

3. Geochemie

Die Auswertung der Gesamtgesteinsgeochemie erfolgt mit folgenden Zielstellungen:

- Bestimmung der sedimentären Edukte der Metamorphite (Protolith),
- geochemische Charakterisierung dieser Edukte,
- Rekonstruktion des Ausgangsmaterials der Sedimente (Herkunft) und
- Ermittlung des geotektonischen Bereiches, in dem die Sedimentation erfolgte.

Die untersuchten Gesteine repräsentieren charakteristische Beispiele aus allen im Kapitel 2. aufgezeigten Metamorphosezonen. Die geochemischen Analysen der Haupt- und Spurenelemente sind in Anhang C, Tabelle C.1 aufgelistet. Aus der Literatur sind bisher keine Gesamtgesteinsanalysen von panafrikanischen Metasedimenten aus dem Kaokogürtel bekannt. Es handelt sich bei den vorliegenden Analysen also um die ersten dieser Art.

Es muß darauf hingewiesen werden, daß einige der verwendeten Diagramme (z.B. Abb. 3.1, 3.3, 3.7) mobile Elemente wie Ca, K, Na einbeziehen und nur unter Annahme einer isochemen Metamorphose auf metamorphe Gesteine angewendet werden dürfen.

Basierend auf Ionenradius und Wertigkeit von Elementen unterscheiden Saunders et al. (1980) zwei unterschiedliche Elementgruppen: "low-field strength"- und "high-field strength"- Elemente (LFSE und HFSE). "Low-field strength"-Elemente, z.B. K, Rb, Sr und Ca, weisen einen großen Ionenradius und niedrige Wertigkeiten auf. Diese Elemente neigen dazu, sich während niedriggradiger Metamorphose oder Alterationsprozessen sehr mobil zu verhalten. "High-field strength"-Elemente, z.B. Ti, Zr, Nb, Y, V, Cr, Ni, Co, besitzen einen kleinen Ionenradius und hohe Wertigkeiten. Von den HFSE wird angenommen, daß sie sich während niedriggradiger Metamorphose immobil verhalten, oder zumindest relativ immobil in Vergleich zu den LFSE. Daher werden, wie z.T. in den folgenden Abschnitten ersichtlich, vor allem immobile Elemente genutzt, um z.B. tektonische Platznahme und Ablagerungsräume zu charakterisieren.

3.1. Sedimentäre Edukte der Metamorphite

Die Darstellung der Gesteinschemismen in den Klassifikationsdiagrammen nach Wimmenauer (1984, Abb. 3.1) und Thélin (1983, Abb. 3.2) sowie im ACF-Diagramm (Abb. 3.3) erlaubt es, die sedimentären Edukte der Metamorphite zu charakterisieren. Auch wenn die Proben insgesamt recht weit streuen, zeigt sich doch ein Trend an.

Nach den Klassifikationsdiagrammen von Wimmenauer (1984) und Thélin (1983) handelt es sich bei den Protolithen der Metamorphite vorwiegend um Pelite, pelitische Grauwacken und Grauwacken (Abb. 3.1 und 3.2). Dabei waren die sedimentären Edukte der verschiedenen Metamorphosezonen im Gomatum-Tal (Abb. 2.1) meist Pelite mit Anteilen von Arkosen. Die Protolithe der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone und Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone im Hoarusib-Tal waren meist Grauwacken und pelitische Grauwacken. Bei den beiden Proben aus der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone, die im Diagramm nach Thélin (1983) in das Magmatitfeld plotten,

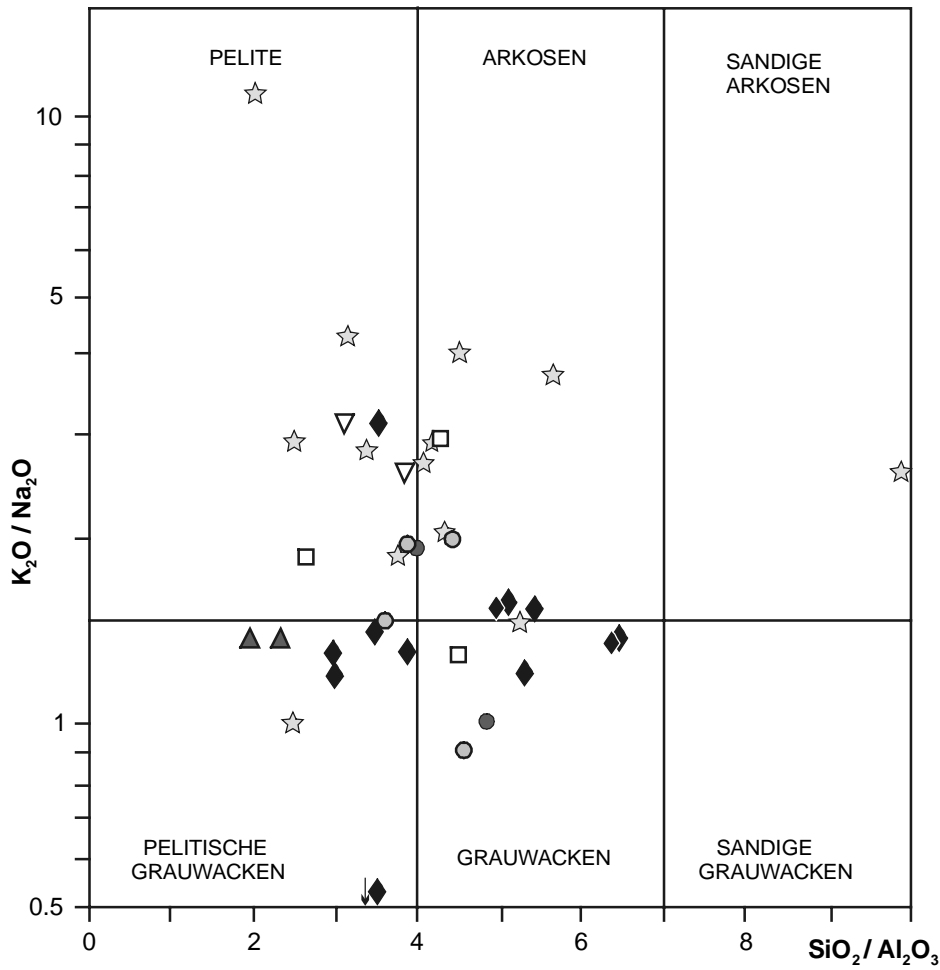


Abb. 3.1: Klassifikationsdiagramm K_2O/Na_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 nach Wimmenauer (1984). Symbole siehe Abb. 3.2.

