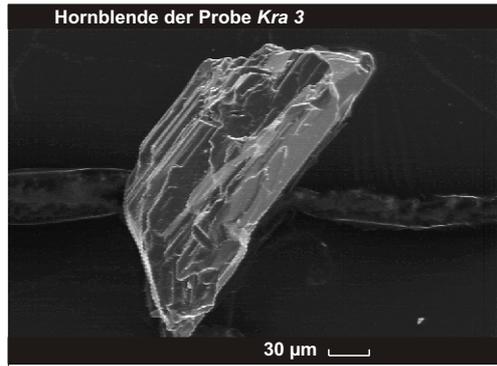
Schon während der Verwitterung wird normalerweise der Mineralbestand des Liefergesteins verändert. Wenn durch die Transportprozesse der Detritus schneller abgeführt wird als er von der Verwitterung zur Verfügung gestellt wird, dann spricht man von einer verwitterungslimitierten Erosion (JOHNSON et al., 1991). Der Detritus wird dann ohne größere Modifikationen zügig abtransportiert. Eine transportlimitierte Erosion besteht hingegen, wenn ein geringer Abtransport des Detritus zu einer Verwitterungsdecke führt, in der die Mineralvergesellschaftungen über einen längeren Zeitraum der chemischen Verwitterung ausgesetzt sind. Dadurch können die auftretenden Schwermineralassoziationen stark verändert werden. Eine relative Stabilitätsreihe (GRIMM, 1973) gegen chemische Lösung wird von den ultrastabilen Schwermineralen Zirkon, Turmalin und Rutil (inklusive der  $\text{TiO}_2$ -Modifikationen Brookit und Anatas) sowie den  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -polymorphen Mineralen Andalusit, Sillimanit und Disthen angeführt. Am unteren Ende der Stabilitätsreihe stehen Apatit, Olivin und die Pyroxene. Im mittleren Bereich der Stabilitätsreihe befindenden sich die Schwerminerale Granat, Amphibole, Staurolith und Epidot. Je nach Zusammensetzung der Schwerminerale und dem PH-Wert der beteiligten Lösungen, können sich die Stabilitätsreihen verschieben (NICKEL, 1973) (Tab. 6.1).

Die Komponentenverhältnisse der Leichtmineralanalyse weisen nach einem Diagramm von WELTJE, 1994 (vgl. Kap. 6.2) trotz eines humiden Klimas auf eine geringe bis mäßige Verwitterung hin. Dies ist nur möglich, wenn ein steiles Relief vorhanden war und ein schneller Transport des Detritus in den Ablagerungsraum erfolgte. Für die Hochwipfel-Sandsteine kann deshalb von einer verwitterungslimitierten Erosion ausgegangen werden. Der Abtransport von Detritus geschieht sehr schnell und die Schwermineralvergesellschaftung wird durch die Verwitterungslösung nur wenig verändert (vgl. Fototafel 3: Schwermineral-Bilder und Fototafel 4: REM-Bilder).

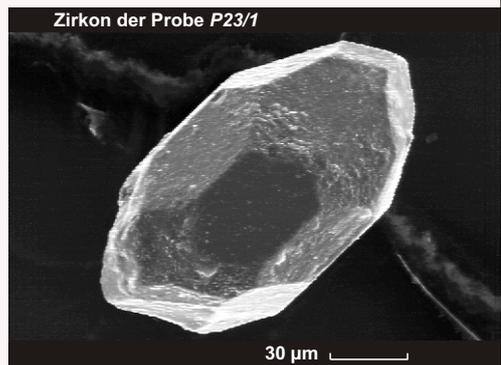
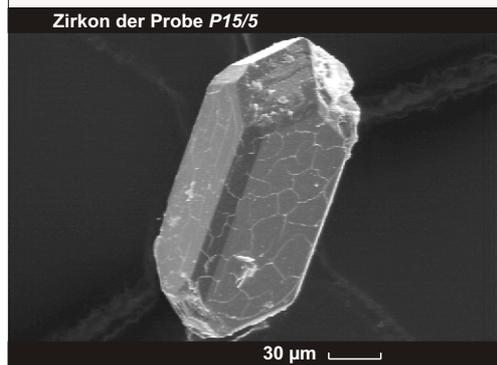
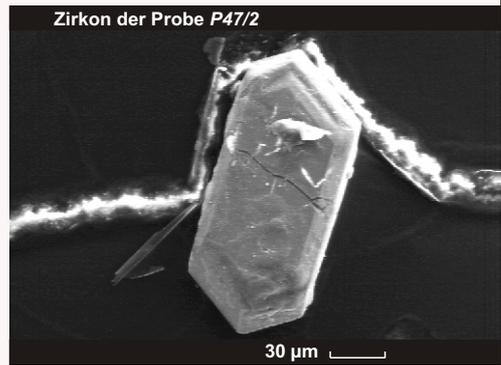
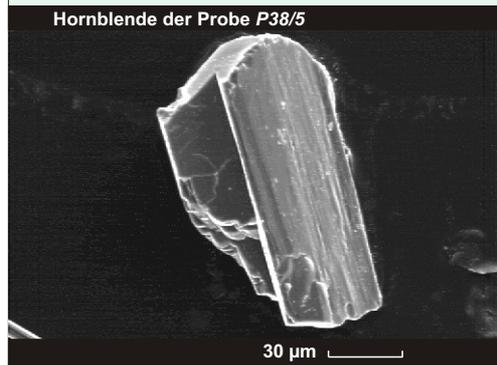
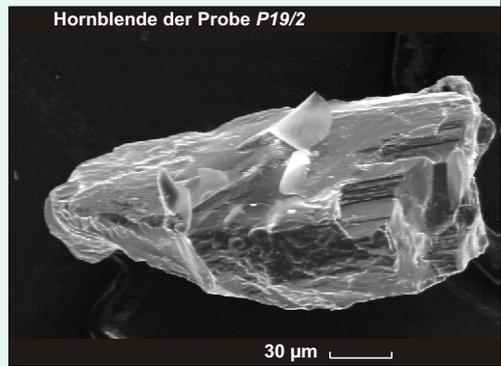
### Fototafel 4 - Bilder vom Rasterelektronenmikroskop (Teil 1)



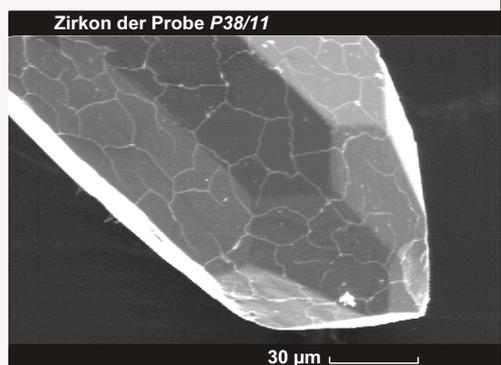
### Fototafel 4 - Bilder vom Rasterelektronenmikroskop (Teil 2)



### Hornblenden



### Zirkone



Tab. 6.1: Stabilitätsreihen von Schwermineralen bei verschiedenen PH- Werten von NICKEL (1973). Die experimentell bestimmten Stabilitätsabfolgen zeigen einen Anstieg der Stabilität von unten nach oben.

<b>PH 3,6</b>	<b>PH 5,6</b>	<b>PH 10,6</b>
<i>Zirkon, Rutil</i>	Zirkon, Rutil	Zirkon, Rutil Granat, Staurolith
<i>Amphibol</i>		Amphibol Apatit
<i>Disthen</i> <i>Staurolith</i>	Disthen Staurolith, Turmalin	Disthen Turmalin
<i>Turmalin</i> <i>Epidot</i> <i>Granat</i> <i>Apatit</i>	Epidot Amphibol Granat Apatit	Epidot

### Modifikation während des Transportes

Während des Transportes haben zwei Prozesse Einwirkung auf die Schwermineralvergesellschaftung. Zum Einen wirkt sich die chemische Lösung durch das Transportmedium aus. Dies zieht aber annähernd die gleichen Veränderungen durch Lösungsvorgänge nach sich wie die initiale Verwitterung des Ausgangsgesteins. Zum anderen wirkt die mechanische Abrasion als physikalische Komponente.

Mechanische Abrasion während des Transports kann die Kornform und damit die Schwermineralassoziation durch Sortierungseffekte verändern. MORTON et al. (1999) stellte die gängigen experimentellen Stabilitätsreihen verschiedener Autoren zur mechanischen Stabilität von Schwermineralen vor (Tab. 6.2).

DIETZ (1973) stellte die Stabilitätsreihe auf Grund der Änderungen im Rundungsgrad und der Kornform der Schwerminerale auf, während die anderen Autoren die Gewichtsabnahme monomineralischer Kornpräparate zur Erstellung der Stabilitätsreihen benutzten.

Tab. 6.2: Verschiedene experimentell generierte Stabilitätsreihen von Schwermineralen bei mechanischer Transportbeanspruchung. Die Stabilität steigt von unten nach oben an.

<b>FREISE (1931)</b>	<b>THIEL (1945)</b>	<b>DIETZ (1973)</b>
<i>Turmalin</i>	Turmalin	
<i>Spinell</i>		Zirkon
<i>Rutil</i>		Disthen
<i>Staurolith</i>	Staurolith	
<i>Augit</i>	Titanit	
<i>Topas</i>		
<i>Granat</i>	Granat	Granat
<i>Epidot</i>	Epidot	
<i>Apatit</i>		
<i>Zirkon</i>	Zirkon	Rutil
<i>Disthen</i>	Amphibol	
<i>Olivin</i>	Rutil	Staurolith
<i>Andalusit</i>	Orthopyroxen	Turmalin
<i>Diopsid</i>	Apatit	
<i>Monazit</i>	Augit	Olivin
	Disthen	Andalusit

### Hydraulische Prozesse

Auch eine hydraulische Sortierung kann die Schwermineralvergesellschaftung modifizieren. Da die Schwermineraler Körner kleiner und schwerer sind als die Leichtminerale, verhalten sie sich bei gleicher Korngröße anders (MORTON et al., 1999). Eine Fraktionierung der Schwermineralvergesellschaftung vor der Ablagerung kann somit nicht ausgeschlossen werden. Auf dem Transportweg besteht die Möglichkeit, dass ein Großteil der dichtesten Minerale durch Seifenbildung aus dem transportierten Material aussortiert worden ist. Da sich die Dichteverhältnisse der in der Hochwipfel- und Auernig-Formation vorkommenden Schwerminerale nicht grundlegend unterscheiden, kann zwar eine An- oder Abreicherung der

Schwerminerale gegenüber den Leichtmineralen vorkommen, aber innerhalb der Schwermineralfraktion wirken sich diese Effekte nur wenig auf die Schwermineralvergesellschaftung aus.

### **Modifikation während der Versenkungsdiagenese**

Auch während der Versenkung von Sedimenten kann es zur Lösung von Schwermineralen kommen. Die Stabilitätsreihe von Schwermineralen während der Versenkungsdiagenese unterscheidet sich von der Stabilitätsreihe bei chemischer Verwitterung. Nach MORTON (1984) sind Amphibole nur bis in eine Tiefe von 600 m stabil. Bei tieferer Versenkung ist Epidot unterhalb von 1100 m und Disthen ab 1800 m nicht mehr vorhanden. Staurolith ist bis in Tiefen von 3100 m zu finden und Granat kann bis 3500 m vorkommen. In den Übergangsbereichen ihrer Stabilitätsfelder liegen die Schwerminerale in stark angeätzten Kornformen vor. Apatit, Monazit, Spinell, Rutil, Turmalin und Zirkon zeigen nach MORTON (1984) bis 4 km Tiefe keine Anzeichen von Lösungen oder Ätzungen. Im Vergleich zur Verwitterungsstabilität ist die relativ hohe Stabilität von Granat und Apatit während der Versenkungsdiagenese erwähnenswert. Dagegen sind die bei der Verwitterung sehr stabilen Minerale Andalusit, Sillimanit und Disthen bei der Versenkungsdiagenese relativ früh instabil.

### 6.3.3 Darstellung und Diskussion der Ergebnisse

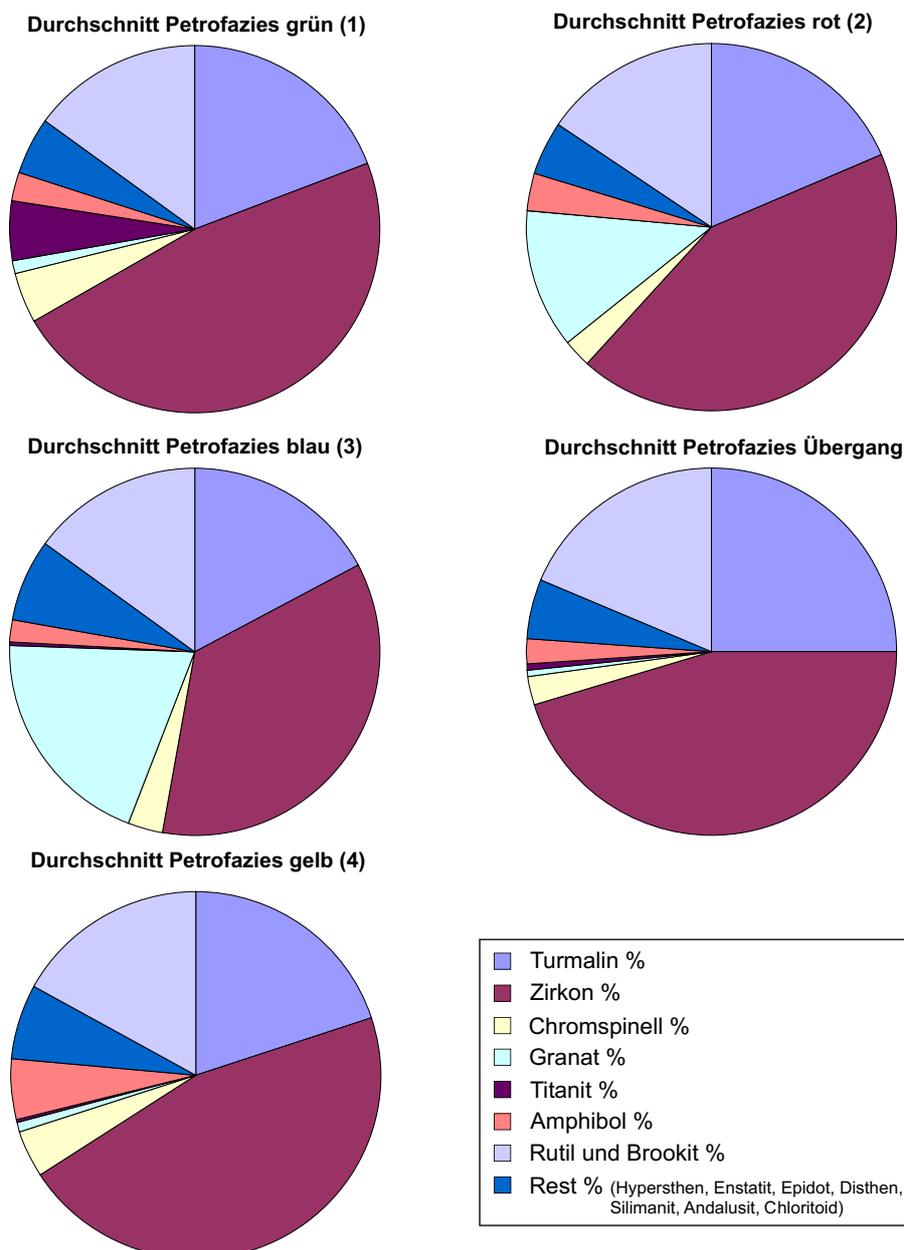


Abb. 6.20: Durchschnittliche Zusammensetzung der Schwermineralfraktion jeder Petrofaziesgruppe

