

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

Kapitel 6 (Seite 59-123)

7	Gamma-Ray-Spektrometer Untersuchung	124
8	Gesamtgesteins-Geochemie	129
8.1	Einleitung	129
8.2	Änderung der Elementgehalte durch exogene, diagenetisch und metamorphe Prozesse	129
8.2.1	Verwitterung und Erosion	129
8.2.2	Transport und Ablagerung	130
8.2.3	Schwermineralfraktionierung	130
8.2.4	Löslichkeitsprodukt der Elemente im Ozeanwasser	130
8.2.5	Diagenese und Metamorphose	130
8.2.6	Fazit	130
8.3	Hauptelemente	131
8.4	Spurenelemente	135
8.5	Seltene Erden	143
8.6	Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen	147
9	Interpretation	149
10	Diskussion	161
11	Danksagung	172
12	Literaturverzeichnis	173

Anhang

Lebenslauf

Beilage

7 Gamma-Ray-Spektrometer Untersuchung

Einleitung:

Bei der Anwendung der Gamma-Ray-Spektrometrie als Korrelationshilfe fielen als „Nebenprodukt“ jeder Messung geochemische Werte an. Diese Daten sollen im folgenden Kapitel auf ihre Aussage hinsichtlich der Bildung von Petrofaziesgruppen und der Provenanzanalyse untersucht werden.

Um die quantitativen Ergebnisse der Gamma-Ray Messungen für Aussagen hinsichtlich der Provenanz oder der Klassifizierung der Herkunftsgesteine verwenden zu können, wurden in Abb. 7.1 die Ergebnisse von einigen gemessenen Sandsteinschichten mit den Ergebnissen der RFA (vgl. Kapitel 5 Geochemie) der gleichen Sandsteinschichten verglichen.

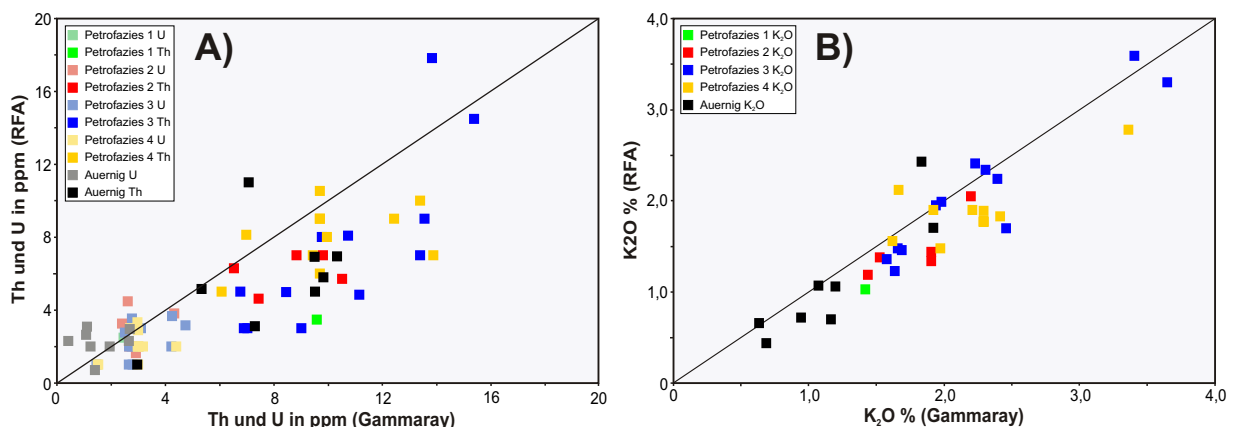


Abb. 7.1: Vergleich zwischen gemessenen Gamma-Ray-Werten einzelner Sandsteinschichten und den entsprechenden Proben der RFA dieser Sandsteinschichten. Betrachtet werden die Elemente U, Th und K.

Der Vergleich zeigt, dass die gemessenen Gamma-Ray-Spektrometerwerte annähernd die Werte der RFA replizieren können. Genauer betrachtet erkennt man, dass die gemessenen quantitativen Elementgehalte der Gamma-Ray-Spektrometer-Messung fast immer über denen der RFA-Messung liegen.

Bei dem Element Thorium ist diese Diskrepanz größer als bei Uran (Abb. 7.1a). Am besten schneidet der Vergleich zwischen den gemessenen Kalium- Werten ab (Abb. 7.1b). Hier liegen die Werte der Sandsteine nahe der Korrelationsgeraden, die für gleiche Elementgehalte bei den Messverfahren steht. Trotz dieser Messungenauigkeiten ist das Gamma-Spektrometer eine gute Geländemethode, um sich im Gelände einen schnellen Überblick über die gemessenen Elemente zu verschaffen (BAASKE, 1999). Die Daten der Gamma-Ray-Messung lassen sich aber aufgrund der schwankenden Fehler nicht mit den Daten der RFA kombinieren.

Petrofaziesgruppen:

Da die Petrofaziesgruppen der Dünnschliffanalyse eine stratigraphische Abfolge kennzeichnen, habe ich den verschiedenen untersuchten Sandsteinschichten anhand ihrer stratigraphischen Stellung die jeweilige, für diesen Profilabschnitt vorherrschende Petrofaziesgruppe zugeordnet. Damit untersuchte ich, inwieweit die in der Leichtmineralanalyse gefundenen Petrofaziesgruppen durch die Gamma-Ray-Messungen bestätigt werden können.

Um gleiche Bedingungen wie bei der Leichtmineralanalyse zu schaffen, beschränke ich mich zunächst nur auf die Betrachtung der Sandsteindaten. Aufgrund der großen Datenmenge trage ich in die Diagramme nur die sich bildenden Felder gleicher Petrofazies ein (Abb. 7.2).