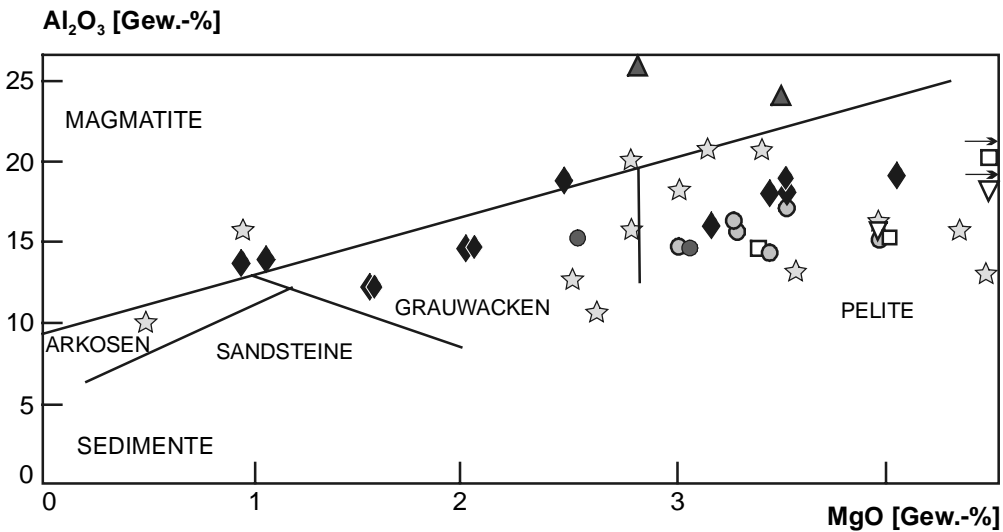


Abb. 3.2: Korrelationsdiagramm Al_2O_3 vs. MgO nach Thelin (1983).

- ☆ Granat-Zone
- ▽ Staurolith-Zone
- Disthen-Zone
- Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone
- Sillimanit-Muskovit-Zone
- ▲ Sillimanit-Kalifeldspat-Zone
- ◆ Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone

handelt es sich um aluminiumreiche Granat-Sillimanit-Paragneise. Die Probe aus der Granat-Zone im Arkosenfeld desselben Diagrammes ist eine quarzitische 2 mm-Lage zwischen Metapeliten.

Die Darstellung der Gesteinschemismen im ACF-Diagramm (Abb. 3.3) zeigt, daß die Edukte der Metamorphite aus den verschiedenen Zonen Tonschiefern und mergeligen Tonschiefern entsprechen. Grauwacken oder pelitische Grauwacken sind in diesem Diagramm nicht darstellbar.

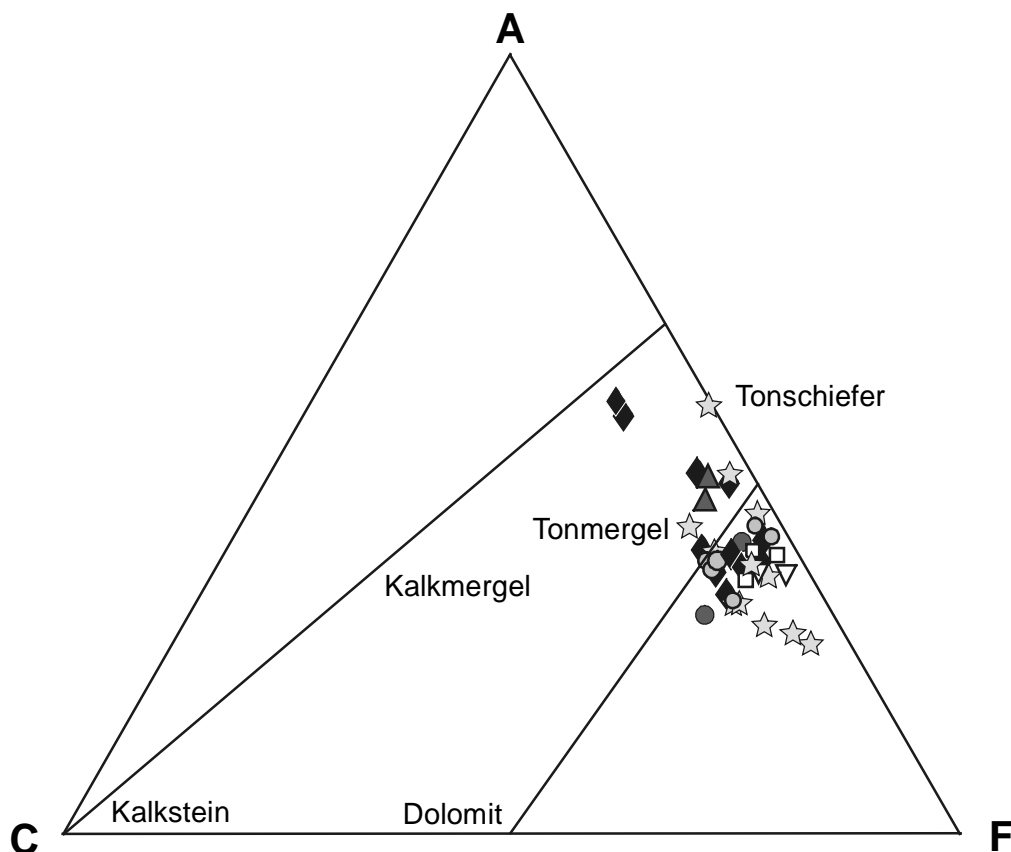


Abb. 3.3: Darstellung der geochemischen Analysen im ACF-Diagramm, Untergliederung nach Smoler (1987). Die Metamorphite in den verschiedenen Zonen entsprechen den Edukten von Tonschiefern bis mergeligen Tonschiefern.

- | | |
|------------------------------------|---|
| ☆ Granat-Zone | ● Sillimanit-Muskovit-Zone |
| ▽ Staurolith-Zone | ▲ Sillimanit-Kalifeldspat-Zone |
| □ Disthen-Zone | ◆ Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone |
| ○ Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone | |

Bei der Charakterisierung der Ausgangsmaterialien für die untersuchten Metamorphite läßt sich die folgende regionale Verteilung ableiten. Bei den Edukten der untersuchten Glimmerschiefer östlich des Gomatum-Tales und im Gomatum-Tal (Abb. 2.1) handelt es sich um Pelite mit Anteilen von Arkosen und untergeordnet um Grauwacken. Lithostratigraphisch können diese Gesteine wahrscheinlich der Ugab-Untergruppe und der Nosib-Gruppe (Tabelle 1.1) zugeordnet werden, siehe dazu auch Tabelle C.1. Im Hoarusib-Tal (Abb. 2.1) bilden Grauwacken und pelitische Grauwacken, untergeordnet Pelite, die Protolithe der untersuchten Gneise und migmatitischen Gneise. Diese werden größtenteils als Metaturbidite der Kuiseb-Formation angesehen.