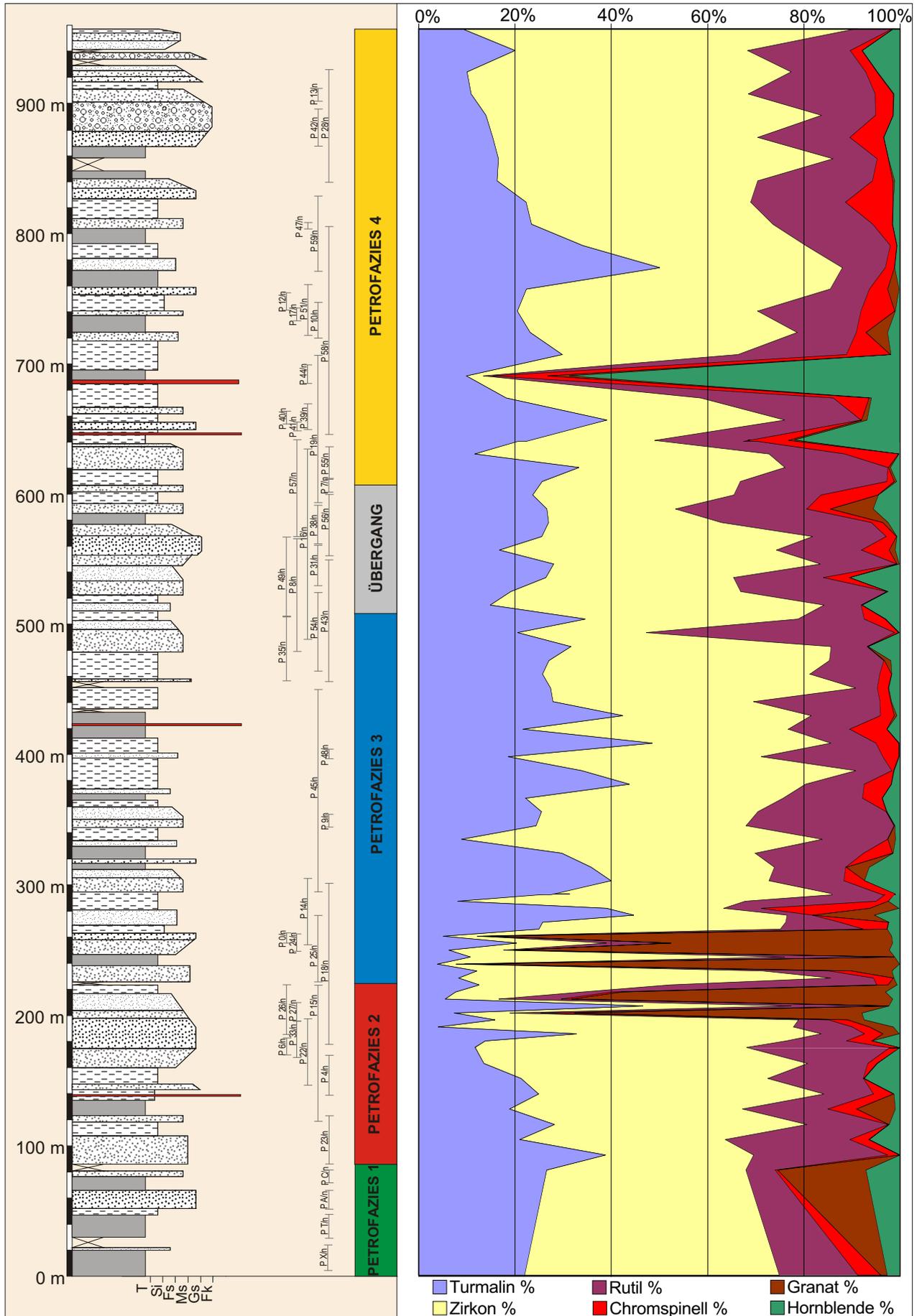


Abb. 6.21: Vereinfachtes Übersichtsprofil der Hochwipfel-Formation mit den quantitativen Änderungen der wichtigsten Schwermineralgruppen innerhalb der Profilauffolge. Symbole und Füllungsmuster wie in der Legende von Abb. 5.2. Eingetragen sind die Lage der Profilausschnitte innerhalb des Übersichtsprofils und die Petrofaziesgruppen.

Schwermineralverteilung in den Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse und innerhalb der Profilabfolge :

#### Durchschnittliche Gehalte der Petrofaziesgruppen

In Abbildung 6.20 ist die durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung der diskriminierten Petrofaziesgruppen dargestellt. Man sieht deutlich, dass sich in den stabilen Schwermineralen Turmalin, Zirkon und Rutil nur wenige Änderungen von Petrofazies zu Petrofazies ergeben. Nur in der Übergangsfazies zwischen Petrofazies 3 und 4 nimmt der Turmalin Gehalt zu. Ansonsten bleibt das Auftreten dieser Minerale konstant. Deutlich erkennt man auch das starke Auftreten von Granat in Petrofazies 2 und 3 und das stärkere Auftreten von Amphibolen und Chromspinell in der Petrofazies 4.

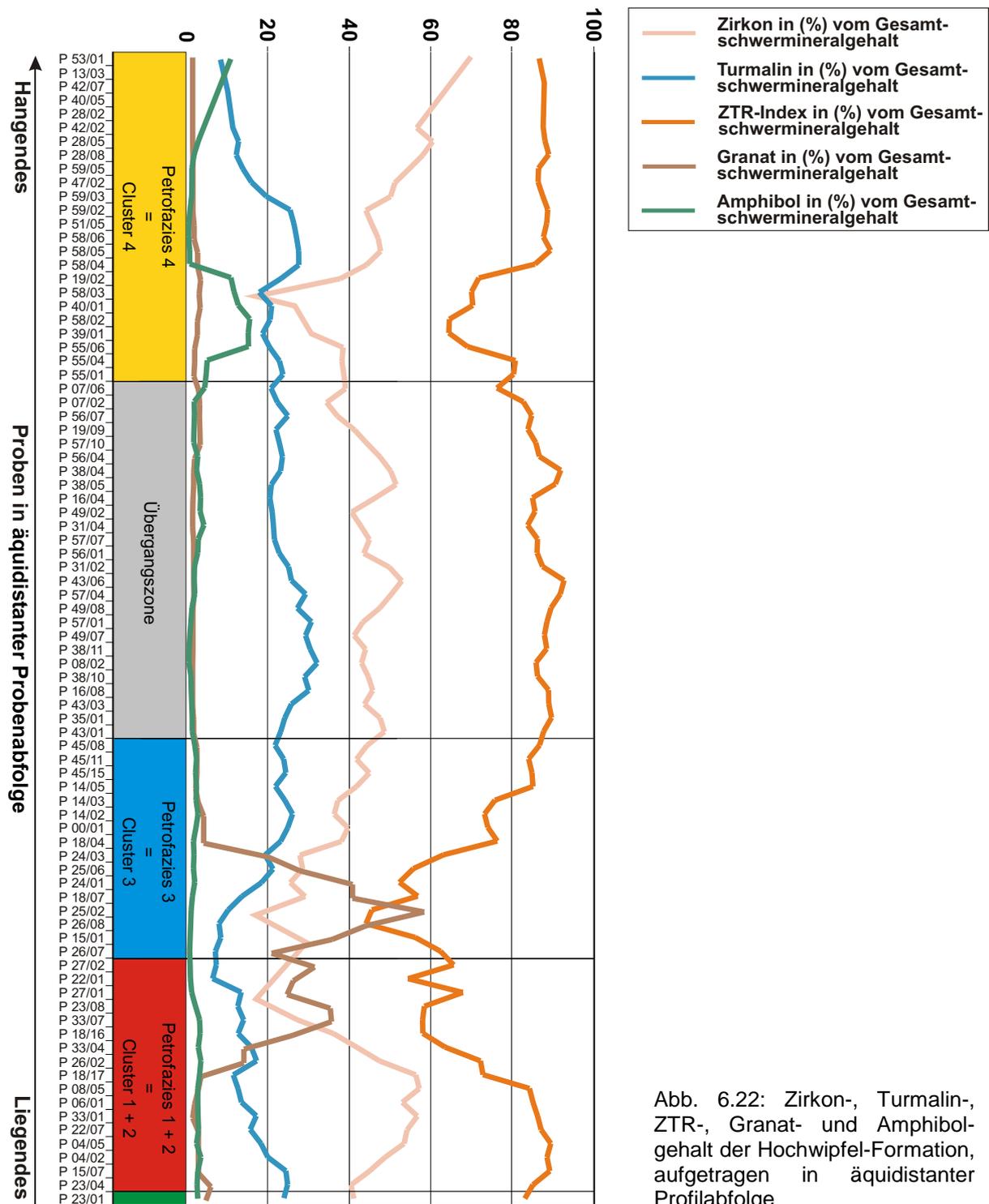


Abb. 6.22: Zirkon-, Turmalin-, ZTR-, Granat- und Amphibol-gehalt der Hochwipfel-Formation, aufgetragen in äquidistanter Profilabfolge

### Schwermineralverteilung innerhalb der Profilabfolge

Innerhalb der Hochwipfel-Formation zeigen sich nur wenige Änderungen in den wichtigsten Schwermineralgruppen. Abbildung 6.21 zeigt diese Änderungen in einem Übersichtsdiagramm.

#### Zirkon

Der Zirkongehalt bleibt, über das ganze Profil verteilt, relativ konstant bei 40 – 50% (Abb. 6.22). Nach einem starken und relativ schellen Rückgang des Zirkonanteils an der Grenze zwischen Petrofazies 2 und 3 (Abb. 6.21 und 6.22) steigt der Gehalt langsam wieder an. Der Anteil an Zirkon bleibt dann bis zur Übergangszone relativ konstant, um am Wechsel zu Petrofazies 4 wieder stark zurückzugehen (Abb. 6.21). Anschließend steigt er zum Hangenden der Petrofazies 4 wieder an und erreicht die höchsten auftretenden Zirkonanteile am Gesamtschwermineralanteil (60%). Die Bereiche des abnehmenden Zirkongehaltes stimmen in zwei Fällen mit den Wechsel der Petrofaziesgruppen überein und können eventuell im Zusammenhang zueinander stehen. Die Unterscheidung zwischen rosa und durchsichtigen Zirkonen sowie innerhalb dieser Gruppen in Rundungsgrade, zeigt keine signifikanten Änderungen zwischen den einzelnen Petrofaziesgruppen (Abb. 6.23a), was darauf schließen lässt, dass die Änderungen des Zirkongehaltes keine wesentlichen Bedeutungen im Hinblick auf die Provenanz haben.

#### Turmalin:

Turmalin zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster wie Zirkon. Turmalin nimmt in den liegenden Petrofaziesgruppen 1 und 2 konstant ab und erreicht am Übergang zu Petrofazies 3 sein Minimum (Abb. 6.22). Dazwischen treten in einzelnen Proben hohe Turmalingehalte auf (Abb. 6.21). Vom Liegenden der Petrofazies 3 bis in die Übergangsfazies nimmt der Anteil an Turmalin zuerst stark und dann leicht zu (Abb. 6.22 und 6.21) und geht erst wieder im Hangenden der Petrofazies 4 zurück. Bei den unterschiedlichen Turmalinvarietäten sieht man einige leichte Änderungen innerhalb der einzelnen Petrofaziesgruppen. Der Anteil an rot bis rotbraunen Turmalinen ist im Liegenden der Hochwipfel-Formation (Petrofazies 1)(Abb. 6.23b; vgl. Anhang XX) am höchsten, während grüner und grünblauer Turmalin nicht vorkommt. Brauner Turmalin tritt konstant über alle Petrofaziestypen verteilt auf (Abb. 6.23b). Die rosagrüne Varietät nimmt von Petrofazies 1 zu Petrofazies 4 leicht zu und erreicht in Petrofazies 4 ihr Maximum (Abb. 6.23b). Die restlichen Turmalinvarietäten (blau, grünblau, grünbraun und grün) zeigen ansonsten keine erwähnenswerten Änderungen innerhalb der Profilabfolge.

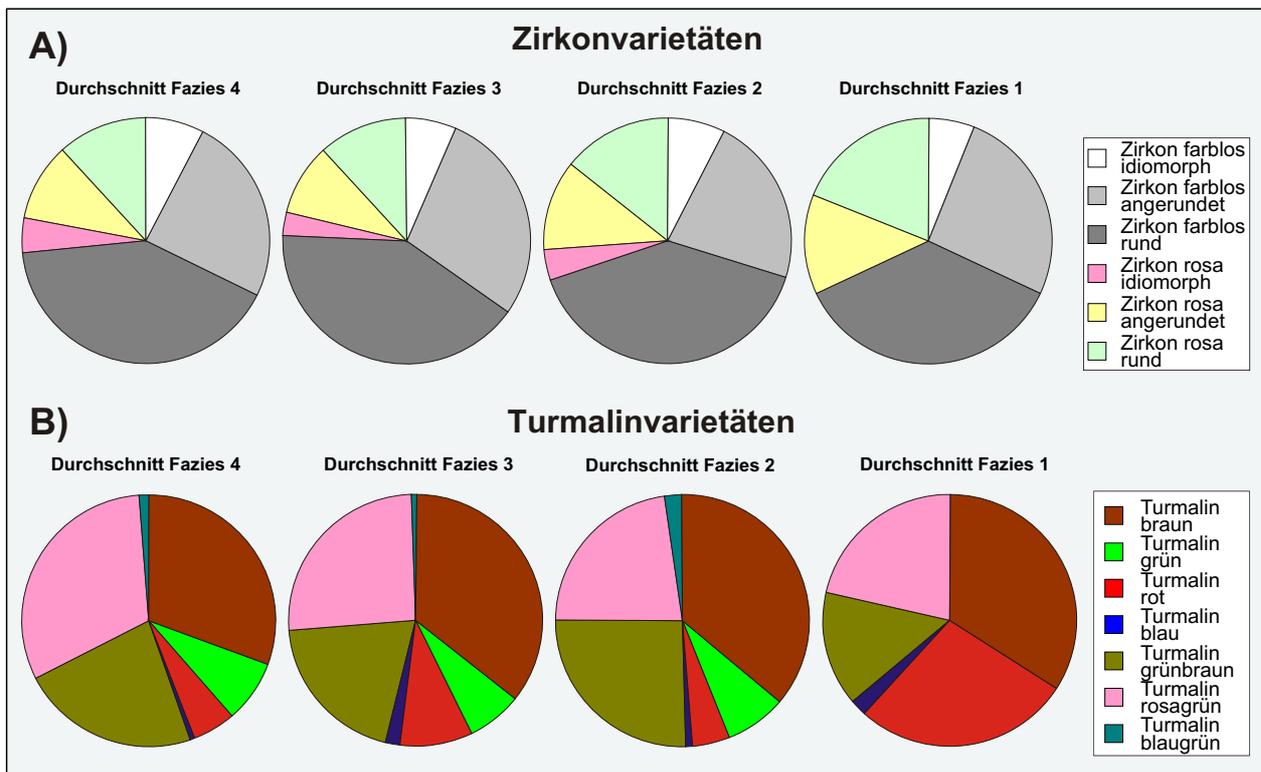


Abb. 6.23: Durchschnittliche Gehalte der Zirkon- und Turmalinvarietäten der Petrofaziesgruppen

### ZTR-Index

Die sogenannten „stabilen Schwerminerale“ ZTR (Zirkon, Turmalin, Rutil; PETTIJOHN et al., 1973), bilden mit durchschnittlich 70-90% den größten Teil der Schwermineralfraktion der Hochwipfel-Formation in den Ostkarawanken. Mit dem Zirkon-Turmalin-Rutil (ZTR)-Index (PETTIJOHN et al., 1973) wird die mineralogische Reife von Sedimenten angegeben, da diese Schwerminerale bei der Verwitterung und Aufarbeitung am häufigsten erhalten bleiben. Hier überwiegt meist der Zirkon gegenüber dem Turmalin. Rutil hat den geringsten Anteil am ZTR-Index. Signifikante Änderungen treten im Übergang zwischen Petrofazies 2 und 3 sowie im Übergangsbereich zwischen der Übergangsfazies und Petrofazies 4 auf (Abb. 6.22). In diesen beiden Zonen geht der Anteil an ZTR stark auf 10 bis 40 % zurück (Abb. 6.22) und der Anteil der anderen Schwerminerale, wie Granat und Hornblende, nimmt stark zu (Abb. 6.21).

### Granat:

Granat tritt nur im Hangenden der Petrofazies 2 und im Liegenden der Petrofazies 3 mit größeren Anteilen auf. Ansonsten kommt Granat nur noch sporadisch vor (Abb. 6.22). Das Maximum des Auftretens ist auf den Übergangsbereich zwischen Petrofazies 2 und 3 beschränkt (Abb. 6.21). Dies korreliert negativ mit dem ZTR-Index (Abb. 6.22).

### Chromspinell und Hornblende:

Der Anteil an Chromspinell und Hornblende schwankt sehr stark und wird episodisch mehr und weniger (Abb. 6.21). Dies macht eine konkrete Aussage über die Änderungen innerhalb der Petrofazies schwierig. In den Übergangsbereichen der Petrofazies scheint der Gehalt der beiden Schwerminerale jeweils zuzunehmen (Abb. 6.21).

### Provenanz mit Hilfe von Logratio-Diagrammen

Für die weitere Darstellung der Schwermineralzusammensetzungen und den Ansatz einer Provenanzauswertung sind wieder logratio-Diagramme gebildet worden.

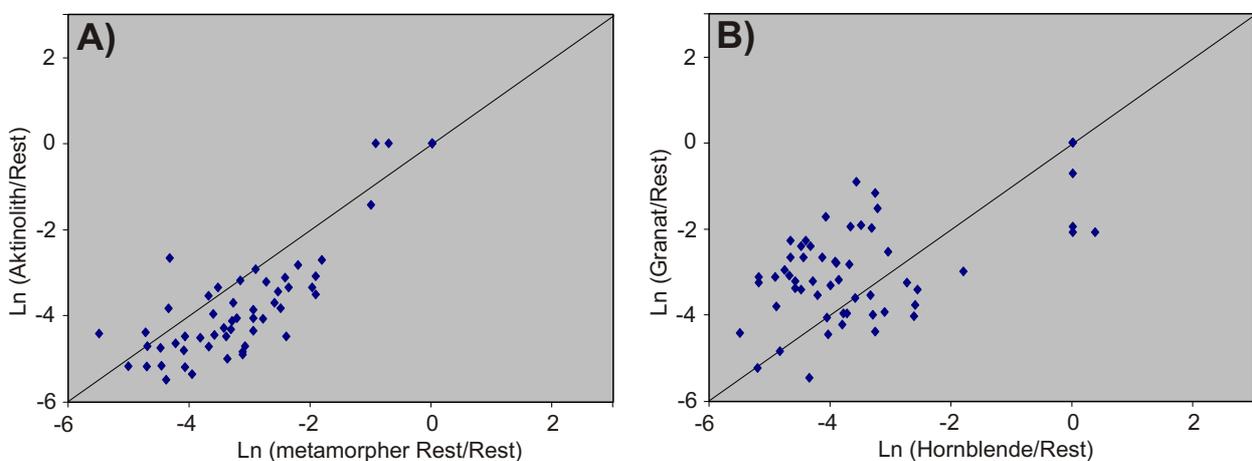


Abb. 6.24: Logratio-Diagramme zur Korrelation einzelner Schwermineralphasen. A)  $\ln(\text{Aktinolith/Rest})$  gegen  $\ln(\text{metamorpher Rest/Rest})$ . B)  $\ln(\text{Granat/Rest})$  gegen  $\ln(\text{Hornblende/Rest})$ . Rest= 100% des Modalbestandes weniger dem Anteil der im jeweiligen Diagramm geplotteten speziellen Schwerminerale.