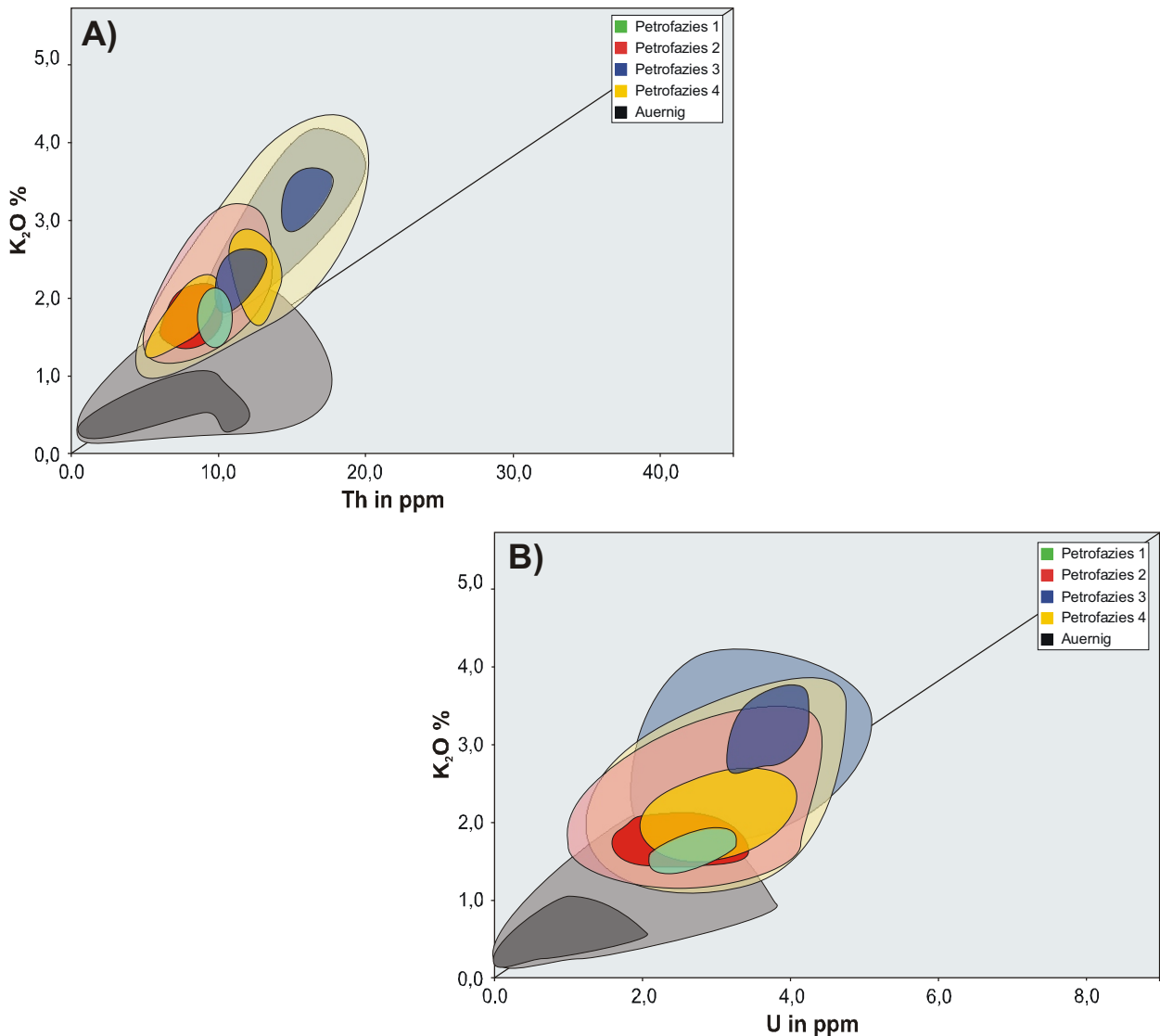


Abb.7.2: Verteilung der gemessenen chemischen Elemente der Gamma-Ray-Messung im Bezug zu den Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse. A) Kalium gegen Thorium. B) Kalium gegen Uran. Die Felder bezeichnen die Daten gleicher Petrofaziesgruppen und die Farbabstufungen zeigen in welchen Bereichen sich das Auftreten der Datenpunkte konzentriert. Helle Farben bezeichnen niedere Konzentrationen an Datenpunkten und dunkle Farben hohe Konzentrationen.

In Abb. 7.2 kann man erkennen, dass die Auernig-Formation sehr gut von der Hochwipfel-Formation unterschieden werden kann, da sie meist sehr niedere Kalium-, Uran- und Thorium-Gehalte hat. Die verschiedenen Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation können zunächst nicht klar unterschieden werden. Für die Diskriminierung der Petrofazies 1 sind zu wenig Sandsteinbänke gemessen worden, um eine ausreichende Datenmenge zu erhalten. Bei der näheren Betrachtung der Felder von Petrofazies 2 und 3 erkennt man einen ungefähren Trend von Petrofazies 2 zu Petrofazies 3. Während Petrofazies 2 noch relativ geringe Thorium- und Kalium- Gehalte besitzt, ändert sich dies zu erhöhten Gehalten in Petrofazies 3 (Abb. 7.2a und b). Es lassen sich jeweils 2 Bereiche diskriminieren, die von Petrofazies 2 oder 3 beherrscht werden. Dazwischen liegt ein mehr oder weniger breiter Übergangsbereich. Petrofazies 4 streut über den ganzen Bereich von Petrofazies 2 und 3. Innerhalb der Petrofazies 4 erkennt man eine Anhäufung der Datenpunkte im Bereich von niederen Kalium- und Thorium- Gehalten. Die Häufigkeit der Daten nimmt in Richtung höherer Kalium-, Thorium- und Uran- Werte ab.