In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu erwähnen, daß im gesamten Kaokogürtel Pelite und pelitische Sedimente mengenmäßig stark hinter Arkosen, Sandsteinen, Kalkmergeln und Karbonaten zurücktreten. Außerdem muß an dieser Stelle deutlich darauf hingewiesen werden, daß, aufgrund der Aufgabenstellung der vorliegenden Arbeit, eine sehr zielgerichtete, selektive Probenahme erfolgte. Es wurden vorrangig Metasedimente mit fazieskritischen Mineralen beprobt, die eine pelitische Zusammensetzung erwarten ließen. Das bedeutet, die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Gesamtgesteinsanalysen repräsentieren in keinsten Weise die geochemische Vielfalt der Metasedimente der Damara-Sequenz und deren lithologischer Einheiten. Sie sind auch nicht repräsentativ zur Charakterisierung der Spannbreite der sedimentären Edukte der Metamorphite im Kaokogürtel. Eine stoffliche Charakterisierung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten des Kaokogürtels ist bei diesem Probenumfang, der selektiven Art der Probenahme und der Sedimentvielfalt (Kapitel 1.4.) nicht möglich!

3.2. Geochemische Charakteristik der Edukte und der Metasedimente

Eine geochemische Charakterisierung der Edukte ist mit Hilfe des ACF-Diagrammes (Abb. 3.3) und der AFM-Diagramme (Abb. 3.4) möglich. Die Diagramme zeigen, daß die sedimentären Ausgangsmaterialien durch einen relativ Al-armen Stoffbestand gekennzeichnet sind. Im AFM-Diagramm (Abb. 3.4 a) fallen die Gesteine der Granat-, Staurolith-, Disthen-, Disthen-Sillimanit-Muskovit- und der Sillimanit-Muskovit-Zone in oder um das Feld der Al-armen Pelite nach Spear (1993) und streuen deutlich. Demgegenüber sind die Gesteine der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone und der Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone Al-reicher (Abb. 3.4 b). Dabei ist allerdings zu beachten, daß durch die Projektion von Kalifeldspat aus, die einzelnen Probenpunkte immer weiter in Richtung zur Aluminium-Ecke plotten.

Bei der Darstellung der chemischen Analysen in den AFM-Diagrammen wurde berücksichtigt, daß ein Teil des Aluminiums an Minerale wie Plagioklas und Epidot gebunden ist, die in solchen Diagrammen, die das System KFMASH repräsentieren, nicht darstellbar sind. Dieser Aluminiumgehalt muß bei der Projektion abgezogen werden. Im vorliegenden Fall wurden die molaren Äquivalentmengen an Al_2O_3 für $\frac{2}{3}$ des CaO und $\frac{3}{4}$ des Na_2O aus der chemischen Analyse in Abzug gebracht.

So enthalten z.B. die Proben GK 97-120 und GK 97-124 aus der Granat-Zone mehr als 20 Gew.-% Al_2O_3 . Sie besitzen damit einen deutlich höheren Aluminiumgehalt als die meisten disthen- und sillimanitführenden Gesteine des Untersuchungsgebietes und müßten eigentlich in der Lage sein, bei der Metamorphose eine Alumosilikat-Überschußphase, z.B. Andalusit, zu stabilisieren. Das Aluminium ist jedoch an das Kalzium und das Natrium in den Plagioklasen gebunden, so daß kein Aluminiumüberschuß zur Bildung von Andalusit o.a. zu Verfügung steht. Das zeigt, daß der absolute Al_2O_3 -Gehalt im Gestein kein alleiniges Kriterium für die Möglichkeit der Bildung von Andalusit, Sillimanit oder Disthen ist. Aluminiumreiche Sedimente müssen bei der Metamorphose nicht zwingenderweise zu andalusit-, sillimanit- oder disthenführenden Metamorphiten führen.

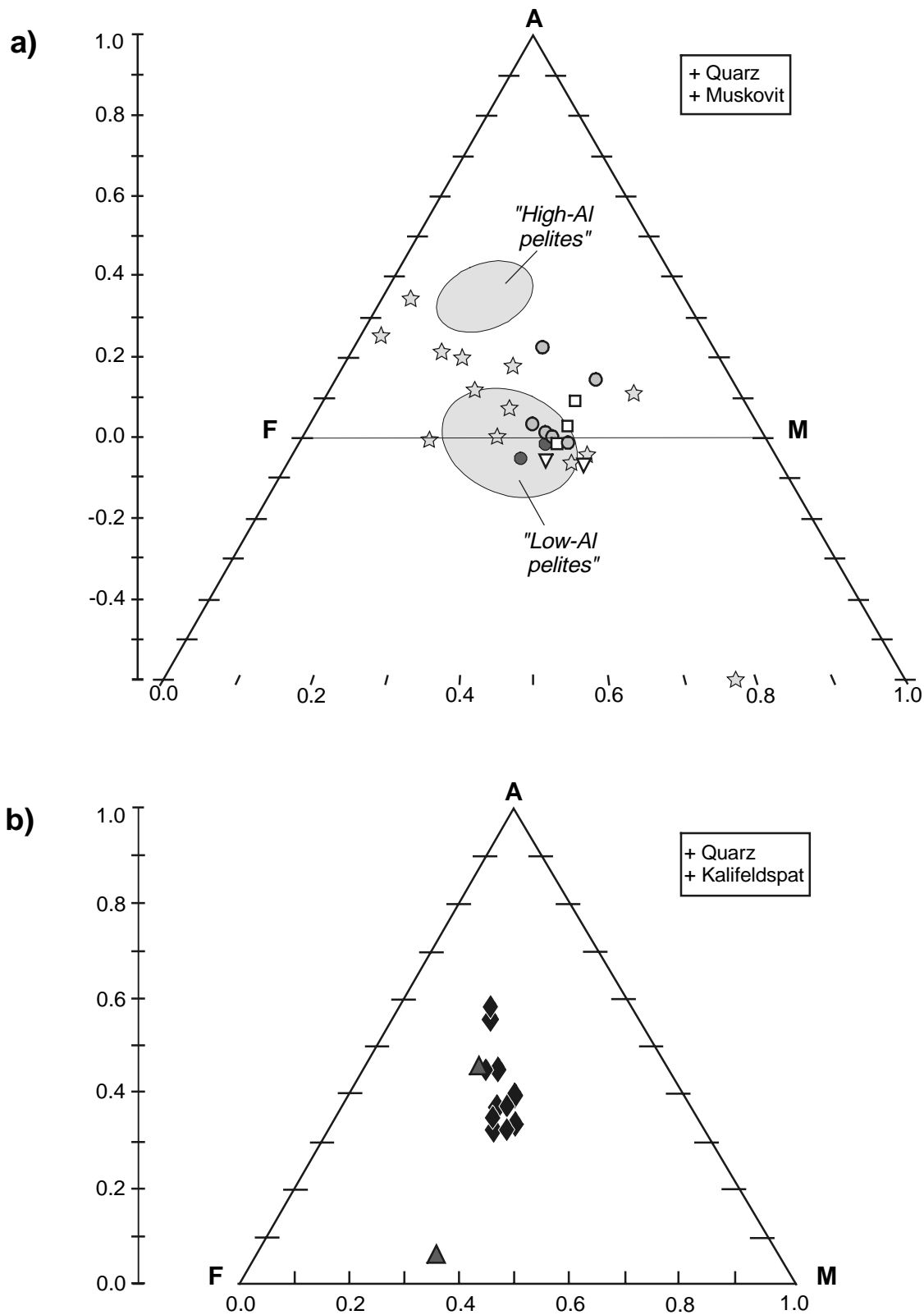


Abb. 3.4: Darstellung der geochemischen Analysen im AFM-Diagramm: a) von Muskovit aus projiziert, b) von Kalifeldspat aus projiziert. "High-Al pelites" und "Low-Al pelites" nach Spear (1993, S. 339).