Abbildung 6.24 zeigt, dass einige Schwerminerale miteinander korrelieren und zusammengefasst werden können. Aus der positiven Korrelation von Granat mit Hornblende (Abb. 6.24b) und Aktinolith mit den restlichen metamorphen Schwermineralen (Abb. 6.24a) kann eine Gruppe der metamorphen Schwerminerale (Meta) gebildet werden, die ein metamorphes Liefergebiet repräsentiert. Die Korrelation zwischen Chromspinelle und Hypersthen führt zur Einführung einer ultrabasischen bis basischen Gruppe (Ultra). Größere Schwierigkeiten gibt es bei dieser Methode nur dadurch, dass in einigen Präparaten bestimmte Schwerminerale (Akkzesorien) gänzlich fehlen und dadurch in einem logratio-Diagramm schlecht dargestellt werden können. Diese Schwerminerale wurden dann bei diesem Provenanzdiagramm nicht berücksichtigt.

Tab. 6.3: In Übergruppen zusammengefasste Schwermineralgruppen mit ihren Liefergebietsindikatoren

Abkürzung	Komponenten	Liefergebietsindikatoren
<b>Ultra:</b>	Chromspinell + Hypersthen	Ultrabasisches bis basisches Liefergebiet
<b>Meta:</b>	Granat + Hornblende + Aktinolith + metamorphe Restminerale	Metamorphes Liefergebiet
<b>Sed:</b>	Farbloser Zirkon + Turmalin + Rutil (ZdTR)	Sedimentäres Liefergebiet (aufgearbeitete Sedimente)
<b>Prä:</b>	Rosa Zirkon	Liefergebiet mit präkambrischen Gesteinskomplexen

Mit den bestimmten Schwermineralgruppen werden die logratio-Diagramme  $\ln(\text{Sed}/\text{Prä})$  gegen  $\ln(\text{Ultra}/\text{Meta})$  eingeführt. Diese Diagramme berücksichtigen ungefähr 90% des Schwermineralbestands und man kann durch die logarithmische Darstellung der Schwermineralgruppen-Verhältnisse die einzelnen Schwerminerale trotz ihrer unterschiedlichen Anteile am Gesamtschwermineralbestand gut miteinander vergleichen.

Die einzelnen Petrofaziestypen der Leichtmineralanalyse wurden in dieser Betrachtung der Schwermineralanalyse übernommen. Petrofazies 1, 2 und 3 (Abb. 6.25a + b) haben im Durchschnitt einen geringeren Anteil an ultrabasischen bis basischen Schwermineralen als Petrofazies 4 (Abb. 6.25c). Dagegen besitzen Petrofazies 1 bis 3 mehr metamorphe Schwerminerale in ihrem Schwermineralbestand als Petrofazies 4. Allerdings treten in Petrofazies 2 und 3 einige Ausnahmen auf, die einen hohen Anteil an ultrabasischen und basischen Schwermineralen führen (Abb. 6.25a + b). Dies geht auf den erhöhten Anteil von Chromspinellen zurück. Petrofazies 3 hat zudem noch einige Proben, die einen sehr hohen Anteil an metamorphen Schwermineralen besitzen, was mit dem Auftreten von Granaten korreliert werden kann (Abb. 6.25b). Generell ist Petrofazies 2 und 3 sehr breit gefächert und es ist schwer, ein durchschnittliches Feld zu konstruieren. Petrofazies 4 konzentriert sich viel deutlicher auf einen Bereich im Diagramm (Abb. 6.25c), obwohl auch hier eine Streuung zu den metamorphen Schwermineralen zu sehen ist.

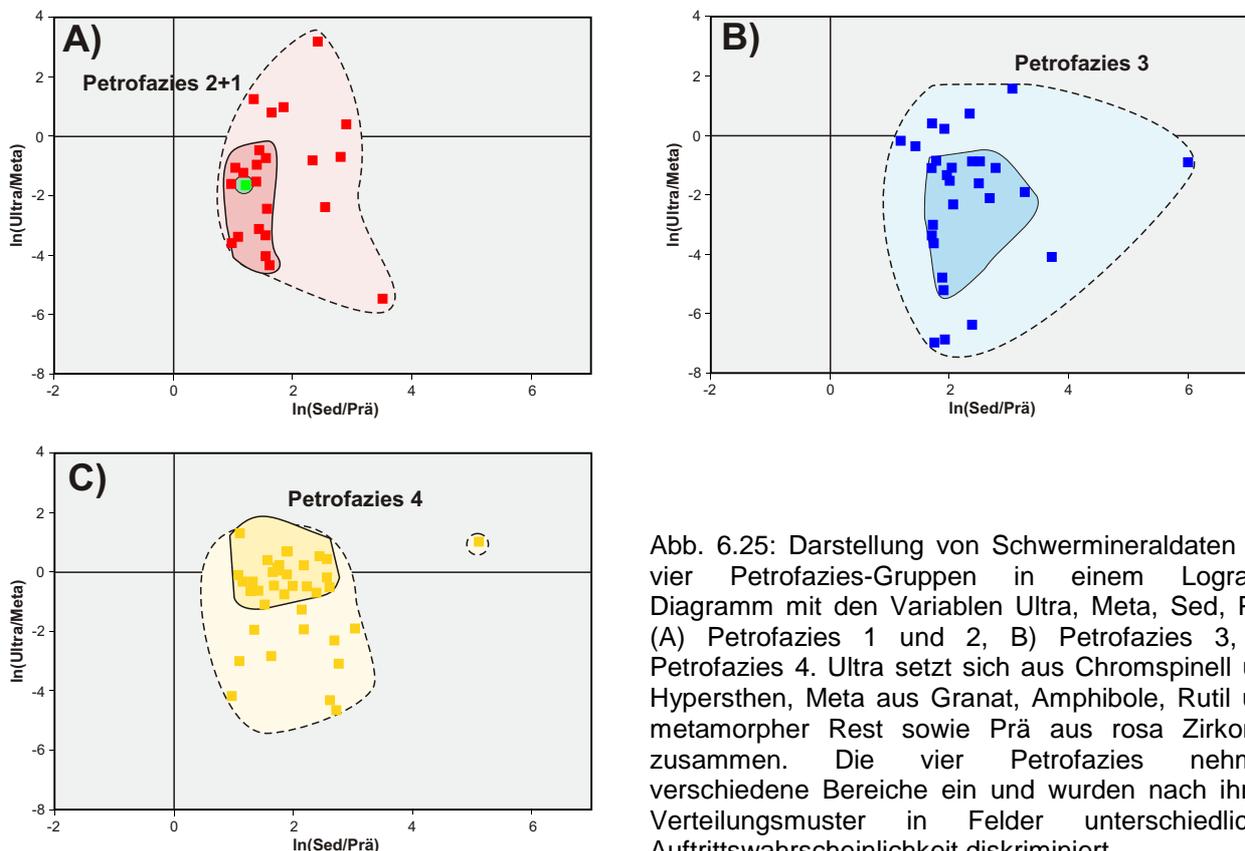


Abb. 6.25: Darstellung von Schwermineraldaten der vier Petrofazies-Gruppen in einem Logratio-Diagramm mit den Variablen Ultra, Meta, Sed, Prä. (A) Petrofazies 1 und 2, (B) Petrofazies 3, (C) Petrofazies 4. Ultra setzt sich aus Chromspinell und Hypersthen, Meta aus Granat, Amphibole, Rutil und metamorpher Rest sowie Prä aus rosa Zirkonen zusammen. Die vier Petrofazies nehmen verschiedene Bereiche ein und wurden nach ihrem Verteilungsmuster in Felder unterschiedlicher Auftretswahrscheinlichkeit diskriminiert.

Der Unterschied zwischen Petrofazies 2 und 3 liegt im Verhältnis von sedimentären zu präkambrischen Schwermineralen. Petrofazies 3 hat im Durchschnitt einen höheren Anteil an rosa gefärbten Zirkonen wie Petrofazies 2.

Im daraus gebildeten Provenanzdiagramm (Abb. 6.26) ist innerhalb der Petrofaziesabfolge (Abb. 6.25a-c) eine Änderung in den Liefergebietsindikatoren erkennbar.

Proben, die in Quadrant I liegen, werden einem gemischten System aus erodiertem, magmatischen Bogen und umgelagerten Sedimenten zugeordnet. Dieser Quadrant wird von einem hohen Anteil an ultrabasischen und basischen Schwermineralen sowie einem hohen ZTR-Anteil (farbloser Zirkon, Turmalin und Rutil) dominiert. Proben aus Quadrant II mit vielen metamorphen Schwermineralen und einem hohen ZTR-Anteil werden einem, „jüngeren“ Orogen zugeordnet, in dem die Zirkone meist farblos und ungerundet sind.

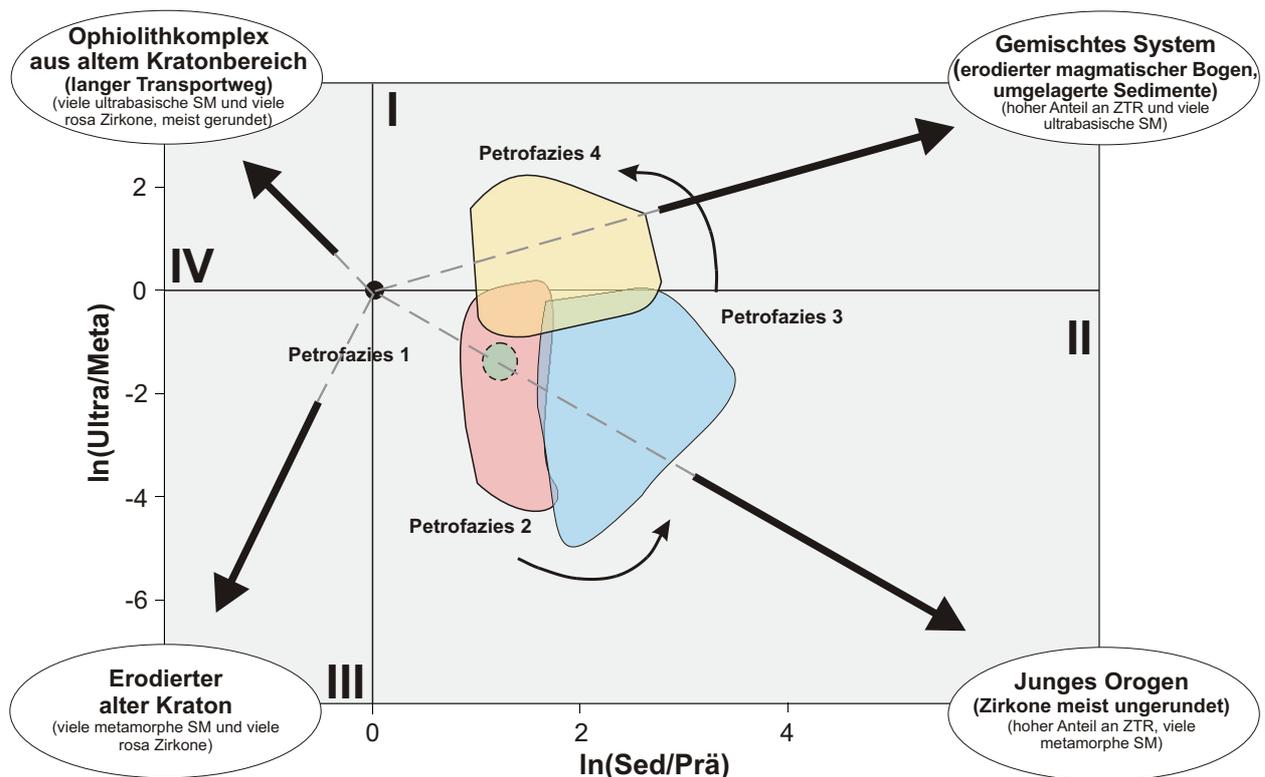


Abb. 6.26: Provenanzdiagramm basierend auf den  $\ln(\text{Ultra/Meta})$  gegen  $\ln(\text{Sed/Prä})$  logratio-Daten. Die Grenzen zwischen den vier Quadranten liegen bei  $\ln(1)=0$ , also einem Verhältnis der entsprechenden Komponenten von 1:1. Jeder Petrofaziesgruppe können dominierende Liefergebietslithologien zugeordnet werden oder es kann auf verschiedene Liefergebiete an Hand eines Mischverhältnisses erkannt werden.

Quadrant III wird durch einen erodierten „alten“ Kraton mit vielen metamorphen Schwermineralen und einem hohen Gehalt an rosa Zirkonen repräsentiert. Ein Liefergebiet, das aus dem Material eines Ophiolithkomplexes besteht, kennzeichnet die Proben, die im Quadranten IV liegen. Sie haben einen hohen Anteil an ultrabasischen und basischen Schwermineralen, sowie einen hohen Gehalt an rosa Zirkonen.

Die Proben der einzelnen Petrofazies 1, 2 sowie 3 liegen überwiegend im Quadranten II. Dies bedeutet, dass ein Großteil der Schwerminerale aus einem erodierten jungen Kraton kommen. Es lassen sich aber immer wieder Einflüsse aus einem erodierten Inselbogenbereich mit mehrfach umgelagerten Sedimenten erkennen (Abb. 6.25a und b). Das Feld von Petrofazies 4 liegt zum größten Teil in Quadrant I und wird durch einen erodierten Inselbogenbereich mit mehrfach umgelagerten Sedimenten geprägt. Aber auch hier gibt es immer wieder Einflüsse aus einem anderen Liefergebiet. Zusammenfassend kann man sagen, dass die Schwermineralführung der Hochwipfel-Formation von zwei Herkunftsgebieten beeinflusst

worden ist: 1. von einem erodierten magmatischen Bogen und 2. von einem erodierten jungen Kraton. Die Übergänge zwischen diesen Systemen sind fließend, jedoch wird, wie aus Abbildung 6.26 ersichtlich, der liegende Teil der Hochwipfel-Formation eher von einem jungen Kraton beeinflusst, während der hangende Teil durch einen erodierten magmatischen Bogen beeinflusst wird. Dies entspricht ungefähr den Ergebnissen der Dünnschliffauswertung.

### 6.3.3.2 Auernig-Formation

*Übersicht über die Schwermineralverteilung und ihre Provenanzindikatoren :*

In der Auernig-Formation haben ca. 60 % der Schwermineralpräparate eine Turmalin- Vormacht (50%-80%) und 30 % haben Zirkon (40%-70%) als häufigstes Schwermineral. Die stabilen Schwerminerale (ZTR-Index) bilden meist mit 80%-95% den größten Teil der Schwermineralfraktion der Auernig-Formation in den Ostkarawanken. Bei den restlichen Mineralen treten nur die Amphibole (0%-11%; durchschnittlich 2,2%) und Hypersthen (0%-7%, durchschnittlich 1,5%) in erwähnenswerter Menge auf.