Bei der Dünnschliffauswertung werden nur die Sandsteine einer bestimmten Korngröße ausgewählt (Mittelsand), um Korngrößen- und Sortierungseffekte auszuschließen. Bei der

Gamma-Ray-Messung hingegen ist die komplette Sedimentabfolge gemessen worden. Um auch einen Eindruck von den feinklastischen Sedimenten in Bezug zur Petrofaziesgruppierung zu bekommen, habe ich in einem weiteren Diagramm die Gamma-Ray-Werte in eine feinklastische Gruppe (Ton bis Silt) und eine grobklastische Gruppe (Sandsteine) unterteilt (Abb.7.3a und b).

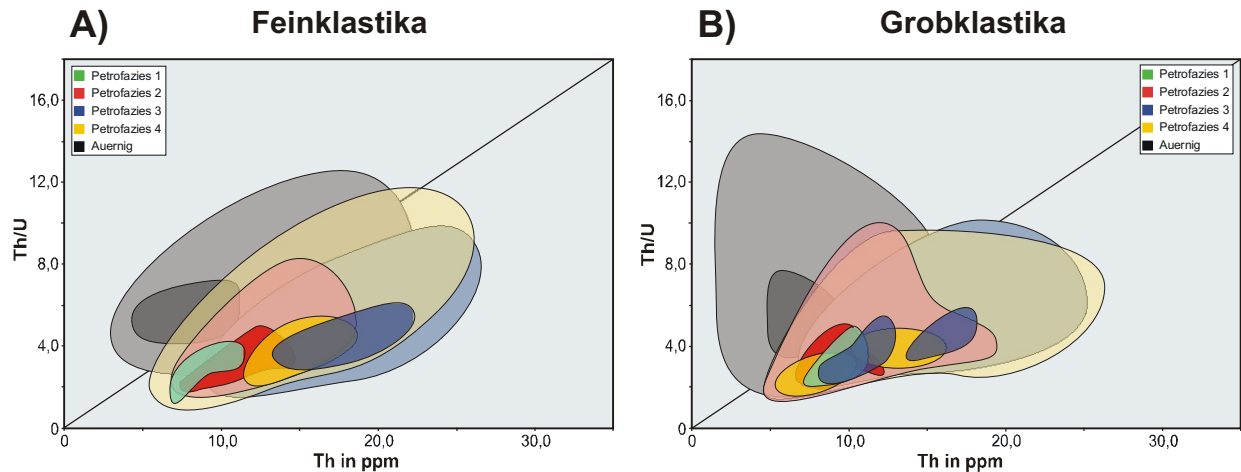


Abb. 7.3: Verteilung der gemessenen chemischen Elemente Th und U aus der Gamma-Ray-Messung im Bezug zu den Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse. A) Silt- und Tonsteine der Hochwipfel-Formation. B) Sandsteine der Hochwipfel-Formation. Die Felder bezeichnen die Daten gleicher Petrofaziesgruppen und die Farbabstufungen zeigen in welchen Bereichen sich das Auftreten der Datenpunkte konzentriert. Helle Farben bezeichnen niedere Konzentrationen an Datenpunkten und dunkle Farben hohe Konzentrationen.

In Abb. 7.3 erkennt man, dass die Feinklastika allgemein höhere Thorium- Gehalte aufweisen als die Grobklastika, und die Petrofaziesdiskriminierung mittels der Gamma-Ray-Werte zeigt ein ähnliches Erscheinungsbild. Auch beim Betrachten der Gamma-Ray-Werte der Feinklastika kann man relativ gut zwischen Petrofazies 2 und 3 unterscheiden, während Petrofazies 4 über einen weiten Bereich streut. In Abb. 7.3b kann zusätzlich eine Zweiteilung der Petrofazies 3 in einen Bereich mit geringen Th-Gehalten und hohen Th-Gehalten erkannt werden.

Mit den Gamma-Ray-Messwerten der Grob- und Feinklastika kann man also bis zu einem gewissen Grad die Petrofaziesgruppenbildung der Lichtmineralanalyse bestätigen.

Provenanz:

Um die erhaltenen Gamma-Ray-Messwerte auch im Bezug zu ihrer Provenanzaussage zu untersuchen verwende ich ein Diskriminantendiagramm von MCLENNAN et al. (1993), das auf geochemische Analysen von Sandsteinen zurückgeht. MCLENNAN et al. (1993) betrachtete dabei das Thorium/Uran- Verhältnis gegen den Thorium-Gehalt. Anhand von verschiedenen rezenten Sedimenten aus Turbiditen unterschiedlicher tektonischer Milieus diskriminierte er Bereiche eines aktiven und passiven Kontinentalrandes. Außerdem kennzeichnet er einen Bereich, der aufgrund des niedrigen Th/U-Verhältnisses auf den Einfluss von Liefergesteinen aus einem verarmten Mantel schließen lässt. Niedrige Th/U- Verhältnisse sind nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) für Forearc-Becken und meist für aktiven Vulkanismus kennzeichnend.