- | | |
|------------------------------------|---|
| ☆ Granat-Zone | ● Sillimanit-Muskovit-Zone |
| ▽ Staurolith-Zone | ▲ Sillimanit-Kalifeldspat-Zone |
| □ Disthen-Zone | ◆ Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone |
| ○ Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone | |

Das ACF-Diagramm in Abb. 3.3 zeigt, daß die Gesteine zum Teil deutliche Ca-Gehalte aufweisen (1.5 - 3.3 Gew.-%). Dabei sind keine Tendenzen zwischen einzelnen Metamorphosezonen erkennbar. Die mergelige Komponente der Ausgangsgesteine spiegelt sich u.a. in einer Epidotführung der Glimmerschiefer wider (z.B. 1 - 2 Vol.-% in Probe GK 97-121). Darüberhinaus ist Ca in Granaten und Plagioklasen eingebaut. Die im Apatit gebundenen Ca-Anteile wurden vor der Projektion abgezogen.

Ein weiteres Kriterium bei der Charakterisierung der Metasedimente ist das Eisen-Magnesium-Verhältnis im Gestein, welches Auswirkung auf die Stabilisierung von Mineralparagenesen bei der Metamorphose hat (siehe T-X-Schnitte in Abb. 3.5 und Abb. 5.1). Das AFM-Diagramm in Abb. 3.4 a) zeigt, daß die Gesteine der Granat-Zone sehr stark zwischen Fe-betonten und mittleren Fe-Mg-Verhältnissen streuen. Solche hohen und mittleren Fe-Mg-Verhältnisse ermöglichen z.B. die Stabilisierung von Granat bei der Metamorphose, während bei hohen Mg-Gehalten im Gestein kein Granat gebildet werden kann (Abb. 3.5). Mit einer Ausnahme ist in allen untersuchten Glimmerschiefern der Granat-Zone auch wirklich Granat stabil. Die Ausnahme bildet die Al-arme, Mg-reiche ($X_{\text{Fe}} = 0.23$) Probe GK 97-121, sie ist granatfrei. Wie aus Abb. 3.5 weiterhin ersichtlich, ist die Stabilisierung von Staurolith bei mittleren Fe-Mg-Verhältnissen zwischen $X_{\text{Fe}} = 0.4 - 0.7$ möglich. Die staurolithführenden Glimmerschiefer aus der Staurolith- und Disthen-Zone weisen mit X_{Fe} -Gehalten zwischen 0.40 und 0.45 (Abb. 3.4 a) solche Fe-Mg-Verhältnisse auf. Im Durchschnitt sind die Glimmerschiefer der Granat-Zone Fe-reicher als die der Staurolith-, Disthen-, Disthen-Sillimanit-Muskovit- und der Sillimanit-Muskovit-Zone, die bei mittleren Fe-Mg-Verhältnissen auch nicht so stark streuen (Abb. 3.4 a). Letzteres kann aber auch an der geringeren Anzahl untersuchter Proben liegen.

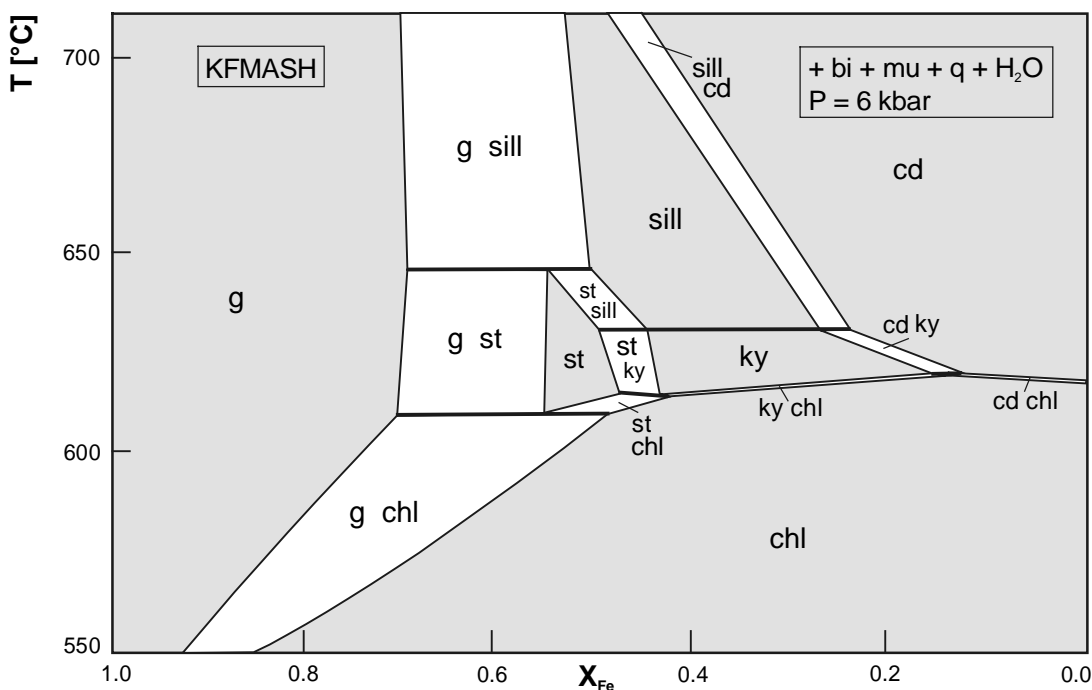


Abb. 3.5: $T-X_{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})}$ -Schnitt im System KFMASH (+bi+mu+q+H₂O) bei 6 kbar nach Powell & Holland (1990). Bei mittleren Fe-Mg-Verhältnissen im Gesamtgestein wird bei hohen Temperaturen (>700°C) Cordierit stabil. Ist das Gestein Mg-reicher, kann Cordierit bereits bei niedrigeren Temperaturen stabil sein.