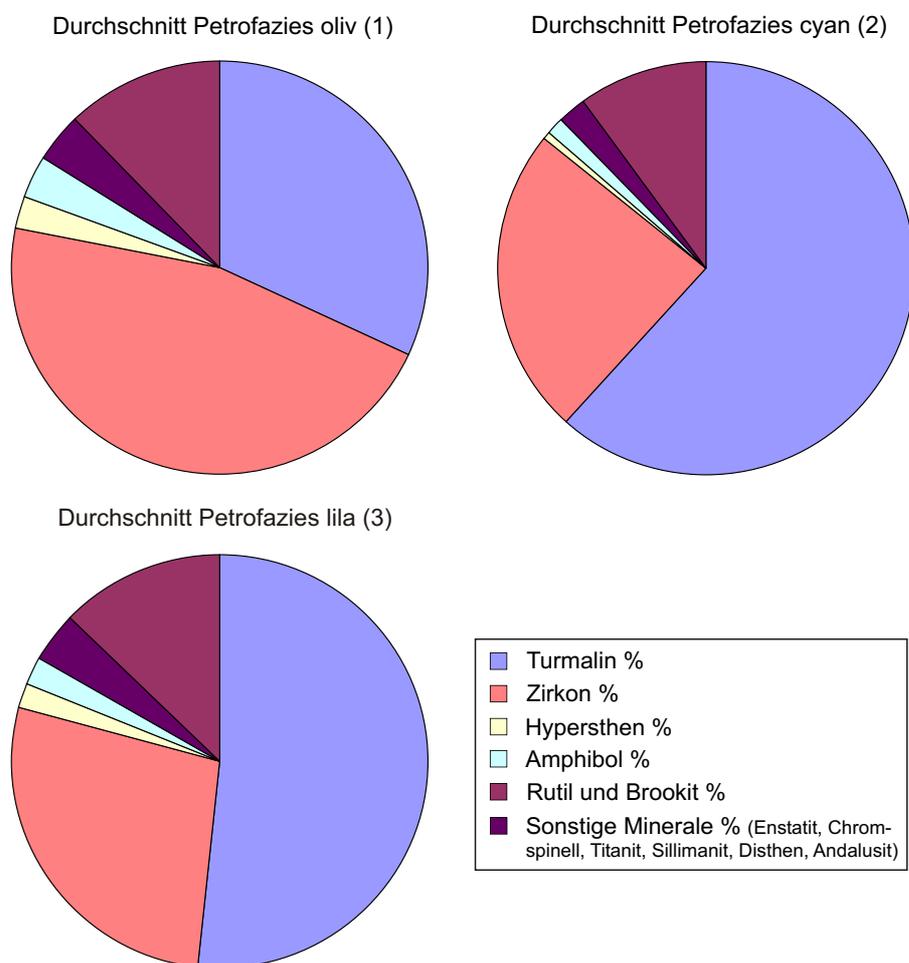


Abb. 6.27: Durchschnittliche Zusammensetzung der Schwermineralfraktion jeder Petrofaziesgruppe

*Schwermineralverteilung in den Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse und innerhalb der Profilabfolge :*

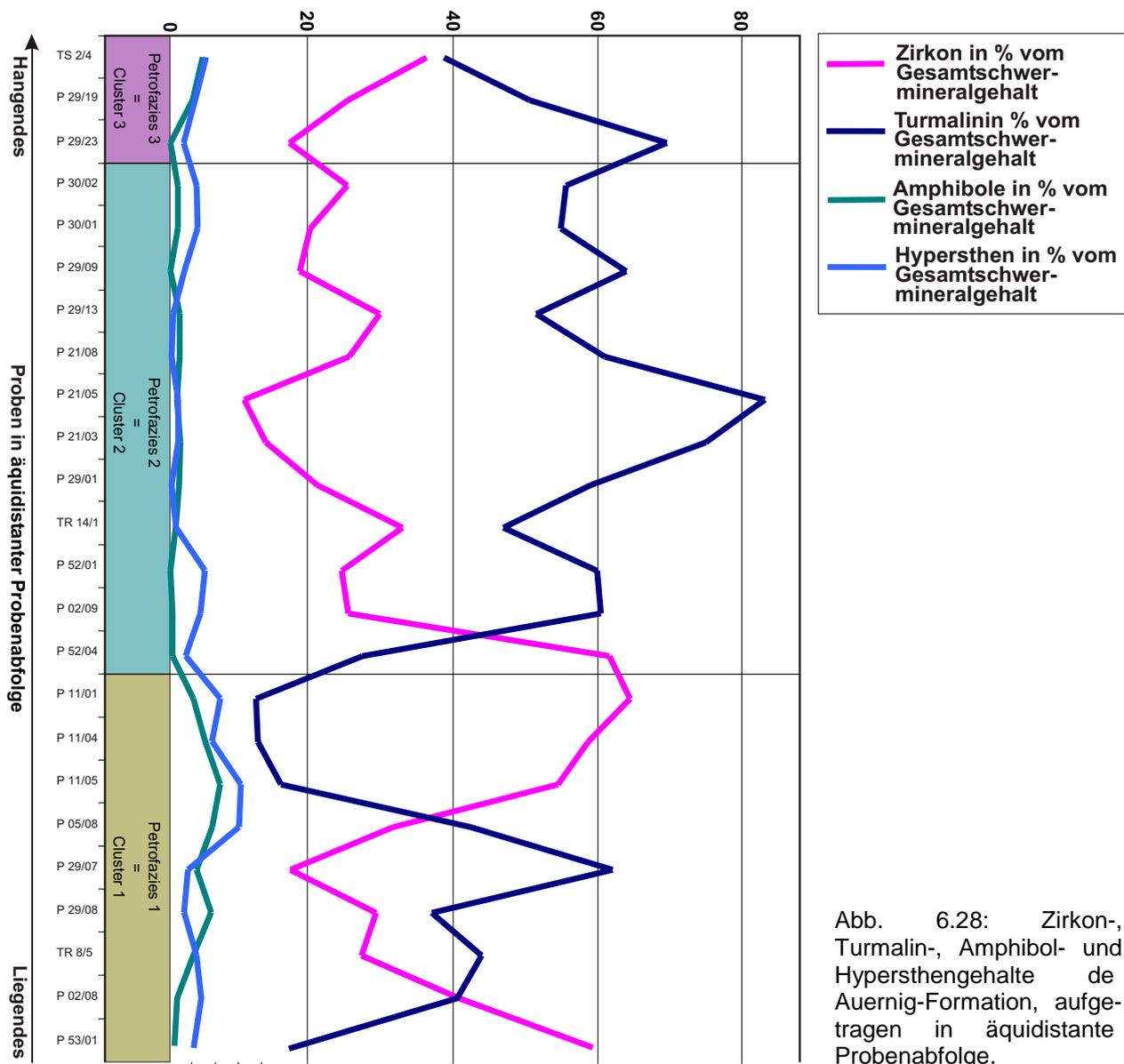
#### Durchschnittliche Gehalte der Petrofaziesgruppen

In Abbildung 6.27 ist die durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung der in der Leichtmineralanalyse diskriminierten Petrofaziesgruppen dargestellt.

Petrofazies 1 ist durch hohe Gehalte an Zirkon (44,5%), Amphibol (3,5%), Chromspinell (1%) und Hypersthen (2,5%) gekennzeichnet, dagegen ist der Anteil an Turmalin (31%) relativ gering. In Petrofazies 2 nimmt der Turmalin (60%) gegenüber dem Zirkon (24%) deutlich zu und Amphibol (1,3%), Hypersthen (0,6%) und Chromspinell (0,9%) ist deutlich weniger vertreten. In Petrofazies 3 nimmt der Gehalt an Amphibol (2,3%) und Hypersthen (1,9%) wieder zu. Dagegen sinkt das Turmalin / Zirkon -Verhältnis (50%/27%) leicht ab.

### Schwermineralverteilung innerhalb der Profilabfolge

Innerhalb der Petrofaziestypen der Auernig-Formation zeigen sich wenige Trends der wichtigsten Schwermineralgruppen. Abbildung 6.28 zeigt einige Änderungen in Form von einem Diagramm mit äquidistanter Probenabfolge. Aus der Reihe fallende Schwermineralgehalte innerhalb der äquidistanten Probenabfolge kommen von zwischengeschalteten Proben anderer Petrofaziesgruppen.



### Zirkon

In Abbildung 6.28 sieht man, dass der Wechsel im Zirkongehalt zwischen Petrofazies 1 und 2 im selben Bereich wie der Wechsel der Petrofaziestypen der Leichtmineralanalyse stattfindet. Die Unterscheidung zwischen Zirkonvarietäten und Rundungsgraden zeigt keine Änderungen zwischen den einzelnen Petrofaziesgruppen.

### Turmalin:

Turmalin zeigt das gleiche Muster wie Zirkon, nur mit umgekehrten Konzentrationen. Turmalin nimmt also von Petrofazies 1 zu 2 zu und nimmt in Petrofazies 3 wieder ab (Abb. 6.28). Bei den unterschiedlichen Turmalinvarietäten sieht man einige Änderungen innerhalb der einzelnen Petrofaziesgruppen. Der Anteil an rosagrünen, blaugrünen, roten und blauen Turmalinen ist im unteren Teil des Übersichtsprofils, also in Petrofazies 1 (Abb. 6.29), am höchsten und nimmt zum Hangenden hin immer mehr ab. Der Gehalt an braunen und grünen Turmalinen nimmt

dagegen zum Hangenden des Übersichtsprofils (Petrofazies 3) zu (Abb. 6.29). Die grünbraune Varietät erreicht in Petrofazies 2 ein Maximum und nimmt dann wieder zum Hangenden des Übersichtsprofils ab (Abb. 6.29).

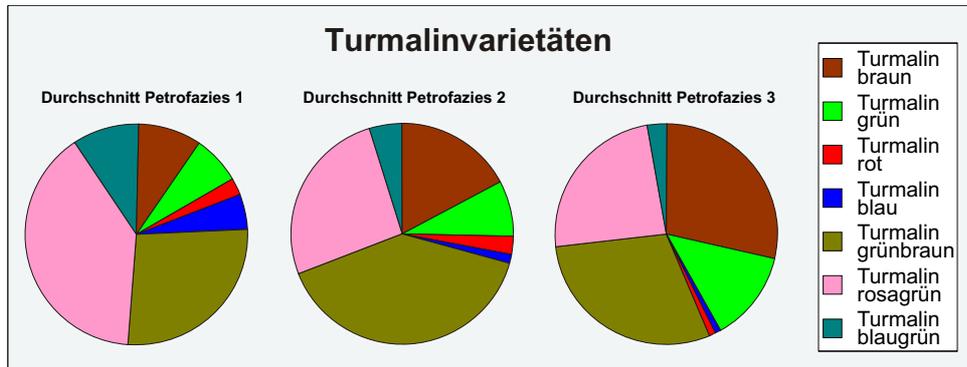


Abb. 6.29: Durchschnittliche Gehalte der Turmalinvarietäten der einzelnen Petrofaziesgruppen.

#### Amphibole und Hypersthen:

Der Anteil an Amphibol und Hypersthen hat sein Maximum in Petrofazies 1 und geht dann in Petrofazies 2 fast ganz zurück. Im Übergang zu Petrofazies 3 und in Petrofazies 3 steigt der Gehalt dieser beiden Schwerminerale wieder leicht an (Abb. 6.28).

#### Logratio- Provenanzdiagramme

Im Provenanzdiagramm mit den Schwermineralgruppen aus Tab. 6.3 sind innerhalb der Petrofaziesabfolge der Auernig-Formation (Abb. 6.30a-c) Änderungen in den Liefergebietsindikatoren erkennbar.

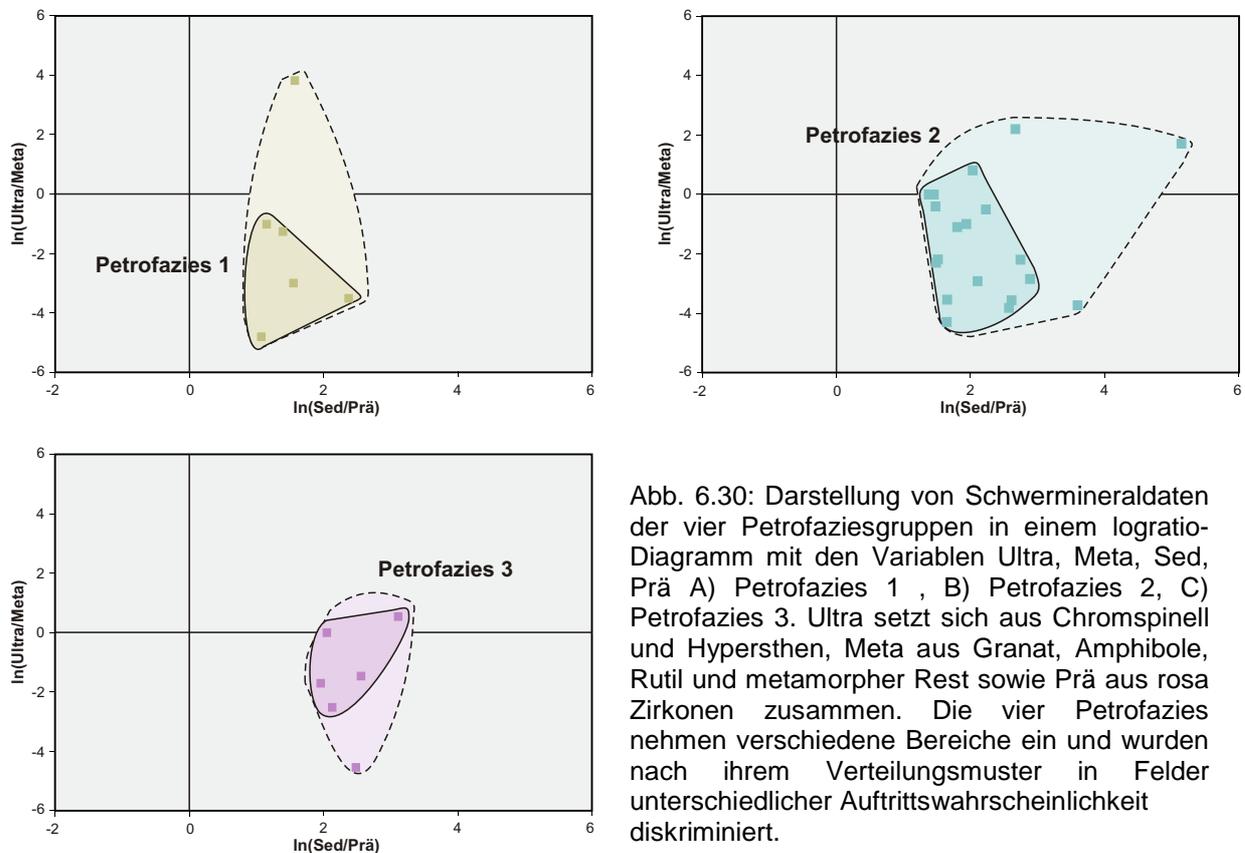


Abb. 6.30: Darstellung von Schwermineraldaten der vier Petrofaziesgruppen in einem logratio-Diagramm mit den Variablen Ultra, Meta, Sed, Prä A) Petrofazies 1, B) Petrofazies 2, C) Petrofazies 3. Ultra setzt sich aus Chromspinell und Hypersthen, Meta aus Granat, Amphibole, Rutil und metamorpher Rest sowie Prä aus rosa Zirkonen zusammen. Die vier Petrofazies nehmen verschiedene Bereiche ein und wurden nach ihrem Verteilungsmuster in Felder unterschiedlicher Auftrittswahrscheinlichkeit diskriminiert.

Alle Petrofaziestypen haben einen hohen Anteil an metamorphen und sedimentären Schwermineralen. Im Verlauf der Petrofaziesabfolge wird allerdings der Einfluss der

metamorphen Schwerminerale (Meta) geringer und der sedimentäre (ZTR) und ultrabasische bis basische Anteil (Ultra) wird leicht größer (Abb. 6.30a,b und c).

Betrachtet man das Provenanzdiagramm aus Abbildung 6.26 im Hinblick auf die Auernig-Formation, dann liegen alle Felder im Quadranten II und sind mit einem erodierten jungen Kraton assoziiert. Innerhalb der Petrofaziesabfolge ergibt sich jedoch ein Trend hin zu einem gemischten System aus einem erodierten Inselbogenbereich und/oder mehrfach umgelagerten Sedimenten (Abb. 6.31).

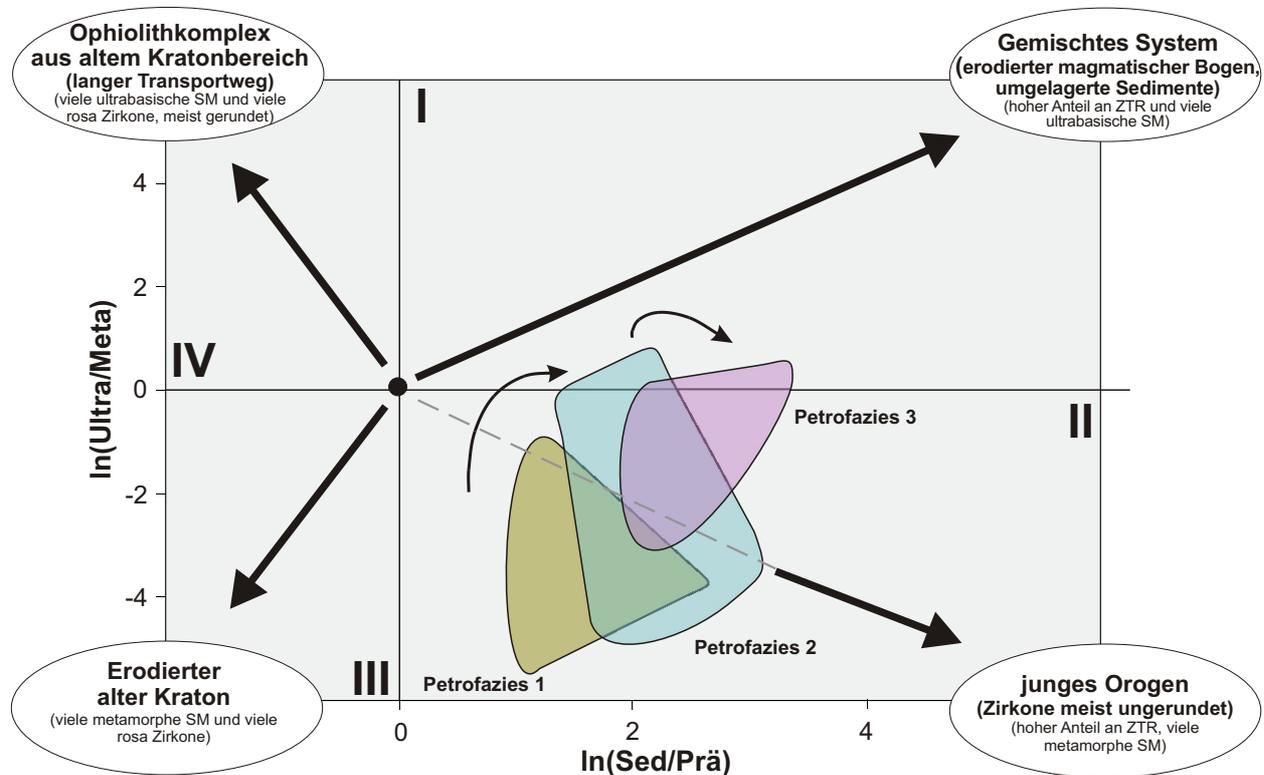


Abb. 6.31: Provenanzdiagramm basierend auf den  $\ln(\text{Ultra/Meta})$  gegen  $\ln(\text{Lsed/Prä})$  logratio-Daten. Die Grenzen zwischen den vier Quadranten liegen bei  $\ln(1)=0$ , also einem Komponenten-Verhältnis von 1:1. Jeder Petrofaziesgruppe können dominierende Liefergebietslithologien zugeordnet werden.