Die Daten aus den Gamma-Ray-Messungen sind wieder in Petrofaziesgruppen-Felder untergliedert worden und jedes Feld in ein separates Diagramm übernommen worden (Abb. 7.4). Jede Petrofaziesgruppe tendiert in Richtung hoher Th/U- Verhältnisse, was nach MCLENNAN et al. (1990) ein normales Verwitterungsphanomen darstellt und auf Aufarbeitung sedimentärer Gesteine unter oxidischen Bedingungen hinweist. Dabei oxidieren U^{4+} Ionen zu U^{6+} Ionen, welche leichter löslich und transportierbar sind. Das führt dazu, dass das Th/U- Verhältnis während der Sedimentation ansteigt (MCLENNAN et al., 1993). Jede Petrofaziesgruppe sowie der Bereich der Auernig-Formation liegt zum Teil im Feld des aktiven Kontinentalrandes und des verarmten Mantels und geht dann über in das Feld des passiven Kontinentalrandes oder

liegt neben diesem. Die einzelnen Petrofaziesgruppen unterscheiden sich in diesen Diagrammen also nicht

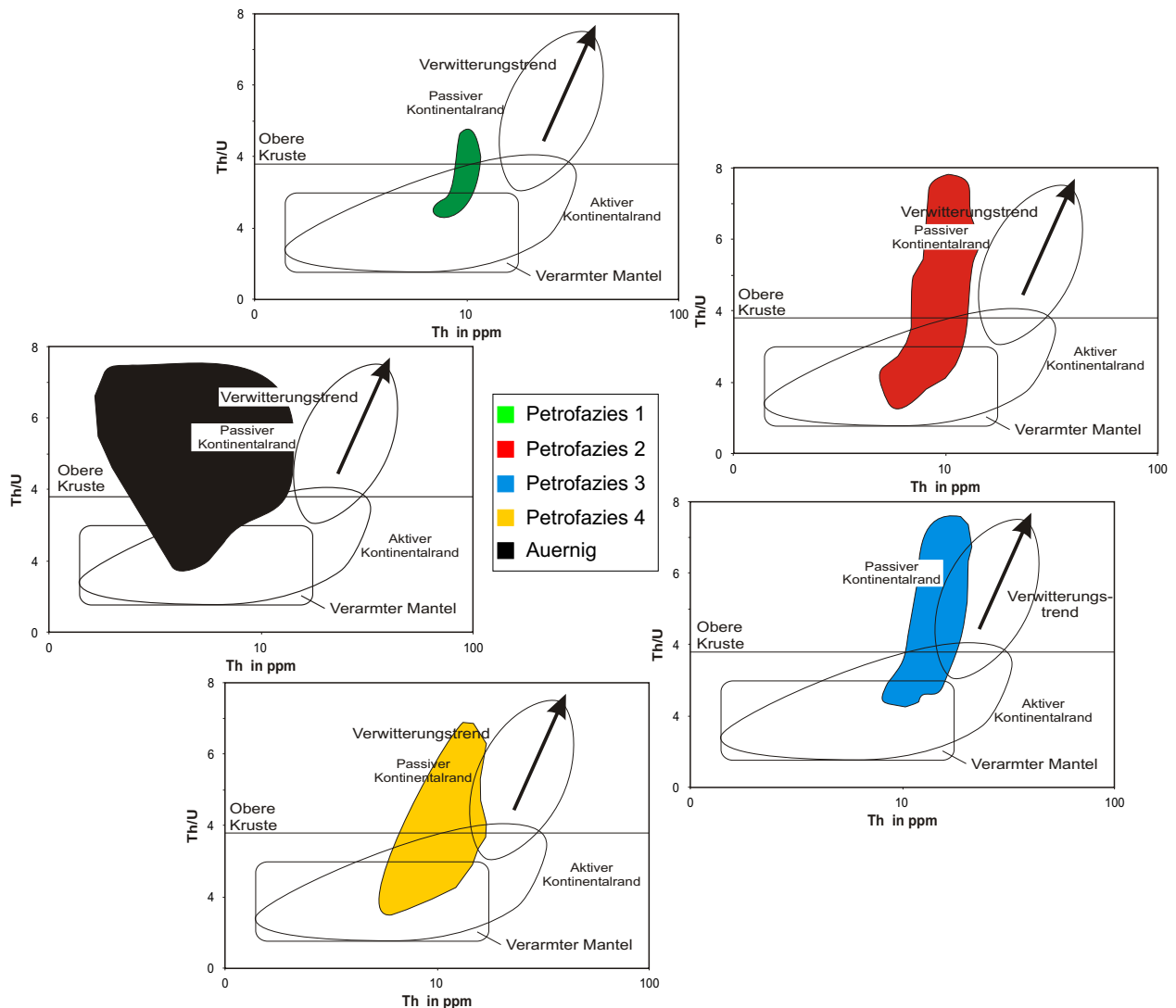


Abb. 7.4: Diagramm Th/U gegen Th mit Diskriminantenfeldern für moderne Turbidite verschiedener tektonischer Milieus nach McLENNAN et al. (1990). Dargestellt sind die Felder der einzelnen Petrofaziesgruppen 1 bis 4 und der Auernig-Formation im Uhrzeigersinn vom Liegenden ins Hangende.

wesentlich hinsichtlich ihrer Provenanz. Dies entspricht nicht den Ergebnissen der Leichtmineralanalyse, in der sich die Provenanz der einzelnen Petrofaziesgruppen relativ stark unterscheidet. Hinsichtlich der Provenanz scheinen die gemessenen Gamma-Ray-Werte also keine sinnvollen Ergebnisse zu liefern.