Bei den Gneisen der Sillimanit-Kalifeldspat- und Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone zeigt sich ein etwas anderes Bild (Abb. 3.4 b). Sie zeigen kaum Streuung bei insgesamt mittleren Fe-Mg-Verhältnissen. Solche Fe-Mg-Verhältnisse führen zu einer Stabilisierung von Cordierit bei hohen Temperaturen über 700°C (Abb. 3.5). Um bei niedrigeren Temperaturen Cordierit stabilisieren zu können, muß das Gesamtgestein Mg-reicher sein.

Mit der Stabilisierung bestimmter Minerale und Mineralparagenesen in Abhängigkeit vom Fe-Mg-Verhältnis im Gestein beschäftigen sich u.a. die Arbeiten von Powell & Holland (1990), Symmes & Ferry (1992), Spear (1993), Xu et al. (1994) und Will (1998 a,b).

Die untersuchten Metasedimente weisen z.T. beträchtliche MnO-Gehalte auf (Tabelle C.1, Abb. 3.6). Das heißt, daß u.a. Sedimente mit deutlichem Mn-Anteil im Stoffbestand abgelagert wurden. Auffällig sind dabei sehr hohe MnO-Gehalte bis max. 5.73 Gew.-% in der Granat-Zone, die über die gesamte Zone verteilt auftreten. Ob das auf geringmächtige Sedimentlagen beschränkt ist oder größere Ablagerungsbereiche erfaßt, kann aufgrund des geringen Probenumfangs nicht gesagt werden (13 Proben entlang einer ca. 30 km breiten Granat-Zone). Es kann jedoch festgestellt werden, daß es innerhalb der Granat-Zone für die MnO-Gehalte keinen regionalen Trend von Osten nach Westen gibt. Die Metasedimente in den anderen Metamorphosezonen weisen durchschnittlich niedrigere MnO-Gehalte als die Gesteine der Granat-Zone auf. Dabei variieren die MnO-Gehalte innerhalb der einzelnen Zonen genauso stark wie zwischen den Zonen, und auch hier ist kein Trend von Osten nach Westen feststellbar (Abb. 3.6).

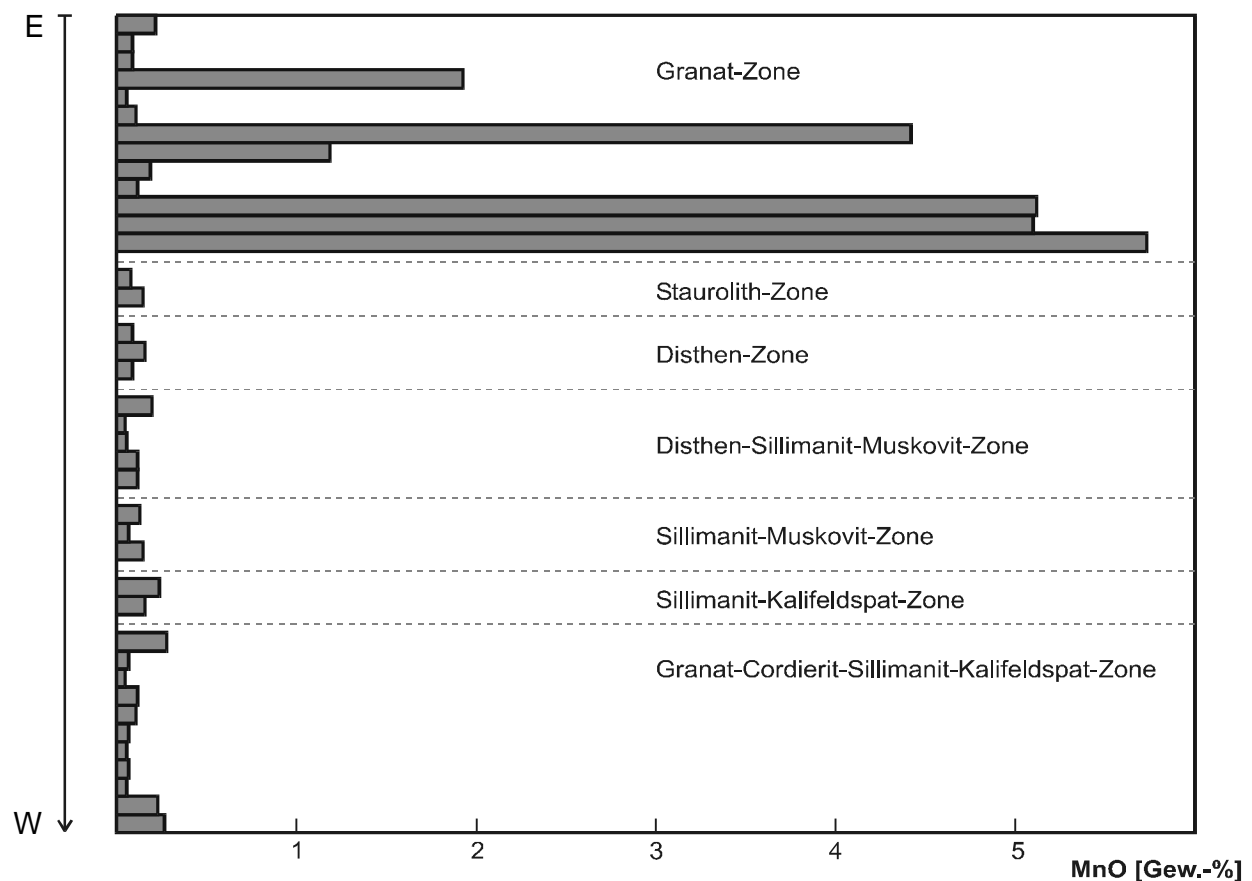


Abb. 3.6: Übersicht über die MnO-Gehalte im Gesamtgestein, gegliedert nach Metamorphosezonen.

Welche Rolle ein Mn-reicher Stoffbestand z.B. bei der Stabilisierung von Granat während der Metamorphose spielt, wird im Kapitel 5. gezeigt. Arbeiten zu diesem Thema liegen u.a. von Symmes & Ferry (1992), Spaer (1993), Mahar et al. (1997) und Will (1998 a,b) vor.

3.3. Ausgangsmaterial der Sedimente (Herkunft)

Als nächstes stellt sich die Frage nach den Ausgangsgesteinen der panafrikanischen Pelite, pelitischen Grauwacken und Grauwacken (Kapitel 3.1.). Hinweise darauf geben die Diskriminanzdiagramme nach Roser & Korsch (1988) zur Ermittlung der Herkunft von Sandstein-Tonstein-Assoziationen.