### 6.3.4 Fazit

#### Hochwipfel-Formation:

Eine konkrete Bestätigung der Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse kann man durch die Schwermineralanalyse nicht erhalten, jedoch gibt das unterschiedliche Auftreten einzelner Schwermineralvarietäten Hinweise auf einen Zusammenhang zum unterschiedlichen Auftreten der verschiedenen Petrofaziesgruppen. Das begrenzte Auftreten von Granat ist dabei das auffälligste Schwermineral. Granat tritt nur am Wechsel zwischen Petrofazies 2 und 3 auf. Dies weist auf ein verändertes Liefergebiet hin. Ein weiterer Hinweis auf die Kopplung des Schwermineralbestandes mit sich ändernden Bedingungen an den Petrofazieswechseln gibt die negative Korrelation der instabileren Schwerminerale Chromit, Hornblende und Granat gegenüber den stabilen Schwermineralen Zirkon, Turmalin und Rutil. In diesen Bereichen der Hochwipfel-Formation nimmt der sonst relativ hohe Anteil von ZTR am Gesamtschwermineralbestand stark ab, und der Anteil an Granat oder Hornblende nimmt stark zu. Besonders stark tritt dieser Effekt am Übergang von Petrofazies 2 zu 3 und teilweise im Übergangsbereich der Übergangsfazies zu Petrofazies 4 auf. Auch dieser Hinweis kann auf Änderungen im Liefergebiet zurückgeführt werden. Betrachtet man dann noch die Ergebnisse der Sedimentologie in diesen Bereichen, erkennt man jeweils eine Phase mit größeren Ablagerungen. Ich interpretiere diese Änderungen an den Petrofazieswechsel mit einer Hebung des Liefergebiets, infolge dessen tieferliegende Bereiche des Hinterlandes freigelegt werden und somit sehr viel frisches Material relativ schnell in den Ablagerungsraum gelangt. Das erklärt, weshalb in diesen Bereichen sehr viel instabilere Schwerminerale in die Ablagerungen gelangen und während des Transport-

weges nur wenig verändert werden. Nachdem der durch die Hebungen hervorgerufene Reliefunterschied wieder durch Erosion ausgeglichen ist, stellt sich langsam wieder die ursprüngliche Schwermineralvergesellschaftung ein. Das ist darauf zurückzuführen, dass die Menge an frischem Basementmaterial zurückgeht und die Verweildauer im Transportsystem (wieder ausgeglicheneres Relief) und dadurch die Gruppe der stabilen Schwerminerale wieder zunimmt.

Die auftretenden Schwerminerale zeigen schon ohne eine Schwermineralanalyse Hinweise auf die Liefergebiete. Die vielen stabilen Minerale der ZTR-Gruppe sprechen für umgelagerte Sedimente und eine homogene Durchmischung der Sedimentfracht, bei der die stabilen Schwerminerale angereichert werden. Turmalin und Rutil sind Anzeiger für ein metamorphes Liefergebiet, dessen Ausgangsgesteine niedere bis mittlere Metamorphosebedingungen erfahren haben. Dies kann durch das Auftreten der Granate und Hornblenden bestätigt werden. Allerdings könnten ein Teil der Granate und Hornblenden auch aus einem basischen bis ultrabasischen Herkunftsgebiet stammen (vgl. Kap. 6.31). Hierfür sind auch die auftretenden Schwerminerale Chromspinell und Hypersthen Indikatoren. Schon aufgrund der Schwermineralführung kann man also auf mehrere unterschiedliche Liefergebiete schließen.

Das Ergebnis der Provenanzauswertung mit dem Logratio-Diagramm entspricht im Wesentlichen den Ergebnissen aus der Leichtmineralanalyse. Die Schwermineralzusammensetzung von Petrofazies 1 bis 3 ist vor allem durch viele metamorphe Schwerminerale und einem hohen ZTR-Index geprägt, wobei untergeordnet auch ultrabasische Schwerminerale vorhanden sind. Man kann daher einen erodierten Kraton als Liefergebiet annehmen. Im Vergleich zur Provenanz der Leichtmineralanalyse fehlt hier das deutliche Signal eines magmatischen Bogens, was vermutlich am Fehlen der stark instabilen Schwerminerale liegt, die aus diesen Herkunftsgebieten stammen. Für die Erhaltung dieser Schwerminerale (Olivin, Klinopyroxen) während des Transportes und nach der Ablagerung müssen dementsprechend ungünstige Bedingungen (langer Transport, humides Klima, geringer Materialeintrag, Versenkung, Diagenese, Metamorphose), geherrscht haben, so dass diese Schwerminerale in der Hochwipfel-Formation nicht mehr erhalten sind.

Erst im Hangenden der Hochwipfel-Formation (Petrofazies 4) zeigt sich vor allem anhand der vermehrt auftretenden Chromspinelle und Hornblenden ein deutlicherer Einfluss eines magmatischen Bogens. Auch hier ist dieses Auftreten der instabileren Schwerminerale wieder mit einer gröberklastischeren Sedimentation assoziiert, so dass ich vermute, dass die Schwermineralvergesellschaftung der Hochwipfel-Formation sehr stark von der tektonischen Erosion des Liefergebiets abhängt. Im Falle von Petrofazies 4 geht dies mit der Erosion des magmatischen Bogens einher.

#### Auernig-Formation

Für die Auernig-Formation ergeben sich hinsichtlich der Einteilung der Petrofaziesgruppen ähnliche Ergebnisse wie für die Hochwipfel-Formation. Auffälligste Schwerminerale der Auernig-Formation sind Zirkon und Turmalin, die sich reziprok zueinander verhalten und ihre Anteile am Gesamtschwermineralbestand an den Wechseln der Petrofaziesgruppen stark ändern. Da beide Minerale sehr stabile Schwerminerale sind, kann man nur spekulieren ob diese Änderung auch auf die Liefergebiete zurückzuführen sind. Eventuell spricht das erhöhte Auftreten von Zirkon im Liegenden Teil der Auernig-Formation für ein Liefergebiet das leichtmetamorphe, höhermetamorphe und magmatische (plutonische) Ausgangsgesteine besitzt, da Zirkon in jedem dieser Gesteine vorhanden ist. Das Auftreten von Turmalin hingegen beschränkt sich eher auf die leicht- bis mittelmetamorphen Gesteine. In Petrofazies 2 ändert sich das Verhältnis von Zirkon zu Turmalin zugunsten von Turmalin, was dementsprechend auf die verstärkte Abtragung von leicht- bis mittelmetamorphen Gesteinen oder Liefergebieten schließen lässt. Der Anstieg des Zirkonanteils in Petrofazies 3 ist dann entweder wieder auf die verstärkte Abtragung mehrerer unterschiedlicher Ausgangsgesteine und/oder Liefergebiet zurückzuführen oder geht auf die verstärkte Aufarbeitung von Sedimenten zurück, wo sich Zirkon im Verhältnis zu Turmalin stärker anreichert. Genauso ist es aber auch möglich, dass verschiedene Basement-Stockwerke eines Liefergebietes nach und nach abgetragen werden.

Für die Theorie, dass Petrofazies 1 und Petrofazies 3 von verschiedenen Liefergesteinen geprägt ist, spricht auch das erhöhte Auftreten von Amphibol und Hypersthen in diesen Petrofazies.

### 6.3.5 Mineralchemie der Schwerminerale - Darstellung der Ergebnisse

Die Aussagekraft der detritischen Schwerminerale hinsichtlich der Provenanzanalyse kann durch die chemische Analyse der Minerale verstärkt werden (MORTON, 1991). Die genaue Bestimmung einzelner Mineralvarietäten und ihre Einordnung in Provenanz- und Gesteinsdiagramme war dabei das Ziel dieser Untersuchung.

#### 6.3.5.1 Chromspinell

Die Spinellgruppe bildet eine isomorphe Serie mit unbegrenzter Mischbarkeit (MATTHES, 1993), die sich nach der allgemeinen Strukturformel  $X^{2+}Y_2^{3+}O_4$  darstellen lässt (TRÖGER, 1967). Das zweiwertige Kation in tetraedrischer, koordinierter Position kann dabei entweder von Mg, Fe, Zn oder Mn eingenommen werden. In oktaedrischer Position treten die dreiwertige Kationen Al, Fe und Cr auf. Minerale dieser Zusammensetzung werden auch als Picotit bezeichnet (Matthes, 1993). Titanhaltige Spinelle entstehen durch den Einbau von einem  $Ti^{4+}$  Atom in einer Tetraederposition. Der Ladungsausgleich erfolgt dann durch zwei zweiwertige Kationen in Oktaederposition (Ulvöspinell-Komponente). Die Chromspinelle können bei der fraktionierten Kristallisation bzw. partiellen Aufschmelzung unterschiedlich zusammengesetzt werden. Die Elemente Chrom und Magnesium werden in den Kristallen angereichert, während die Konzentration von Aluminium in der Schmelze zunimmt. Der Austausch von Elementen ( $Fe^{2+}$  und  $Mg^{2+}$ ) zwischen den Chromspinellen und der Schmelze oder anderen Mineralen wird stark von der Temperatur gesteuert. Das  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ -Verhältnis hingegen ist von der Sauerstoffugazität  $f(O_2)$  abhängig (DICK & BULLEN, 1984). Chromspinell ist deshalb ein sehr empfindlicher Indikator von petrogenetischen Prozessen.

Detritischer Chromspinell verfügt über eine hohe mechanische und chemische Stabilität sowohl während des Transports als auch während diagenetischer Prozesse (MORTON, 1985A) und ist deshalb zur Rekonstruktion geotektonischer Positionen der Liefergebiete der klastischen Sedimente hervorragend geeignet. ZIMMERLE (1984) erörterte als erster die geotektonische Bedeutung des, vor allem in Sedimenten orogener Gürtel verbreiteten, Schwerminerals aus basischen und ultrabasischen Magmatiten. Als mögliche Ausgangsgesteine kommen folgende Gesteinsgruppen in Betracht:

- MORB und Kumulate, sowie Peridotitxenolithe des oberen Mantels aus dem Bereich mittelozeanischer Rücken und Subduktionszonen (WIMMENAUER, 1985)
- Obduzierte ozeanische Lithosphärenfragmente in Form alpinotyper Ophiolithkomplexe (WILSON, 1989).
- Stratiforme Intrusionen im kratonalen Bereich, wie z.B. die präkambrischen Chromitlagerstätten Bushveld, Südafrika und Stillwater, USA (WIMMENAUER, 1985).
- Zonierte ultrabasische Intrusionen in Terrane, bestehend aus Peridotiten, Pyroxeniten, Hornblenditen und Gabbros (HOWELL ET AL., 1985).
- Ultrabasische Intrusionen innerhalb kontinentaler Kruste im Zusammenhang mit Riftprozessen (WILSON, 1989)
- Intrakontinentale Mantelxenolithe (Südafrika) und ultramafische Alkaligesteine (Olivinmelilithit, Beispiel: Schwäbische Alb) (WIMMENAUER, 1985)

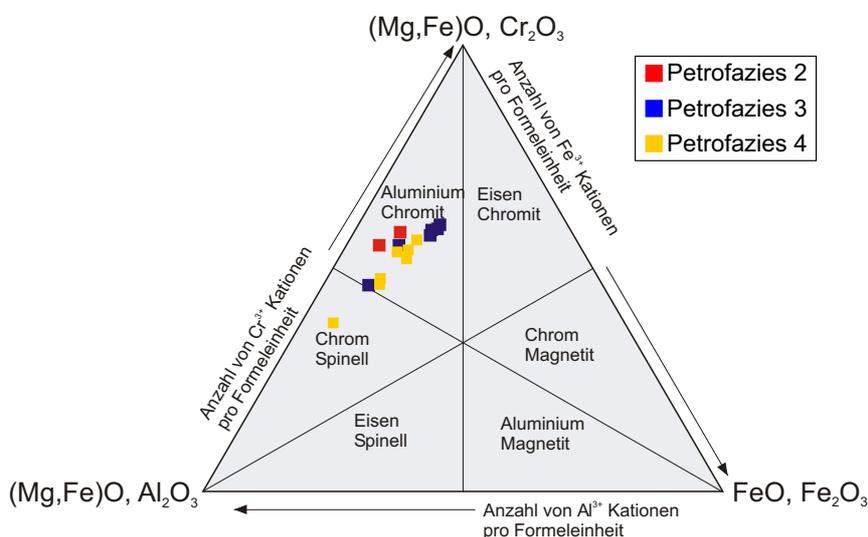


Abb. 6.32: Dreiecksdiagramm nach STEVENS (1944), das die Zusammensetzung der untersuchten Chromspinelle zeigt.

Die untersuchten Chromspinelle stammen nur aus der Hochwipfel-Formation (Anhang 5). Der überwiegende Teil der Chromspinelle fällt in das Feld der Aluminium Chromite (Abb. 6.32).

Als erster erkannte IRVINE (1967), dass in Ultrabasiten die  $Mg^{2+}/Fe^{2+}$  Verteilung von Chromspinell, Olivin und Pyroxen miteinander korrelieren. Er fand heraus, dass basische und ultrabasische Magmatite gesetzmäßige  $Mg^{2+}/Fe^{2+}$ - und  $Cr^{3+}/Al^{3+}$ - Verteilungsmuster zeigen, die von ihrem jeweiligen geotektonischen Bildungsmilieu abhängig sind. Die Chromspinelle erreichen mit zunehmender partieller Aufschmelzung des verarmten Mantels höhere  $Cr/(Cr+Al)$ -Verhältnisse. Ausgehend von sehr niedrigen  $Cr/(Cr+Al)$  Verhältnissen in primitiven Peridotiten lherzolitischer Zusammensetzung (0,1) können sie in den sich bildenden Harzburgit-Restiten  $Cr/(Cr+Al)$  Werte bis zu 0,9 erreichen (ARAI, 1992; ALLAN, 1994). Die  $Mg/(Mg+Fe)$ - Werte verhalten sich umgekehrt proportional zu dieser Entwicklung. DICK & BULLEN (1984) leitet daraus drei Typen alpinotyper Ophiolithe ab, die für verschiedene geotektonische Milieus kennzeichnend sind:

- (1) Typ I Ophiolithe führen Chromspinelle mit  $Cr/(Cr+Al)$  Werten  $< 0,6$ . Die Peridotite lherzolitischer Zusammensetzung und die mit ihnen vergesellschafteten Vulkanite sind mit mittelozeanischen Rücken assoziiert.
- (2) Typ II Ophiolithe stellen einen Übergangstyp zwischen Typ I und Typ III dar. Als Bildungspositionen kommen junge und primitive Inselbögen auf ozeanischer Kruste in Betracht.
- (3) Typ III Ophiolithe führen Chromspinelle mit  $Cr/(Cr+Al)$  Werten  $> 0,6$ . Sie sind an stärker partiell aufgeschmolzene Peridotite harzburgitischer Zusammensetzung gebunden. Sie haben ihren Ursprung in Inselbogensystemen, ozeanischen Plateaus und kontinentalen Intrusiva. Sie können auch subvulkanisch durch erneute Aufschmelzung der an den mittelozeanischen Rücken gebildeten Peridotite unterhalb aktiver Kontinentalränder entstehen (DICK & BULLEN, 1984).

Im  $Cr/(Cr+Al)$  -  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  Differenzierungsdiagramm (Abb. 6.33c) liegen die meisten Chromspinelle der Hochwipfel-Formation im Überlappungsbereich der Felder des Typ III und des Typ II Ophiolith. Nur wenige Proben fallen in das Feld des Typ I Ophioliths. Das bedeutet, dass der überwiegende Anteil der Chromite der Hochwipfel-Formation mit einem Inselbogensystem assoziiert ist.