Fazit:

Hinsichtlich der Bildung von Petrofaziesgruppen und der Provenanzanalyse mit Hilfe der geochemischen Daten aus der Gamma-Ray-Spektrometrie kann man folgendes feststellen. Die Hochwipfel-Formation kann von der Auernig-Formation klar unterschieden werden, was im Gelände nicht immer sofort möglich ist. Man kann zusätzlich mit den Daten der Gamma-Ray-Spektrometrie teilweise die Petrofazieseinteilung der Leichtmineralanalyse für Sandsteine nachvollziehen. Die gebildeten Petrofaziesgruppen bleiben zum größten Teil erhalten und zeigen nur für Petrofazies 4 keine Übereinstimmung. Der Bereich, den Petrofazies 4 in den Diagrammen einnimmt, ist weitgestreut und deckt auch die Bereiche von Petrofazies 2 und 3 ab. Das liegt höchst wahrscheinlich am höheren Gehalt der Lithoklasten und der Pseudomatrix

in den Sandsteinen. Die Lithoklasten der Petrofazies 4 setzen sich zum Einen aus einem höheren Gehalt an Vulkanoklasten aber auch aus vielen sedimentären und metamorphen Gesteinsbruchstücken zusammen (vgl. Tab. 6.1). Bei genauerer Betrachtung der Dünnschliffdaten erkennt man, dass hohe Anteile an vulkanischen Gesteinsbruchstücken meist mit einem erniedrigten Anteil an metamorphen und sedimentären Gesteinsbruchstücken einhergeht. Nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) spricht Vulkanismus und damit das erhöhte Auftreten von vulkanischen Gesteinsbruchstücken für ein niedriges Th/U- Verhältnis, während hohe Th/U- Verhältnisse auf aufgearbeitete Gesteine und damit ein erhöhtes Auftreten von sedimentären und metamorphen Lithoklasten hinweisen. Dies erklärt den weiten Bereich den Petrofazies 4 in den Diagrammen mit den Gamma-Ray-Werten einnimmt, da die Zusammensetzung der Sandsteine von Petrofazies 4 so heterogen ist.

Ein weiteres Ergebnis ist, dass es keine gravierenden Unterschiede in der Verteilung der Petrofaziesgruppen zwischen den Grobklastika und den Feinklastika der Gamma-Ray-Messung gibt. Die Gamma-Ray-Messung bestätigt diese Gruppen auch für Ton- und Siltsteine. Mit den geochemischen Werten der Gamma-Ray-Messung kann man also im Idealfall schon im Gelände erkennen, ob sich aus der Zusammensetzung der Sandsteine eine Gruppierung in verschiedene Petrofaziesgruppen ergibt.

Das gute Ergebnis der Gamma-Ray-Messwerte für die Petrofaziesgruppen-Klassifizierung kann meiner Meinung nach nicht auf die Provenanzanalyse übertragen werden. Die einzelnen Petrofaziesgruppen zeigen im Diagramm von MCLENNAN et al. (1993) keine Differenzierung in unterschiedliche Provenanzfelder, wie das nach der Leichtmineralanalyse zu erwarten wäre.

8 Gesamtgesteins-Geochemie

8.1 Einleitung

Verschiedene tektonische Konstellationen produzieren gewöhnlich verschiedenartige magmatische Suiten (BONIN et al., 1993). Durch Erosion gelangen Fragmente dieser Magmatite sowie in Orogenen vorkommende Metamorphite, als Lithoklasten und Mineralkomponenten in die jeweiligen Sedimentationsräume. In Sedimenten können deshalb geochemische Gesamtgesteinsuntersuchungen den Chemismus dieser Komponenten sowie die in der Matrix eines Sandsteines befindlichen Spuren dieser Ausgangsgesteine widerspiegeln. Die Analyse der Haupt- und Nebenelemente erlaubt so Rückschlüsse auf die Geologie des Herkunftsgebietes (MCLENNAN et al., 1993). Geochemische Gesamtgesteinsanalysen vervollständigen und ergänzen deshalb die petrographischen Analysen (MCLENNAN et al., 1993).

8.2 Änderung der Elementgehalte durch exogene, diagenetische und metamorphe Prozesse

8.2.1 Verwitterung und Erosion

Lösung und Mobilisierung während der verschiedenen sedimentären und postsedimentären Prozesse verändern vor allem die Gehalte der mobilen lithophilen Elemente (LiL=large ion lithophils) und der Hauptelemente. Der bestimmende Faktor ist hierbei ihre Löslichkeit in wässrigen Lösungen bei Verwitterungsbedingungen. Diese Löslichkeit wird durch das jeweilige Ionenpotential bestimmt. Bei hohem und niedrigem Potential neigen die Elemente dazu, mit den Wassermolekülen wasserlösliche Kationen- oder Anionenkomplexe einzugehen, die dann relativ leicht weggeführt werden können. Elemente mit mittlerem Ionenpotential bilden hingegen wasserunlösliche Hydroxide und fallen aus. Sie verbleiben also im System. Diese relativ immobilen Elemente gehören zur Aluminiumgruppe (Al, Ga), zur Titangruppe (Ti, Zr, Hf), zur Gruppe der Seltenen-Erden (REE) und zur Gruppe mit Ionen hoher Wertigkeiten (Sc, Y, Th, Nb) (TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Von diesen immobilen Elementen wird angenommen, dass sie quantitativ vom Liefergebiet in das Sediment überliefert werden (TAYLOR & MCLENNAN, 1985; FLOYD et al., 1991B; MCLENNAN et al. 1993). Alkali- und Erdalkalielemente sind unter Verwitterungsbedingungen löslich. Allerdings werden größere Kationen wie Rb, Cs und Ba zurückgehalten, da sie durch Tone eingefangen werden. Ein Maß für die Verwitterung ist durch den chemischen Verwitterungsindex CIA nach NESBITT & YOUNG (1982) gegeben (KRAWINKEL et al., SUBMITTED). Der CIA-Index setzt sich aus:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \cdot 100$$

zusammen.