Diese Diskriminanzdiagramme wurden von Roser & Korsch (1988) anhand ausgewählter Grauwacken-Terranes in Neuseeland entwickelt. Dabei geht es darum, die chemische Variation zwischen klastischen Sedimenten aus vier verschiedenen Herkunftsgruppen (saure Magmatite, intermediäre Magmatite, basische Magmatite und quarzreiche Sedimente) zu klassifizieren und in Form von Diskriminanzfunktionen auszudrücken. Dafür wurden Beispiele aus vier ordovizischen, permischen und kretazischen Sedimentgebieten Neuseelands verwendet, deren Herkunft gut bekannt ist. Deren geochemische Hauptelementanalysen wurden benutzt, um ein Set von linearen Funktionen zu erhalten, welche am besten die Trennung der vorher definierten Herkunftsgruppen ermöglicht. Die Methodik zur Ermittlung der Diskriminanzfunktionen ist ausführlich in Klován & Billings (1967, zitiert in Roser & Korsch, 1988) beschrieben. Von Roser & Korsch wurde dann eine Diskriminanzanalyse durchgeführt, bei der schrittweise die einzelnen Oxide überprüft wurden. Dabei stellte sich heraus, daß SiO_2 keine Diskriminanzvariable ist. Das Diagramm mit den Diskriminanzfunktionen D1 - D2 ist für CaO-freie, das mit D3 - D4 für CaO-führende Gesteine entwickelt worden. Die ermittelten Diskriminanzfunktionen (D1 - D4) wurden dann von den Autoren mit anderen veröffentlichten geochemischen Analysen von Gesteinen überprüft, deren Herkunft bekannt ist. Die Testbeispiele stammen aus Australien, Alaska, Kalifornien und von den Solomon-Inseln. Die so entstandenen Diskriminanzdiagramme sind in Abb. 3.7 a) + b) dargestellt.

Nach diesen Diskriminanzdiagrammen kann zwischen basischen, sauren und intermediären Magmatiten sowie quarzreichen Sedimenten als Herkunftsgestein unterschieden werden (Abb. 3.7). Die untersuchten Metasedimente aller Metamorphosezonen stammen danach von quarzreichen Sedimentgesteinen und untergeordnet von sauren Magmatiten ab. Als Protolithe der panafrikanischen Sedimente im Kaokogürtel kommen damit Paragneise, untergeordnet Orthogneise, des präpanafrikanischen Grundgebirges sowie umgelagerte früh-panafrikanische quarzreiche Sedimente und saure Vulkanite (Kapitel 1.4) in Frage. Aus der unmittelbaren Umgebung, östlich und südöstlich des Gomatium- und Hoarusib-Tales, sind hauptsächlich präpanafrikanische Orthogneise bekannt (Seth, 1999). Präpanafrikanische Paragesteine wurden von dort nur untergeordnet beschrieben (Dingeldey, 1997). Die untersuchten panafrikanischen Metasedimente dürften daher Abtragungsprodukte von weiter entfernt gelegenen Liefergebieten sein. Dafür würden Paragneise des präpanafrikanischen Kongo-Kratons, z.B. vom Epupua-Komplex, in Frage kommen. Weiterhin könnte es sich bei den Metasedimenten der oberen Damara-Sequenz um umgelagerte früh-panafrikanische Sedimente handeln.

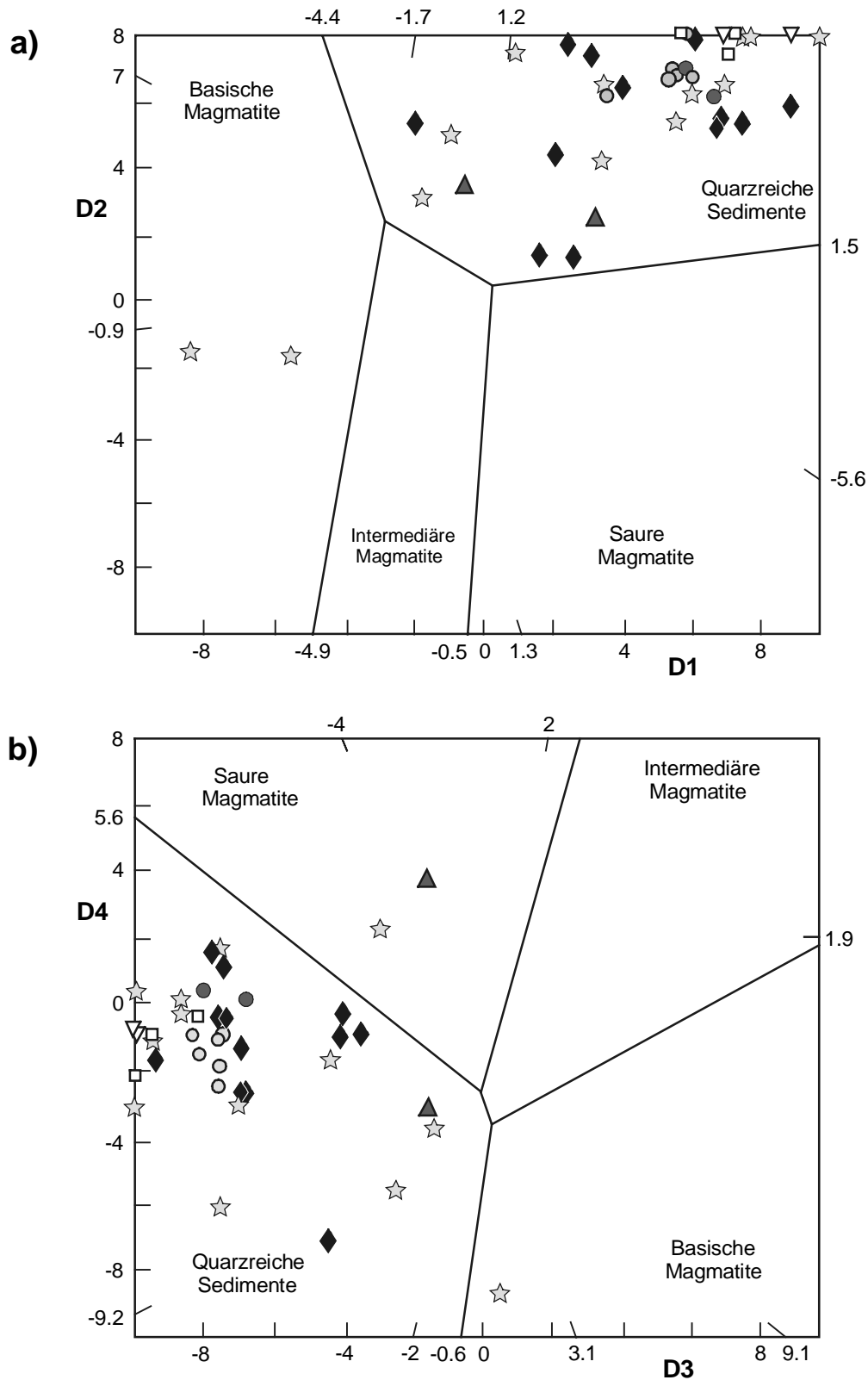


Abb. 3.7: Diskriminanzdiagramme nach Roser & Korsch (1988) zur Ermittlung der Herkunft von Sandstein-Tonstein-Assoziationen. $D1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_{3\text{tot}}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $D2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_{3\text{tot}}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.890$; $D3 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_{3\text{tot}} - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $D4 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_{3\text{tot}} - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$. Symbole siehe Abb. 3.4.