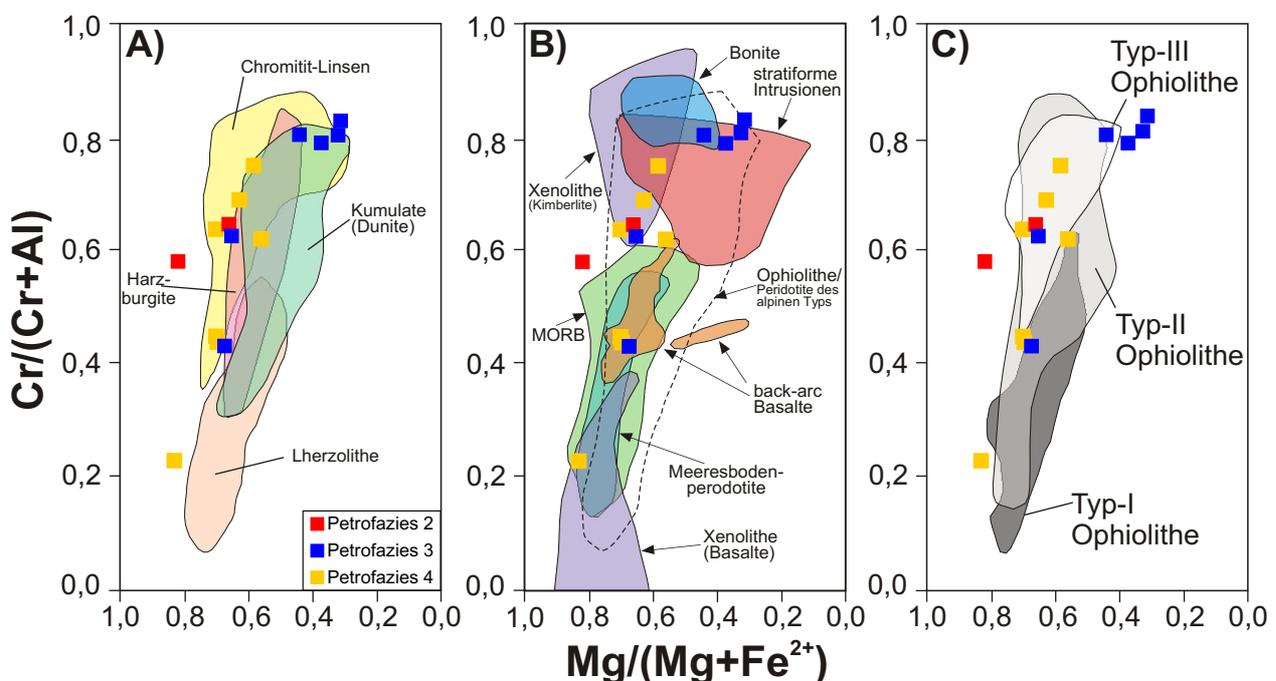


Abb. 6.33: Darstellung der Chromspinellchemie im  $Cr/[Al+Cr]$  gegen  $Mg/[Mg+Fe^{2+}]$ - Diagramm. A) Klassifikation der Chromspinelle der verschiedenen Gesteine alpinotypischer Peridotite. Zusammengestellt von POBER & FAUPL (1988). B) Chemische Klassifikation der Chromspinelle mit Herkunftsgesteinen und deren plattentektonischen Milieus. Verändert nach STEVENS (1944), IRVINE (1967), DICK & BULLEN (1984) und POBER & FAUPL (1988). C) Ophiolith-Klassifikation basierend auf der Chromspinellchemie. Verändert nach DICK & BULLEN (1984) und Modifikationen von POBER & FAUPL (1988).

Abbildung 6.33a und b zeigen stark differenzierte Feldereinteilungen der möglichen Herkunftsgesteine und deren plattentektonischen Milieus von Chromspinellen. Da die hierfür gemessenen relativ schweren Elemente mittels der EDAX-Methode nur mit einem begrenzten Fehler behaftet sind (vgl. Kap. 4.4.2), betrachte ich die Ergebnisse meiner Chromspinellmessungen auch in diesen Diagrammen, da eine genauere Messung mit der Mikrosonde nicht grundlegend andere Ergebnisse liefern sollte.

In Abbildung 6.33b sind die unterschiedlichen, in Ophiolithsequenzen auftretenden Lithologien und tektonischen Stellungen, eingetragen. Danach liegt der größte Teil der Chromite der Petrofazies 3 im Bereich von Boniniten (seltene Inselbogenbasalte). Die Chromite von Petrofazies 2 und 4 streuen sehr weit. Ein Teil fällt in die Felder der Back-Arc-Basalte von GÜLDENPFENNIG (1997) und ein Teil tendiert in Richtung MORB oder Meeresbodenperidotite. Alle Proben würden in das Feld der Ophiolithe/Peridotite des alpinen Typs fallen.

Abbildung 6.33a diskriminiert anhand der Chromspinellchemie in Felder unterschiedlicher alpinotypischer Peridotite. Ein Teil der Hochwipfel-Chromspinelle fällt in den Bereich des Harzburgit Feldes, was auf eine starke Aufschmelzung von basaltischen Magmen schließen lässt, um die Harzburgit Restite bilden zu können. Ein Teil von Petrofazies 3 sondert sich wieder ab und fällt deutlich in das Feld der Kumulate. Ein Chromspinell tendiert zu dem Lherzolithfeld und der Rest der Chromspinelle fallen in das Feld der Chromitlinsen.

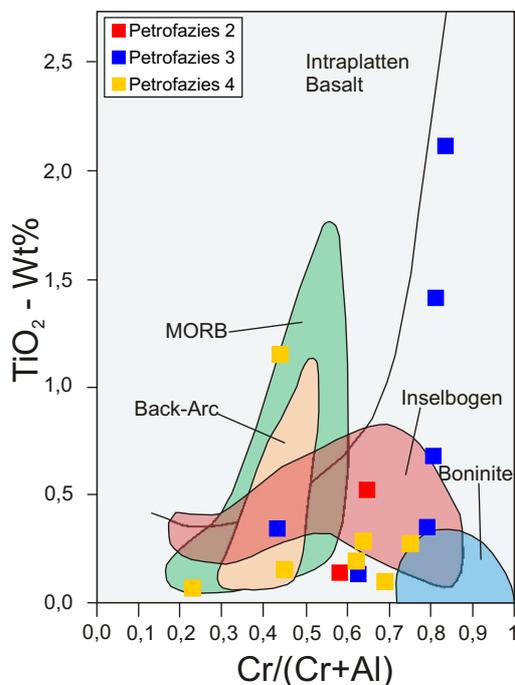


Abb. 6.34:  $TiO_2$ -Wt % gegen  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ - Diagramm. Die Felder für Chromspinelle aus Vulkaniten unterschiedlicher plattentektonischer Milieus stammen aus ARAI (1992).

Arai (1992) klassifiziert Chromspinelle aus MOR-Basalten, Intraplatten- und Inselbogenbasalten anhand der  $TiO_2$  und  $Cr/(Cr+Al)$  Werte. Chromite aus Intraplatten- und Inselbogenbasalten können dabei deutlich voneinander getrennt werden (Abb. 6.34). Die Chromite aus einem MORB nehmen hingegen eine vermittelnde Stellung ein. Nach GÜLDENPFENNIG (1997) liefern Spinelle aus Back-Arc-Basalten den MORB-Spinellen sehr ähnliche  $TiO_2$  und  $Cr/(Cr+Al)$  Werte. GÜLDENPFENNIG (1997) hat in Übereinstimmung mit den Daten von ARAI (1992) ein Back-Arc-Feld in das Diagramm eingeführt, das dem Feld der MORB-Chromite sehr ähnlich ist, aber niedrigere  $TiO_2$ -Werte aufweist. Die Proben der Hochwipfel-Formation fallen zum größten Teil in den Bereich der Inselbogen-Chromite und nähern sich dem Bereich der boninitischen Chromite an. Nur wenige Chromspinelle kann man mit dem MORB-Feld oder Back-Arc-Feld assoziieren. Petrofazies 4 und 2 bewegen sich dabei in einem sehr engen Rahmen nahe dem Inselbogenfeld, während Petrofazies 3 sehr weit streut.

#### Fazit:

Die Chemie der Chromspinelle aus der Hochwipfel-Formation weist auf peridotitische Ausgangsgesteine hin. Zusammenfassend kann ich feststellen, dass die Zusammensetzung der Chromspinelle der Hochwipfel-Formation den Hinweis auf zwei plattentektonische Milieus gibt. Der größte Teil der Chromite stammt wohl aus einem magmatischen Bogen. Vor allem Petrofazies 4 und 2 haben einen großen Anteil dieser Chromspinelle. Dies lässt auf einen erodierten, aufgearbeiteten Bereich eines magmatischen Bogens schließen. Petrofazies 3 und wenige Proben aus Petrofazies 4 streuen sehr weit und fallen zum Teil in den Intraplattenbereich und/oder Back-Arc-Bereich und/oder MORB-Bereich. Die Darstellung der Ergebnisse in diesen Diagrammen legt eine weitergehende Untersuchung an der Mikrosonde nahe.

### 6.3.5.2 Amphibole (Hornblenden)

Im Normalfall wird die Klassifizierung der unterschiedlichen Mineralvarietäten optisch nach der Farbe vorgenommen. Eine eindeutige Nomenklatur sowie die genetische Interpretation bedarf jedoch der chemischen Analyse (MANGE & MAURER, 1991). Beispiele zur Provenanzanalyse der Mineralchemie detritischer Amphibole finden sich unter anderem bei MORTON (1985A); MORTON (1991) und YOKOYAMA et al. (1990). In der Hochwipfel-Formation treten sowohl grüne als auch braungrüne Varietäten auf. In der Auernig-Formation ist das Auftreten auf grüne Varietäten beschränkt. Die Daten der analysierten Hornblenden befinden sich im Anhang 5.

In einem modifizierten Klassifikationsdiagramm nach LEAK (1978) und DEER et al. (1963) fällt der größte Teil der Proben in die Felder der eisenarmen Magnesium Hornblenden, tschermakitische Hornblenden und Tschermarkite ( $Mg/[Mg+Fe^{2+}] > 0,5$  und  $Si \text{ p.f.u} < 7$  oder  $Al^{IV} > 0,75$ ) (Abb. 6.35). Wenige Proben kommen im Feld der Kaersutite oder aktinolithischen Hornblenden zu liegen. Innerhalb der unterschiedlichen Petrofazies lassen sich keine eindeutigen Unterschiede feststellen.

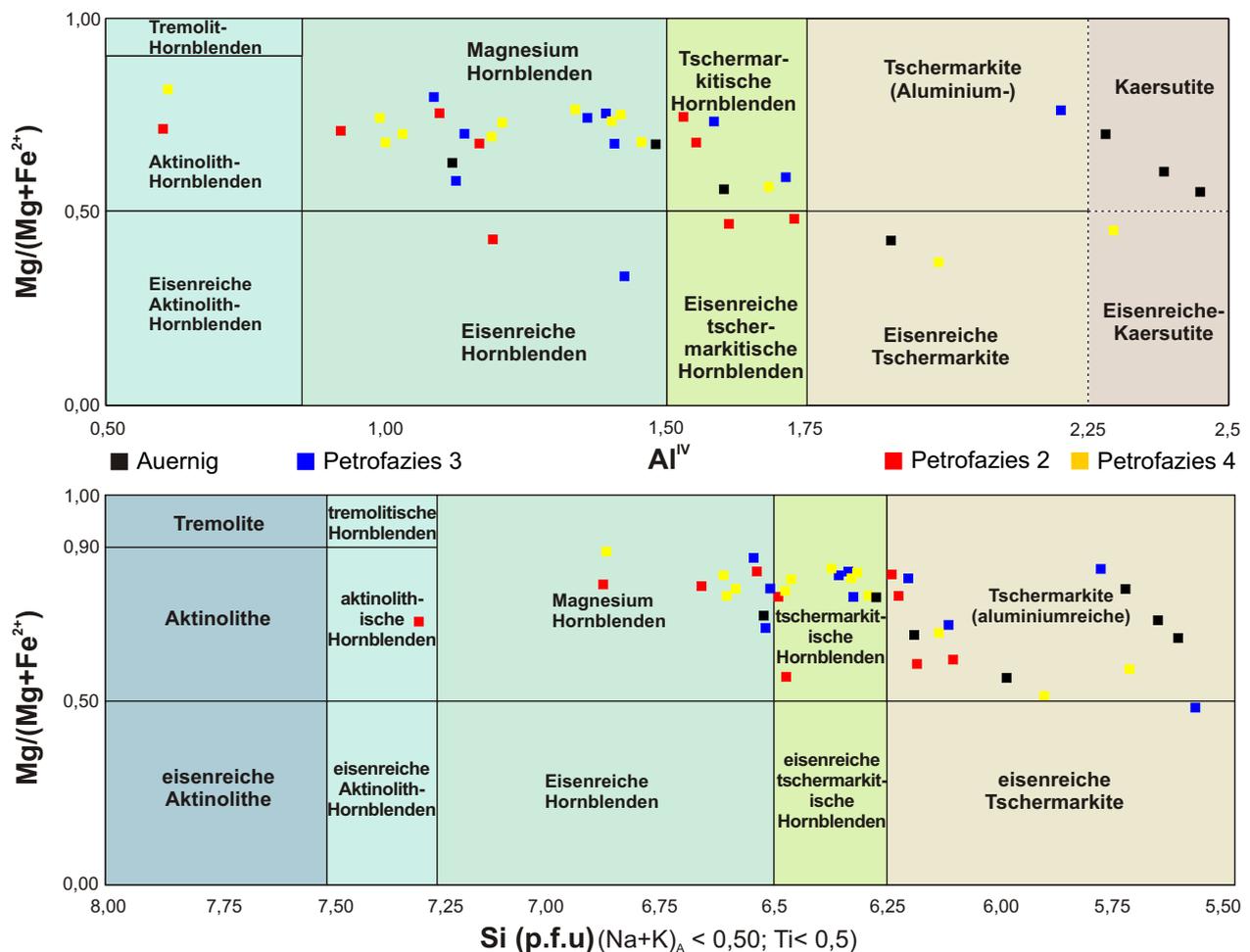


Abb. 6.35: Klassifikation der Amphibole nach LEAKE (1978) und DEER et al. (1963). Die EDX-Daten zeigen verschiedene Ca-Amphibol Zusammensetzungen, die sich zwischen Tschermarkiten Magnesium Hornblenden bewegen.

Für die braunen Kalzium-Amphibole wird in der Regel ein magmatischer Ursprung angenommen (DEER et al., 1963; PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Dabei steigt der Eisengehalt von magmatischen Kalzium-Amphibolen mit steigendem  $SiO_2$ -Gehalt des Gesamtgesteins an. Da die untersuchten Amphibole ein hohes  $Mg^{2+}/Fe^{2+}$ -Verhältnis aufweisen, kann man darauf schließen, dass maximal Andesite als Liefergesteine in Frage kommen (VEBLEN & RIBBE, 1982). In einem Diagramm nach MIYASHIRO (1975) plotten fast alle Hornblenden der Hochwipfel-Formation in das Feld der Ozeanbodenbasalte oder Tholeiite (Abb. 6.36).

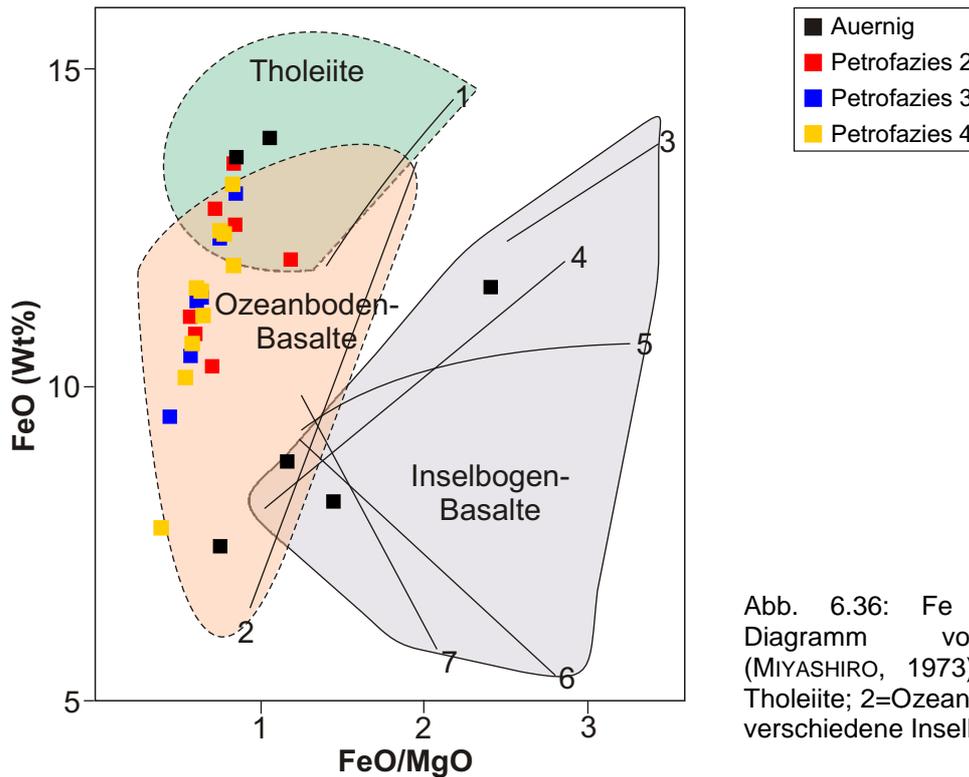


Abb. 6.36: Fe gegen Fe/Mg - Diagramm von Hornblenden (MIYASHIRO, 1973). (1= Skaergaard-Tholeiite; 2=Ozeanboden Basalte; 3-7= verschiedene Inselbogen Basalte

Für die Hochwipfel-Formation kann man nach DEER et al. (1963); WILSON (1989); MANGE & MAURER(1991) von Hornblenden aus einem metamorph überprägten, basischen Ausgangsgestein ausgehen. Für basische Ausgangsgesteine hat VEBLEN et al. (1982) ein Barometer auf der Basis der Verteilung von Na und K im Kristallgitter sowie deren Gehalte entwickelt (Abb. 6.37). Dies ermöglicht die Zuordnung von Drucken bei Amphibolen basischen Ausgangsgesteins. Trotz der eingeschränkten Messgenauigkeit mit der EDAX-Methode ergibt sich eine deutliche Differenzierung der untersuchten Amphibole. Der überwiegende Anteil der untersuchten Hornblenden liegt im Bereich der niederen und mittleren Drücke. Besonders häufig fallen die untersuchten Minerale der Petrofazies 4 und 2 in den Bereich der niederen Drücke, während der überwiegende Teil von Petrofazies 3 und die Proben der Auernig-Formation in mittlere oder hohe Druckbereiche fallen.