Im Verhältnis des stabilen Aluminiums zu den mobilen Alkali- und Erdalkalielementen zeigt sich die während der Verwitterung stattfindende Umwandlung von Feldspäten zu Tonmineralen. Nash MCLENNAN et al. (1993) weisen unverwitterte Gesteine, wie frischer Granit, CIA-Werte um die 50 auf. Die CIA-Werte können bei starker Verwitterung, wie zum Beispiel bei Tonen, bis auf 100 ansteigen. Für die Sandsteine der Hochwipfel-Formation liegt dieser Wert durchschnittlich bei 67. Dies entspricht einer geringen bis moderaten Verwitterung der Ausgangsgesteine (NESBITT & YOUNG, 1982; FLOYD et al., 1991B; MCLENNAN et al., 1993). Dies wird auch durch die semiquantitativen Ergebnissen der Leichtmineralanalyse nach WELTJE (1994) (Abb. 6.7) bestätigt.

Aus dem Verwitterungsindex ist daher abzuleiten, dass der Modalbestand der Hochwipfel-Sandsteine nicht oder nur in geringem Maße durch Verwitterungsprozesse modifiziert wurde. Mögliche diagenetische Beeinflussungen des Modalbestandes sind aber damit nicht auszuschließen (KRAWINKEL et al., SUBMITTED).

8.2.2 Transport und Ablagerung

Der Transport der Komponenten aus einem Liefergebiet in einen Ablagerungsraum ist durch die Faktoren spezifisches Gewicht, Korngrößenverteilung, Kornform und Transportmedium bestimmt. Nach WIMMENAUER (1985) zeigt sich bei Abnahme der durchschnittlichen Korngröße in den Sedimenten eine Abnahme des SiO_2 -Gehaltes. Dies hängt mit dem zunehmenden Austausch von Quarz und Feldspat durch Tonminerale bei den feineren Sedimenten zusammen. Alkali- und Erdalkalielemente zeigen durch Fraktionierungsvorgänge während der Verwitterung oftmals korngrößenbedingte Zu- oder Abnahmen in den Sedimenten (vgl. Abb. 7.2). Andere Elemente sind dagegen relativ unabhängig von Korngrößenunterschieden. Dazu gehören nach MCLENNAN et al. (1993) die La/Th und La/Sc- Elementverhältnisse. Korngrößenunterschiede spielen im Falle der analysierten Sandsteine der Hochwipfel-Formation keine Rolle, da ausschließlich Sandsteine im Bereich des Mittelsandes analysiert wurden.

8.2.3 Schwermineralfraktionierung

Schwerminerale sind als Spurenelementträger bekannt und sind damit die wichtigsten Lieferanten von geochemischen Signalen. Da sich Schwerminerale aufgrund ihres spezifischen Gewichtes und der Verwitterungsbeständigkeit in klastischen Sedimenten anreichern können, muss man eine Beeinflussung des ursprünglichen Stoffbestandes durch die Schwerminerale in Betracht ziehen und berücksichtigen. Der Effekt der Schwermineralanreicherung hält sich vermutlich aber bei der Hochwipfel-Formation ebenfalls durch die einheitliche Korngröße der Probenauswahl in Grenzen.

8.2.4 Produkte gelöster Elemente und Mineralkomplexe im Ozeanwasser

Die Aufnahmekapazität und Verweildauer von gelösten chemischen Elementen (Hydroxide) im Meerwasser bestimmt die An- oder Abreicherung dieser Elemente in den klastischen, marinen Sedimenten. Gut lösliche Hauptelemente wie Kalium, Calcium, Magnesium und Natrium weisen nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) sehr lange, Silizium dagegen mittlere Verweilzeiten im Meerwasser auf. Dementsprechend haben die schwer löslichen Elemente (REE, Sc, Th, Al, Fe) kurze Verweilzeiten, da die durchschnittlichen Konzentrationen im Meerwasser sehr gering sind. Bei starkem Eintrag dieser Elemente aus dem Liefergebiet stellt sich deshalb, im Gegensatz zu den leicht löslichen Elementen, sehr schnell ein ausgeglichenes Löslichkeitsprodukt ein. Es fallen die Hydroxidkomplexe aus und werden in die Sedimente eingebaut oder die Elemente werden von vorne herein in fester Phase in die Ablagerungsräume überführt (MCLENNAN, 1989).

Diesem, für die leichtlöslichen Elemente, negativen Effekt, wirkt allerdings eine schnelle Sedimentation aus einem nahen Liefergebiet mit starkem Relief entgegen, da die Verweildauer im Transportsystem kurz war. In diesem Fall haben die Lösungsprozesse während des Transportes keine Möglichkeit, das Ausgangsmaterial stark zu verändern und die enthaltenen leichtlöslichen Elemente in lösliche Komplexe zu überführen. Dies ist vermutlich in den meisten analysierten Ablagerungen der Hochwipfel-Formation der Fall (vgl. Kap. 6.2.2.1; Kap. 8.2.1).