3.4. Geotektonische Position

Zur Ermittlung der geotektonischen Position, in der die panafrikanische Sedimentation erfolgte, wurden die Diskriminanzdiagramme von Bhatia & Crook (1986), Roser & Korsch (1986) sowie Bhatia (1983) angewendet (Abb. 3.8 - 3.10).

Im Diskriminanzdiagramm nach Bhatia & Crook (1986) werden die Spurenelemente Th, Sc und Zr zur Beschreibung des tektonischen Ablagerungsraumes verwendet. Diese Elemente werden von Bhatia & Crook (1986) als gering mobil während des Sedimentationsprozesses angesehen, und Th-La-Sc-Plots, wie in Abb. 3.8, sollen nach diesen Autoren eine optimale Beschreibung der geotektonischen Position von Sedimentbecken ermöglichen. Auf der Grundlage von Spurenelementanalysen von Grauwacken aus paläozoischen Turbidit-Sequenzen im östlichen Australien, deren tektonischer Sedimentationsraum gut bekannt ist, wurden Felder für vier verschiedene geotektonische Ablagerungsbereiche erarbeitet: ozeanische Inselbögen (Feld A), kontinentale Inselbögen (Feld B), aktive Kontinentalränder (Feld C) und passive Kontinentalränder (Feld D). Zur näheren Charakterisierung dieser Felder siehe Tabelle 3.1.

Im Diskriminanzdiagramm nach Bhatia & Crook (1986) wird deutlich, daß die ehemaligen Sedimente der panafrikanischen Metamorphite an konvergierenden Plattengrenzen abgelagert wurden.

Tabelle 3.1: In Bhatia & Crook (1986) und Bhatia (1983) ausgehaltene geotektonische Positionen und ihre Charakterisierung

<i>Geotektonische Position</i>	<i>Vorherrschender Ablagerungsraum</i>	<i>Rezente Beispiele</i>
Ozeanische Inselbögen (Feld A)	forearc- und ozeanische backarc-Becken an konvergenten Plattengrenzen	Aleuten im westlichen Nordpazifik, Kleine Antillen, Marianen
Kontinentale Inselbögen (Feld B)	forearc-, intraarc- und backarc-Becken an konvergenten Plattengrenzen, (z.B. backarc-Becken auf der Kontinentalseite des Inselbogens)	Havre-Senke, Puerto-Rico-Shelf, Cascades-Western/ USA, Japanische See
Aktive Kontinentalränder (Feld C)	Sedimentbecken an Kontinentalrändern vom Anden-Typ mit orogenem Vulkanismus und an strike-slip-Kontinentalrändern	N-Chile, Peru, S-Kalifornien
Passive Kontinentalränder (Feld D)	divergente Plattengrenzen vom Atlantik-Typ, inaktive konvergente Plattengrenzen, trailing edge basins sowie intrakratone Becken und Rift-Gräben auf mächtiger kontinentaler Kruste	Atlantik, Bengal-Nicobar-Pfanne, Nicobar-Becken, Benue-Senke

Roser & Korsch (1986) entwickelten ein Diskriminanzdiagramm zur Ermittlung der geotektonischen Ablagerungsposition von Sandstein-Tonstein-Assoziationen, das auf dem SiO₂-Gehalt und dem K₂O/Na₂O-Verhältnis im Gesamtgestein beruht. (Abb. 3.9). Dabei wurde davon ausgegangen, daß selbst bei Änderung der Original-Geochemie durch Diagenese, diese Änderungen im Zusammenhang mit der plattentektonischen Position stehen und die Gesteinschemie immer noch die tektonische Ablagerungsposition reflektiert. Roser & Korsch (1986) benutzten veröffentlichte Gesteinsanalysen von paläozoischen und mesozoischen Sedimentsequenzen aus

Australien, Alaska, Kalifornien und der Antarktis, deren geotektonische Position bekannt ist, um drei tektonische "Kategorien" auszuhalten. Diese ausgehaltenen "Kategorien" wurden dann anhand von veröffentlichten geochemischen Daten jüngerer Sediment-Äquivalente überprüft. Wie aus Abb. 3.9 ersichtlich, wurden von Roser & Korsch (1986) folgende geotektonische Ablagerungspositionen ausgehalten: passive Kontinentalränder, aktive Kontinentalränder und Inselbögen. Zur näheren Charakterisierung siehe Tabelle 3.2.

Vorsicht ist bei der Zuordnung von Sedimenten geboten, die in Becken an aktiven Plattengrenzen abgelagert wurden, da diese Becken ("forearc", "intraarc", "backarc") sowohl im Feld der aktiven Kontinentalränder als auch im Feld der Inselbögen plotten.

Die untersuchten Metasedimente des Kaokogürtels plotten in das Feld der Inselbögen und aktiven Kontinentalränder. Das spricht dafür, daß die Sedimente des Kaokogürtels im Bereich von aktiven Plattengrenzen abgelagert wurden, möglicherweise in einem "backarc"-Becken.

Tabelle 3.2: In Roser & Korsch (1986) ausgehaltene geotektonische "Kategorien" und ihre Charakterisierung

<i>Geotektonische "Kategorie"</i>	<i>Ablagerungsraum</i>	<i>In dem Artikel verwendete Beispiele</i>
Inselbogen	subduktionsbezogene Becken wie forearc-, intraarc- und backarc-Becken und Trench	Grauwacken aus Alaska u. Australien, die von aktiven Plattengrenzen oder Kontinentalrändern abstammen
Aktiver Kontinentalrand	subduktionsbezogene Becken wie forearc-, intraarc- und backarc-Becken, pull-apart-Becken im Zusammenhang mit strike-slip-Störzonen	quarzreiche Sedimente aus Kalifornien und Alaska, die an komplexen aktiven Kontinentalrändern abgelagert wurden
Passiver Kontinentalrand	intrakratonische Becken, Ablagerungen auf stabilen Kontinentalrändern, trailing-edges nach Maynard et al. (1982, in Roser & Korsch, 1986)	Grauwacken aus Australien und der Antarktis, die aus kontinentalen Gebieten abstammen und fern von aktiven Plattengrenzen abgelagert wurden

Von Bhatia (1983) wurde ein Diskriminanzdiagramm zu Ermittlung der tektonischen Ablagerungsposition von Sandstein-Assoziationen entwickelt (Abb. 3.10). Dazu wurden Sandstein-Assoziationen vom Grauwacken-Typ aus paläozoischen Turbidit-Sequenzen Ostaustraliens untersucht, deren tektonische Platznahme bekannt ist. Von diesen wurden die Hauptkomponenten im Gesamtgestein analysiert und die Diskriminanzfunktionen ermittelt, die bestimmte tektonische Ablagerungspositionen am besten beschreiben und voneinander trennen. Um diese Diskriminanzfunktionen zu erhalten, wurde eine Diskriminanzanalyse nach Nie et al. (1975; zitiert in Bhatia, 1983) durchgeführt. Bhatia (1983) unterscheidet vier tektonische Ablagerungsräume: aktive Kontinentalränder, passive Kontinentalränder, kontinentale Inselbögen und ozeanische Inselbögen, siehe dazu auch Tabelle 3.1. Diese Ablagerungsbereiche wurden mit veröffentlichten Gesteinsanalysen von Sandsteinen bekannter Ablagerungsposition aus verschiedenen Regionen der Welt überprüft. Daraus ergab sich dann das Diskriminanzdiagramm in Abb. 3.10.