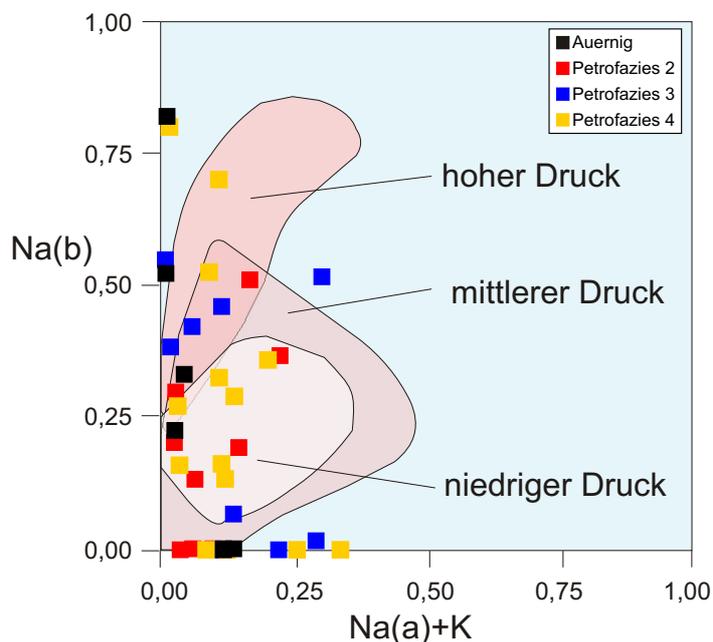


Abb. 6.37: Grüne Kalziumamphibole, dargestellt im Na(B) gegen Na(A)+K (p.f.u.) Diagramm. Die Felder gelten für grünschiefer- und amphibolitfazielle Metamorphite mit basischen Ausgangsgesteinen (VEBLEN & RIBBE, 1982). Die Druckangaben sind relativ innerhalb dieser Rahmenbedingungen zu verstehen.

Das lässt die Vermutung zu, dass ein Teil der Liefergesteine der Hornblenden von Petrofazies 4 und 2 sowie einige wenige Proben der Petrofazies 3 und der Auernig-Gruppe nur durch eine geringe Metamorphose überprägt sind. Der Rest der Ausgangsgesteine ist durch mittel- bis hochgradige Metamorphose überprägt oder hat keinen basischen Chemismus.

Fazit:

Die Zuordnung der Hornblenden zu ihren Herkunftsgesteinen ist nicht eindeutig. Nach DEER et al. (1963) und PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF (1987) stammen die meisten tschermaktischen Hornblenden und Tschermarkite aus mittel- bis hochgradigen Metamorphiten, wenngleich ihr Auftreten oft mit basischen und ultrabasischen Ausgangsgesteinen in Verbindung gebracht werden kann. Nach MANGE & MAURER (1991) hingegen treten tschermarkitische Amphibole häufig in Ultrabasiten auf. Dies wird durch WILSON (1989) bestätigt, die Tschermarkite als frühgebildete Hornblenden in basischen Gesteinen von Inselbögen bezeichnet.

WILSON (1989) stellt auch fest, dass in Inselbogenbereichen alle Eisen-Magnesium-Mineralen zu einem erhöhten Magnesiumgehalt tendieren (vgl. Chromspinelle). Die Hornblenden an Inselbögen haben nach WILSON (1989) deshalb einen starken Pleochroismus, variieren in ihrer Farbe von grün nach braun und haben sehr intensive und breite opake Reaktionssäume, wenn sie einem geringen Druck ausgesetzt werden. Das entspricht dem Erscheinungsbild vieler Hornblendenbruchstücken aus der oberen Hochwipfel-Formation (Petrofazies 4) und kann in Abbildung 6.37 nachvollzogen werden. Die meisten Hornblenden der Petrofazies 3 und der Auernig-Formation weisen jedoch auf hohe Drucke hin. Wahrscheinlich muss man für die Hornblenden aus Petrofazies 3 sowie 2 und 4 unterschiedliche Liefergebiete und tektonische Milieus vermuten.

### 6.3.5.3 Granate

Durch die große Variationsbreite der Granate kann ihre chemische Zusammensetzung sehr hilfreich für die Provenanzanalyse sein (zum Beispiel MORTON, 1985A; HAUGHTON & FARROW, 1989; YOKOYAMA et al., 1990; MORTON, 1991). Die Daten der analysierten Granate und die berechneten Endglieder befinden sich im Anhang 5.

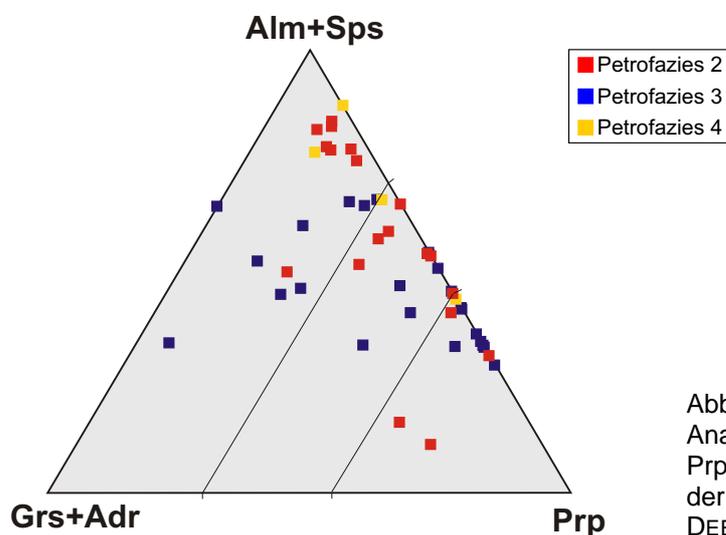


Abb. 6.38: Darstellung sämtlicher Granat-Analysen (n=49) im Alm+Spes/Gr+Adr/Prp-Dreiecksdiagramm. Zur Klassifizierung der Typen siehe Text. Verändert nach DEER, (1963).

Die Zusammensetzung der Granate wird in einem Dreiecksdiagramm (Abb. 6.38) dargestellt. Fast jeder Granat setzt sich aus unterschiedlichen Mengen der Granatendglieder zusammen. Der Anteil der Endglieder Almandin (Alm) und Spessartin (Sps), Pyrop (Prp) sowie Grossular (Grs) und Andradit (Adr) bilden dabei in diesem Diagramm die Eckpunkte des Diagramms. Die genaue prozentuale Zusammensetzung der einzelnen Granate ist ebenfalls in Anhang 5 aufgeführt. Nach DEER et al. (1963) kann man Granate mit einer Zusammensetzung von Pyrop <10%, Grossular und Andradit 10-25 % und Almandin und Spessartin >60% auf Granat-Glimmerschiefer zurückführen. Granate, die einen hohen Prozentsatz an Pyrop enthalten (40-70%), weisen nach DEER et al. (1963) auf hochmetamorphe Ausgangsgesteine oder ultrabasischen Magmatite hin.

Petrofazies 3 der Hochwipfel-Formation enthält zwei unterschiedliche Granattypen. Die Granatvarietäten unterscheiden sich im Anteil der Pyropkomponente. Zum einen haben sie erhöhte bis hohe Pyrop- (40-70%) und geringe Grossular- und Andraditanteile (0-30%). Zum anderen zeigen sie niedrige bis sehr niedrige Pyrop- (0-30%) und hohe Grossular und Andraditanteile (0-60%). Die Granate der Petrofazies 4 haben durchweg sehr niedere Grossular und Andradit Gehalte (0-10%) sowie niedere Pyropanteile (15-30%). Nur ein Granat weist hohe Pyropanteile (55%) auf. Petrofazies 2 zeigt eine starke Streuung der Granatanteile, und es ist anhand des Pyropanteils möglich, in 2 Gruppen zu unterteilen. Eine Gruppe der Granate hat niedere Pyropgehalte (5-20%), während die andere Gruppe mittlere bis hohe Pyropanteile (40-75%) in den Granaten aufweist. Die Granate von Petrofazies 2 weisen überwiegend niedrige Grossular und Andraditanteile (0-30%) auf.

Fazit:

Die mineralchemische Analyse der Granatvarietäten zeigt aufgrund der unterschiedlichen Pyropanteile, dass die Hochwipfel-Formation zum einen von einem leicht- bis mittelmetamorphem Liefergebiet und zum anderen von einem hochmetamorphem oder ultrabasischen Herkunftsgebiet beliefert wird. Bei Petrofazies 4 und einem Teil von Petrofazies 2 kann man anhand der hohen Almandin und niederen Pyropanteile der Granate auf ein Granat-Glimmerschiefer als Liefergestein schließen (Vgl. DEER et al., 1963). Ein Großteil der Granate der Petrofazies 3 und ein geringerer Teil der Petrofazies 2 ist mit sehr hohen Pyropanteilen assoziiert und stammt aus hochmetamorphem Liefergebieten oder auch aus ultrabasischen Magmatiten.

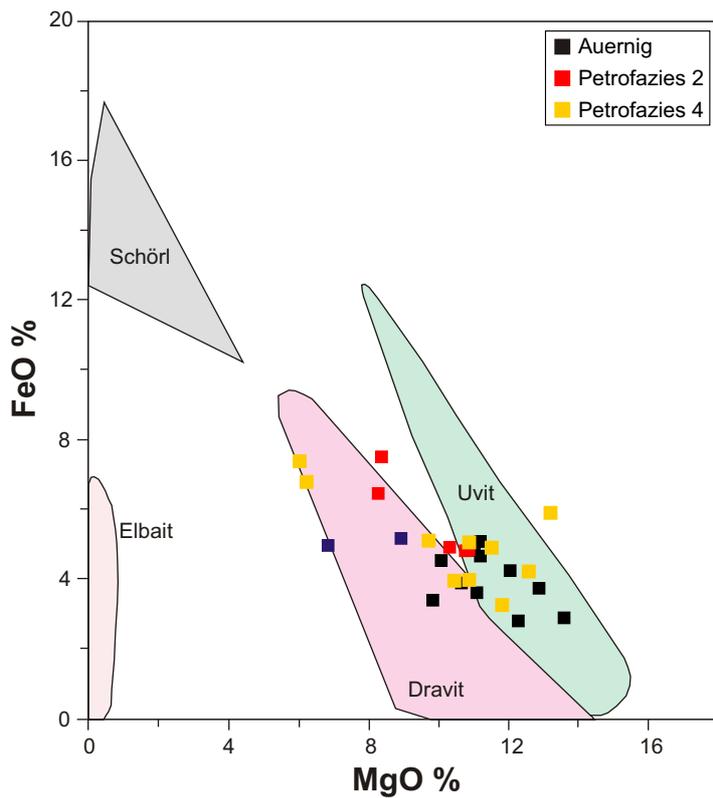
#### 6.3.5.4 Turmalin

Turmalin ist eines der häufigsten Schwerminerale in Sedimenten, da er zu den ultrastabilen Mineralen gehört. Differenzierungen nach Form, Farbe und Einschlüssen eignen sich für die Frage der stratigraphischen Korrelation und der Provenanzanalyse (MANGE & MAURER, 1991; MORTON, 1991). Zudem bietet seine starke Varianz im chemischen Aufbau genügend Ansatzpunkte, um die Turmalinvarietäten nach ihrer Chemie zu unterscheiden und auf Liefergesteine zu beziehen (MORTON, 1991). Auch HENRY & GUIDOTTI (1985) untersuchten Turmaline in verschiedenen Gesteinstypen und stellten fest, dass sich die chemische Zusammensetzung der Turmaline in Abhängigkeit vom Wirtsgestein systematisch verändert. Turmaline zeigen verschiedenen Mischreihen und Varietäten mit folgenden Endgliedern:

Mischreihen	Endglieder	Formel
<b>Elbait - Schörl</b>	Li und Al-reicher Elbait	$\text{Na} (\text{Li}, \text{Al})_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] (\text{BO}_3)_3 (\text{OH}, \text{F})_4$
	Fe <sup>2+</sup> -reichem Schörl	$\text{Na} (\text{Fe}, \text{Mn})_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] (\text{BO}_3)_3 (\text{OH}, \text{F})_4$
<b>Schörl - Dravit</b>		
	Mg-reichen Dravit	$\text{Na} \text{Mg}_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] (\text{BO}_3)_3 (\text{OH}, \text{F})_4$
<b>Uvit</b>	Uvit	$\text{Ca} \text{Mg}_3 (\text{MgAl}_5) [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] (\text{BO}_3)_3 (\text{OH}, \text{F})_4$

Im Uvit erfolgt der Calcium-Einbau durch eine gekoppelte Substitution von Ca und Mg gegen Na und Al. Die theoretisch mögliche Mischreihe zwischen Elbait und Dravit ist in der Natur nicht ausgebildet. Die Elbait-Schörl-Reihe ist häufig in Graniten und ihren assoziierten Ganggesteinen zu finden. Die Mg-reichen Varietäten Dravit und Uvit finden sich in der Regel in Metasedimenten (MANGE & MAURER, 1991; MORTON, 1991) oder in basischen Intrusivgesteinen (DEER et al., 1963). Diese beiden Varietäten zeichnen sich durch ihre braune bis rotbraune Farbe aus.

Die mineralchemisch untersuchten Turmaline der Ostkarawanken können in einem Diagramm nach MORTON (1991) in Dravit und Uvit klassifiziert werden (Abb. 6.39). Eine Unterscheidung in einzelne Petrofazies ist jedoch anhand der Mineralchemie nicht möglich. Für Turmaline haben HENRY & GUIDOTTI (1985) zwei Diagramme vorgeschlagen welche den Turmalinen anhand ihrer Mineralchemie verschiedene Ausgangsgesteine zuordnen. Die analysierten Turmaline der Ostkarawanken fallen in beiden Diagrammen in das Feld der Quarz-Turmalin-Gesteine und Metapelite. Ebenso sind Kalksilikatfelse als Ausgangsgestein möglich (Abb.6.40).



Fazit:

Nach der Klassifizierung mit dem Diagramm von Abbildung 6.39 besteht der größte Teil der Turmalinen der Ostkarawanken aus Dravit und entstammt einem metasedimentären Liefergebiet. Das Ergebnis der Abbildung 6.40 bestätigt diese Aussage und konkretisiert die Aussage auf Fe<sup>3+</sup>-reiche Quarz-Turmalin-Ausgangsgesteine und/oder calziumarme Metapelite/-psammite.

Abb. 6.39: Unterschiede in den Fe- und Mg-Gehalten von detritischen Turmalinen der Hochwipfel und Auernig-Formation. Diskriminantenfelder der Turmalinvarietäten nach MORTON (1991).