8.2.5 Diagenese und Metamorphose

Die Geochemie der Sedimentgesteine erfährt während der Diagenese und Metamorphose Veränderungen, die durch wechselnde Druck-, Temperatur- und PH-Bedingungen hervorgerufen werden. Dabei muss beachtet werden, dass Elemente nicht nur gelöst und weggeführt, sondern auch vom System aufgenommen werden können. Die mobilen Elemente sind anfällig für diese Bedingungen und zeigen eine erhöhte Mobilität. Aluminium und die immobilen Spurenelemente wie Zr, Y, Nb, Ga und Sc sowie der REE sind gegenüber metamorpher Prozesse beständig (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

8.2.6 Fazit

Aus den vorangegangenen Punkten lässt sich ableiten, dass zur geochemischen Rekonstruktion der Liefergebiete von Sedimentgesteinen besser auf immobile Elemente zurückgegriffen werden sollte. Diese gewährleisten eine quantitative Überführung ihrer

Elementgehalte vom Liefergebiet zum Sedimentgestein. In der Literatur werden jedoch weiterhin mobile Elemente zur Diskriminierung geotektonischer Provinzen verwendet (BHATIA, 1983; ROSER & KORSCH, 1986; ROSER & KORSCH, 1988), da sie einen ersten Überblick geben und trotz aller Bedenken relativ gute und replizierbare Ergebnisse bringen. Je geringer der Verwitterungsgrad des Ausgangsgesteins ist, desto besser und gesicherter sind die Ergebnisse der Provenanzanalyse mit Hilfe der mobilen Elemente. Da dies im Fall der Sandsteine der Hochwipfel-Formation zutrifft, werden auch die mobilen Elemente provenanzanalytisch betrachtet.

8.3 Hauptelemente

Der durchschnittliche SiO_2 -Gehalt der Hochwipfel-Sandsteine liegt bei 69,5%, der durchschnittliche Al_2O_3 -Gehalt bei 11,9% und der durchschnittliche Fe_2O_3 -Gehalt bei 4,9% (Anhang 7). Die restlichen analysierten Elemente liegen unter 3%. Bei den Auernig-Sandsteinen ist ein deutlicher Anstieg der SiO_2 -Werte zu verzeichnen (83,2%), während der Aluminium-Gehalt bei 6,9% liegt und die restlichen Elemente Gehalte unter 2% an der Gesamtgesteinschemie besitzen.

Sandsteinklassifikation:

Nach CROOK (1974) können die Sandsteine chemisch nach ihrem Quarzgehalt klassifiziert werden. Das Verhältnis von Kalium und Natrium spiegelt das Auftreten verschiedener Minerale (Plagioklas, Kalifeldspat, Glimmer, Tonminerale, etc.) wider, die für quarzreiche oder quarzarme Sandsteine kennzeichnend sind. Die Hochwipfel-Formation besitzt demnach Gesteine mit mittlerem Quarzgehalt (KRAWINKEL et al., SUBMITTED), während die Auernig-Formation aus quarzreichen Gesteinen aufgebaut wird (Abb. 8.1).

HERRON (1988) und WIMMENAUER (1984) haben für die geochemische Klassifizierung von Sandsteinen weitere Diagramme eingeführt, die auf der Chemie der Hauptelemente beruhen.

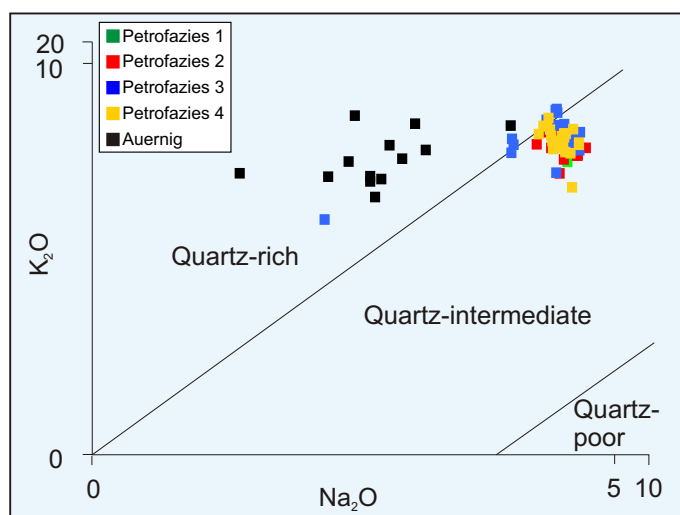


Abb. 8.1: Klassifikation des Quarzanteils nach CROOK (1974).

Bei dem Klassifikationsdiagramm nach HERRON (1988) fällt der überwiegende Anteil der Proben der Hochwipfel-Sandsteine in das Feld der Wacken und Litharenite, während die Proben der Auernig-Sandsteine hohe Silizium/Aluminium-Verhältnisse aufweisen und deshalb in die Felder der Subarkosen und Sublitharenite tendieren (Abb. 8.2a). Nach dem Diagramm von WIMMENAUER (1984) fallen die Proben der Hochwipfel-Formation fast ausschließlich in das Feld der Litharenite und quarzreichen Litharenite (Abb. 8.2b). Die beiden Diagramme bestätigen zum größten Teil die Ergebnisse des McBride-Diagramms der Dünnschliffanalyse. Eine weitere Diskriminierung in verschiedene Petrofaziestypen ist damit allerdings nicht möglich.