Die Gesteine des Kaokogürtels plotten im Diagramm nach Bhatia (1983) in die Felder für aktiven Kontinentalrand und kontinentalen Inselbogen. Das spricht für eine Ablagerung der Kaokogürtel-Sedimente in einem Sedimentbecken an einem aktiven Kontinentalrand. Dabei

kann keine Aussage darüber getroffen werden, ob es sich um ein „intraarc“- , „backarc“- oder „forearc“-Becken handelt.

Alle verwendeten drei Diskriminanzdiagramme (Abb. 3.8 bis 3.10) lassen den Schluß zu, daß die Sedimente des Kaokogürtels im geotektonischen Umfeld von konvergierenden Plattengrenzen, möglicherweise in einer "backarc"-Position abgelagert wurden. Die Rekonstruktion des geotektonischen Ablagerungsraumes von Sedimenten anhand von geochemischen Elementanalysen sollte jedoch mit Vorsicht erfolgen. Bei stark metamorph überprägten Sedimenten ist die Aussagefähigkeit geochemischer Klassifikationsdiagramme wegen der Komplexität von prä-, syn- und postmetamorphen Prozessen begrenzt.

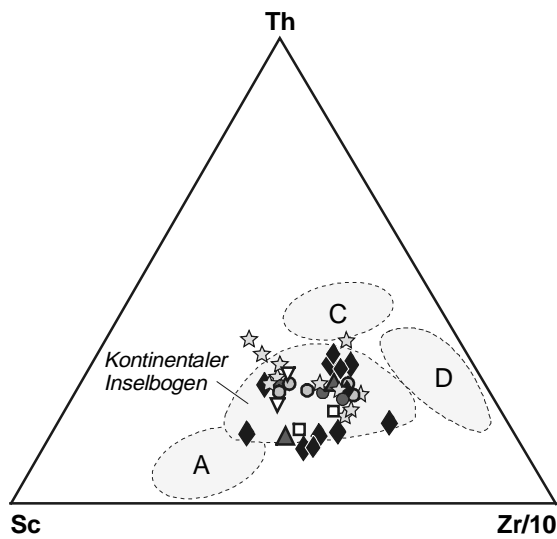


Abb. 3.8: Th-Sc-Zr/10 -Diskriminanzdiagramm für Grauwacken nach Bhatia & Crook (1986). A= Ozeanischer Inselbogen, C= Aktiver Kontinentalrand, D= Passiver Kontinentalrand.

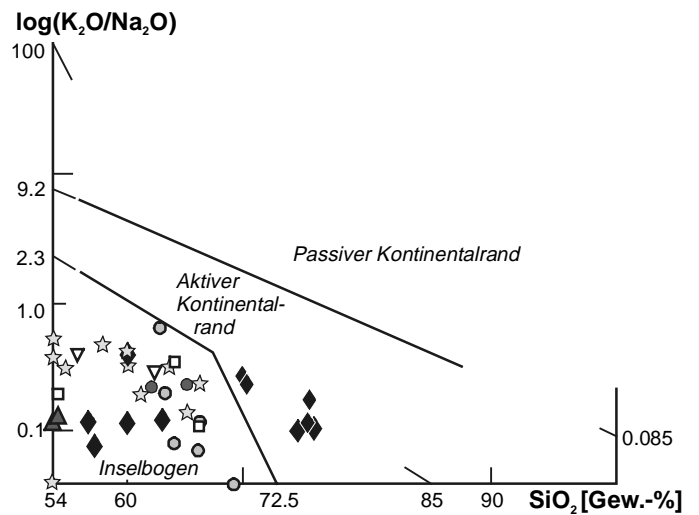
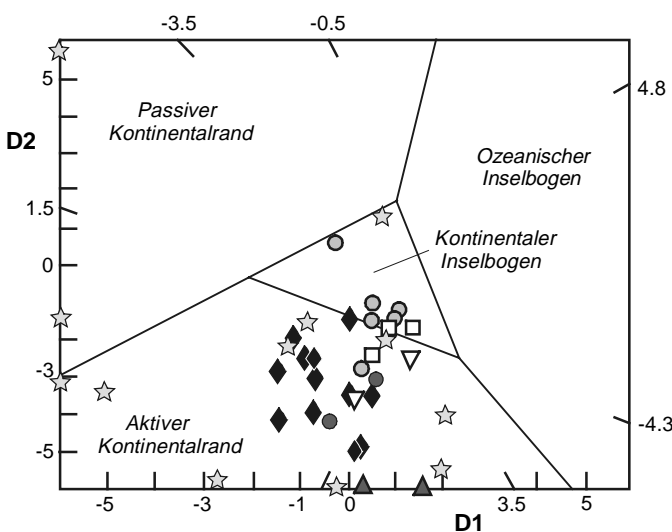


Abb. 3.9: Diskriminanzdiagramm $\log(K_2O/Na_2O)$ vs. SiO_2 nach Roser & Korsch (1986) zur Ermittlung der tektonischen Position von Sandstein-Tonstein-Assoziationen.



- ☆ Granat-Zone
- ▽ Staurolith-Zone
- Disthen-Zone
- Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone
- Sillimanit-Muskovit-Zone
- ▲ Sillimanit-Kalifeldspat-Zone
- ◆ Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone

Abb. 3.10: Diskriminanzdiagramm nach Bhatia (1983) zur Ermittlung der tektonischen Position von Sandstein-Assoziationen. $D1 = -0.0447 SiO_2 - 0.972 TiO_2 + 0.008 Al_2O_3 - 0.267 Fe_2O_3 + 0.208 FeO - 3.082 MnO + 0.140 MgO + 0.195 CaO + 0.719 Na_2O - 0.032 K_2O + 7.518 P_2O_5 + 0.303$; $D2 = -0.421 SiO_2 + 1.988 TiO_2 - 0.526 Al_2O_3 - 0.551 Fe_2O_3 - 1.610 FeO + 2.720 MnO + 0.881 MgO - 0.907 CaO - 0.177 Na_2O - 1.840 K_2O + 7.244 P_2O_5 + 43.57$