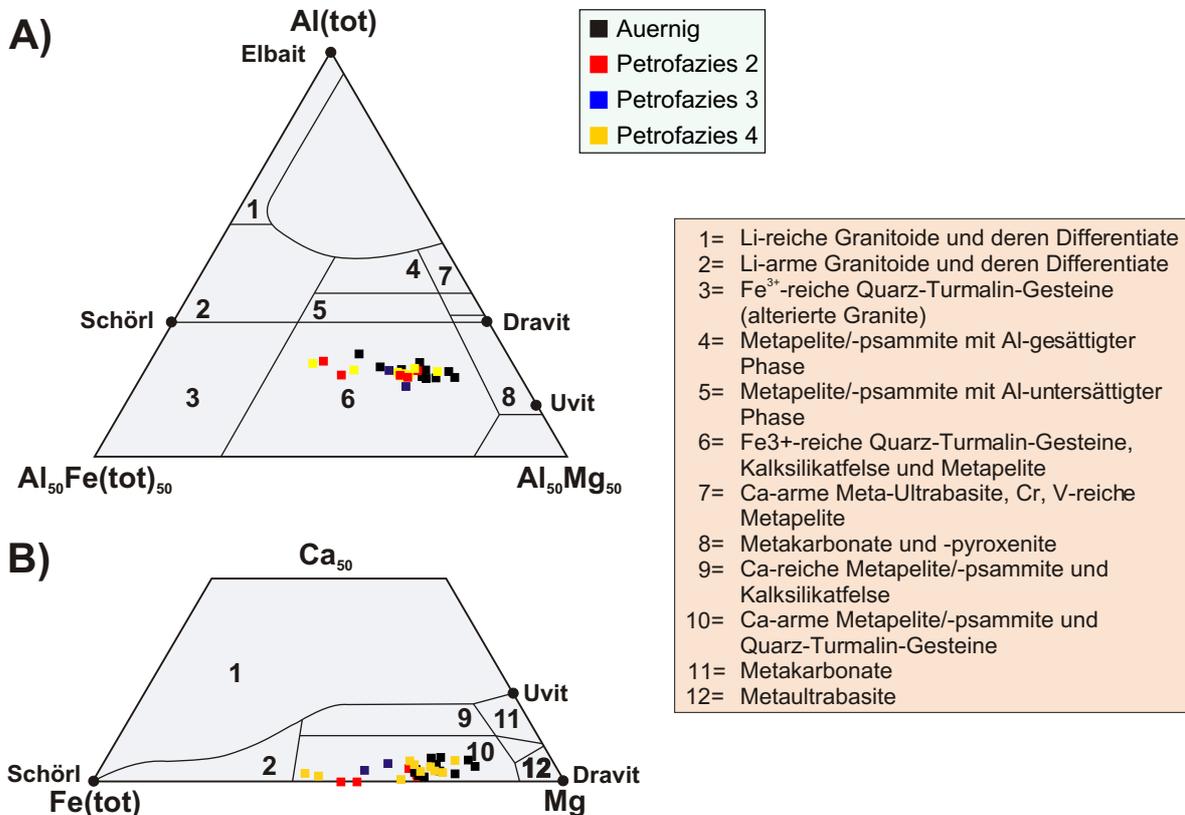


Abb. 6.40: Darstellung der Turmalin-Analysen im Al(tot)-Fe(Tot)-Mg-Diagramm (A) und im Ca-Fe(Tot)-Mg-Diagramm (B). Einteilung der Felder und der dazugehörigen Liefergesteinstypen nach HENRY & GUIDOTTI (1985).

## 6.4 Beziehungen zwischen dem Leicht- und Schwermineralbestand sowie der Mineralchemie

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus Leicht- und Schwermineralanalyse sowie der mineralchemischen Untersuchungen zusammengefasst.

### Petrofazies

Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation können anhand ihres Leichtmineralbestands mit statistischen Methoden in vier unterschiedliche Petrofaziestypen diskriminiert werden. Die Petrofaziestypen-Abfolge bildet gleichzeitig eine stratigraphische Abfolge. Diese Diskriminierung in verschiedene Petrofaziestypen bleibt bei dem größten Teil der analysierten Komponentenbeziehungen einigermaßen erhalten. Die Auernig-Formation kann man nach dem gleichen Prinzip in drei Petrofaziestypen einteilen. Auch hier entspricht die petrofazielle Abfolge einer stratigraphischen Abfolge.

Die Petrofaziesgruppen können durch die Schwermineralanalyse nicht im gleichen Maße bestätigt werden wie bei der Leichtmineralanalyse. Auch bei der mineralchemischen Analyse der Schwerminerale lassen sich einzelne Petrofaziestypen nicht mehr abgrenzen. Das liegt daran, dass Proben innerhalb einer Petrofaziesgruppe und sogar gleicher Profilsabschnitte sehr unterschiedliche Schwermineralbestände aufweisen können. Ich führe dies auf die oftmals ereignisgesteuerte Schwermineralführung in den Ablagerungen zurück. Bei starkem, relativ frischem Sedimenteintrag steigt der Gehalt an instabilen Schwermineralen an, während bei gleichmäßig lang im Transportsystem verweilenden Detritus die stabilen Schwerminerale angereichert werden und die instabileren Schwerminerale zerstört werden. Es bildet sich dadurch eine negative Korrelation der instabilen Schwermineralen mit den stabilen Schwermineralen in den Petrofaziesübergangs-Zonen der Hochwipfel-Formation aus. Um Aussagen über Schwermineraländerungen im Bezug zu den Petrofaziesgruppen zu ermöglichen, war die Betrachtung der Schwermineralführung in einer äquidistanten Probenabfolge die beste Lösung. Für die Hochwipfel- und Auernig-Formation können keine Probengruppen mit gleicher Schwermineralführung, die mit den Petrofaziesgruppen identisch sind, festgestellt werden. Jedoch kann man Änderungen innerhalb des Schwermineralbestandes im Bereich der Petrofazieswechsel mit Ereignissen im Liefergebiet in Verbindung bringen. Dies gilt vor allem für den Wechsel zwischen Petrofazies 2 und 3, wo das Schwermineral Granat verstärkt auftritt und wo deshalb eine stärkere Exponierung eines metamorphen Liefergebiets angenommen werden kann. Ähnliche Rückschlüsse kann man durch das verstärkte Auftreten von Hornblende und Chromspinell im Liegenden der Petrofazies 4 ziehen. Hier spricht aber das Auftreten der Schwermineralvarietäten für ein von basischen Gesteinen beeinflusstes Liefergebiet.

Bei der Auernig-Formation tritt ein ähnlicher Effekt in den Diagrammen mit einer äquidistanten Probenabfolge auf. Zirkon- und Turmalin Gehalt verhält sich reziprok zueinander. Das Verhältnis zwischen diesen beiden Schwermineralen ändert sich immer im Bereich der Petrofazieswechsel. Dies könnte ebenfalls auf Liefergebietsänderungen zurückzuführen sein. In den Bereichen, in denen das Verhältnis von Turmalin zu Zirkon sehr hoch wird, vermute ich zum Beispiel den stärkeren Einfluss von einem Liefergebiet, das vor allem niedermetamorphe Liefergesteine mit einem hohen Turmalin-Anteil besitzt.

### Provenanz und tektonisches Milieu

#### *Hochwipfel-Formation:*

Die Verhältnisse der Hauptmodalbestandteile (Q, F, Lt, Qm, F und L) sowie die Einbeziehung der Lithoklasten ergeben teilweise sehr unterschiedliche Provenanzaussagen für die Hochwipfel-Formation. Grundsätzlich nimmt der Feldspatgehalt vom Liegenden in das Hangende der Hochwipfel-Formation ab, während der Lithoklastengehalt zunimmt (vgl. Abb. 6.7). In den klassischen Diagrammen von DICKINSON (1985) (vgl. Abb. 6.9) kann man aus den Verhältnissen der Hauptmodalbestandteile der Hochwipfel-Sandsteine in erster Linie ein Kollisionsorogen als Liefergebiet ableiten. In den Proben, in denen ein höherer Feldspatgehalt vorhanden ist, kann man zudem noch einen Einfluss eines differenzierten magmatischen Bogen annehmen, der bei der Betrachtung von Diskriminantenfunktionsdiagrammen größer zu werden scheint (Abb. 6.11). Bezieht man die verschiedenen Lithoklastentypen in die Provenanzanalyse

mit ein, dann kann man übergeordnet einen aktiven Kontinentalrand als Liefergebiet bestimmen (Abb. 6.10 und 6.14). Der Liegende Teil der Hochwipfel-Formation wird dabei übereinstimmend mit einem Ablagerungsraum in Verbindung gebracht, der stark von kontinentalem Material (sedimentäre Lithoklasten und Plutonite) beeinflusst wird. Zum Hangenden der Hochwipfel-Formation ändert sich das Liefergebiet zu einem Übergangsbereich zwischen Subduktionsszonen und aktivem Kontinentalrand (Abb. 6.10) oder einem erodierten magmatischen Bogen (Abb. 6.14). Dieser Trend geht vor allem auf die wachsende Zahl der vulkanischen Lithoklasten im Hangenden der Hochwipfel-Formation zurück.

Integriert man die Schwermineralanalyse in die Provenanzüberlegungen zur Hochwipfel-Formation, dann können nur zwei Liefergebiete anhand der Schwermineralverhältnisse der Proben unterschieden werden (Abb. 6.31). Zum einen ein erodierter kontinentaler Bereich und zum anderen ein erodierter magmatischer Bogen. Allerdings kann das Auftreten bestimmter Schwerminerale in bestimmten Bereichen auf Liefergebietsänderungen bezogen werden (siehe oben). Daraus folgt, dass der Hangende Teil der unteren Hochwipfel-Formation von zumindest einem Liefergebiet geschüttet wird, welches metamorphe, granatführende Ausgangsgesteine führt. Im anderen Fall kann man im Hangenden der Hochwipfel-Formation aufgrund der vorkommenden Hornblenden und Chromspinelle von einem basischen Liefergebiet ausgehen. Dies passt sehr gut zu einem erodierten magmatischen Bogen als Liefergebiet, wie ich ihn nach der Dünnschliffanalyse für den oberen Teil der Hochwipfel-Formation annehme.

Mit Hilfe der Mineralchemie der Schwerminerale konnte ich diese Provenanzaussagen für die Hochwipfel-Formation weiter konkretisieren. Die untersuchten Chromspinelle deuten zum Beispiel auf zwei verschiedene Liefergebiete hin. Die Chromspinelle im Hangenden (Petrofazies 4) und Liegenden (Petrofazies 2) Teil der Hochwipfel-Formation werden aus einem magmatischen Bogen geschüttet. Die Chromspinelle aus dem mittleren Bereich der Hochwipfel-Formation stammen aus einem Intraplatten-, Back Arc- oder MORB-Bereich (vgl. Abb. 6.37-6.38). Die Chromspinelle der hangenden Hochwipfel-Formation bestätigen also die Provenanzaussagen aus der Leicht- und Schwermineralanalyse für ein Liefergebiet aus einem magmatischem Bogen. Für Petrofazies 2 wurden bei der Schwermineralanalyse keine Hinweise auf einen magmatischen Bogen gefunden, jedoch zeigen verschiedene Komponentenverhältnisse bei Provenanzdiagrammen der Leichtmineralanalyse (vgl. Abb. 6.11 und 6.14) einen Einfluss eines magmatischen Bogens auf den Modalbestand der Sandsteine in Petrofazies 2. Dies wird meiner Meinung nach auch zum Teil durch die Mineralchemie der Chromspinelle aus dieser Petrofazies bewiesen. Für das Auftreten von Chromspinellen aus Intraplatten-, Back-Arc- oder MORB-Bereichen im mittleren Teil der Hochwipfel-Formation (Petrofazies 3) zeigen sich wenige klare Hinweise in den Komponentenverhältnissen der angewendeten Provenanzdiagramme (vgl. Abb. 6.10–6.14). Bei Betrachtung der Lithoklastenanteile in den Provenanzdiagrammen der Leichtmineralanalyse kann allerdings auch der Einfluss eines magmatischen Bogens auf den Ablagerungsraum abgeleitet werden (vgl. Abb. 6.11 und 6.14). Für Petrofazies 3 lässt die Leichtmineralanalyse keine nähere Differenzierung der Provenanzaussage zu. Möglich wäre auch noch, dass die Chromspinelle von Petrofazies 3 aus dem teilweise erodierten Diabas von Eisenkappel stammen, der als Intraplatten- oder Back Arc Basalt interpretiert werden kann.

Die Mineralchemie der Hornblenden zeigt, dass zwischen den Liefergebieten von Petrofazies 2 und 4 eventuell ein Zusammenhang besteht. Man kann die aus metamorph veränderten basischen Ausgangsgesteinen stammenden Hornblenden der Petrofazies 4 und 2 einem Inselbogenmilieu zuordnen, was wieder den Ergebnissen aus der Leichtmineralanalyse und aus der Mineralchemie der Chromspinelle entsprechen würde. Die meisten Hornblenden der Petrofazies 3 weisen auf höhere Drucke und damit auf ein höher metamorphes Ausgangsgestein für die Hornblenden hin (vgl. 6.42). Das kann als zusätzliches Indiz auf ein Liefergebiet mit kontinentalem Einfluss während der Ablagerung der Petrofazies 3 gedeutet werden und entspricht den Ergebnissen aus der Schwermineralanalyse für diesen Bereich der Hochwipfel-Formation (vgl. Auftreten von Granat).

Die Ergebnisse der Mineralchemie der Granatvarietäten zeigen, dass die Granate aus Petrofazies 4 und einem Teil von Petrofazies 2 aus einem niedermetamorphen Liefergebiet stammen und eine geringe Pyropkomponente besitzen (vgl. Abb. 6.4.3). Ein Großteil der pyropreichen Granate von Petrofazies 3 und Petrofazies 2 stammen dagegen aus

hochmetamorphen Liefergebieten oder aus ultrabasischen Magmatiten. Für die Granate von Petrofazies 3 kann man aufgrund der bisherigen Provenanzhinweise von einem höhermetamorphen Liefergebiet ausgehen. Die pyropreichen Granate von Petrofazies 2 könnten aber auch aus den ultrabasischen Gesteinen eines magmatischen Bogens stammen. Dies wird vor allem dadurch unterstützt, dass alle anderen Provenanz-Hinweise der Leicht- und Schwermineralanalyse sowie der Mineralchemie der Chromspinelle und Hornblenden auf den Einfluss eines magmatischen Bogens im Komponentenbestand dieser Sandsteine hindeutet.

Nach der Leicht- und Schwermineralanalyse sowie der Mineralchemie zeigt sich, dass die Hochwipfel-Formation ihren Modalbestand aus unterschiedlichen Liefergebieten bezog. Die Liefergebiete und Liefergebietsänderungen haben während der gesamten Ablagerung der Hochwipfel-Formation unterschiedlich stark auf die Ausbildung der Petrofazies gewirkt und somit die Zusammensetzung der Sandsteine geprägt. Man kann aus den verschiedenen Ergebnissen eine Veränderung von einem überwiegend kontinentalen Liefergebiet im Liegenden der Hochwipfel-Formation über ein Mischsystem aus einem kontinentalen Liefergebiet und einem magmatischen Bogen in der Mitte der Hochwipfel-Formation zu einem Liefergebiet aus einem erodierten magmatischen Bogen im Hangenden der Hochwipfel-Formation ableiten.

#### *Auernig-Formation:*

Die Verhältnisse der Hauptmodalbestandteile (Q, F, Lt, Qm, F und L) sowie die Einbeziehung anderer Modalbestandteile ergeben sehr homogene Provenanzaussagen für die Auernig-Formation. In allen Diagrammen (vgl. Abb. 6.15, 6.16, 6.18 und 6.19) kann man aus den Verhältnissen der Modalbestandteile der Auernig-Sandsteine ein Kollisionsorogen als Liefergebiet und niedermetamorphe Liefergesteine ableiten. Innerhalb der Petrofaziesgruppen der Auernig-Formation ist ein Trend von einem relativ quarzarmen Modalbestand im Liegenden zu einem überwiegend quarzreichen Modalbestand im Hangenden zu erkennen. Dementsprechend nimmt der Anteil an Lithoklasten ab. Aus dem wechselnden Verhältnis der Hauptmodalbestandteile zwischen den Petrofaziesgruppen kann man ableiten, dass während der Sedimentation der Auernig-Formation vom Liegenden ins Hangende immer tiefer liegende Krustenstockwerke der Liefergebiete abgetragen werden (vgl. Abb. 6.16).

Bezieht man die Schwermineralanalyse in die Provenanzüberlegungen zur Auernig-Formation mit ein, dann können keine verschiedenen Liefergebiete anhand der Schwermineralverhältnisse der Proben unterschieden werden (Abb. 6.35). Man kann nur erkennen, dass zum Hangenden der Auernig-Formation hin der ZTR- Index zunimmt und gleichzeitig ein erhöhter Anteil an ultrabasischen Schwermineralen auftritt. Eventuell gewinnt in dieser Phase ein weiteres Liefergebiet Bedeutung oder diese Schwermineraländerungen geben Hinweise auf die jetzt freigelegten, tieferliegenden Krustenstockwerke und eine verstärkte Sedimentaufarbeitung.

Die mineralchemischen Untersuchungen der Hornblenden bestätigen die Annahme eines metamorphen Liefergebietes. Die meisten Hornblenden der Auernig-Formation weisen auf mittlere bis hohe Druckbedingungen bei ihrer Bildung hin (vgl. 6.42). Die Turmaline der Auernig-Formation können als Dravite und Uvite klassifiziert werden und auf ein metasedimentäres Liefergebiet zurückgeführt werden (vgl. 6.45-47).

Nach der Leicht- und Schwermineralanalyse sowie der Mineralchemie zeigt sich, dass die Auernig-Formation ihren Modalbestand vermutlich vor allem aus einem Liefergebiet bezog. Die Änderung innerhalb des Liefergebietes durch die Abtragung von verschiedenen Deckschichten haben während der gesamten Ablagerung der Auernig-Formation unterschiedlich stark auf die Ausbildung der Petrofazies gewirkt und somit die Zusammensetzung der Sandsteine geprägt. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen, dass im Laufe der Sedimentation immer tiefere Stockwerke des Liefergebiets abgetragen und in unterschiedlichem Maße wieder aufgearbeitet wurden.