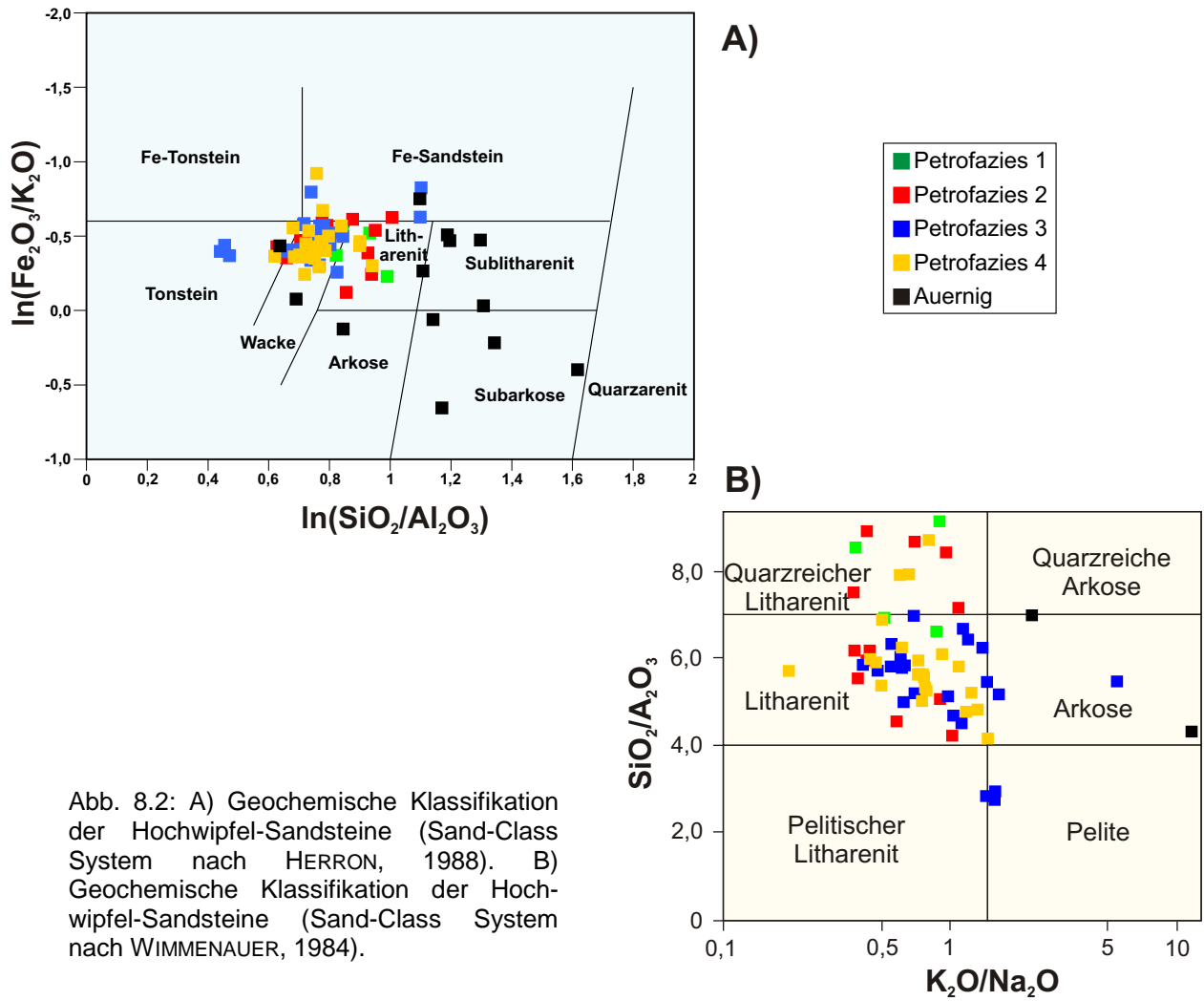


Abb. 8.2: A) Geochemische Klassifikation der Hochwipfel-Sandsteine (Sand-Class System nach HERRON, 1988). B) Geochemische Klassifikation der Hochwipfel-Sandsteine (Sand-Class System nach WIMMENAUER, 1984).

Provenanz

Verschiedene Autoren (CROOK, 1974; BHATIA, 1983; ROSER & KORSCH, 1986; ROSER & KORSCH, 1988; FLOYD et al., 1991B etc.) versuchten, anhand der Geochemie von rezenten und phanerozoischen Sedimenten, Diskriminantenfelder einzuteilen, die sie als Grundlage für die Provenanzanalyse benutzten.

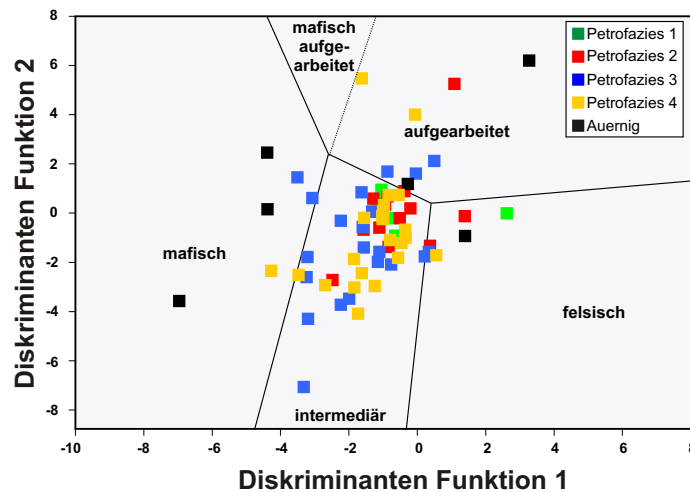


Abb. 8.3: Diskriminanten-Diagramm zur geochemischen Charakterisierung von Sandsteinen nach ROSER & KORSCH (1988). $F1 = [TiO_2/Al_2O_3 \times 30.638] + [Fe_2O_3/Al_2O_3 \times -12.541] + [MgO/Al_2O_3 \times 7.329] + [Na_2O/Al_2O_3 \times 12.031] + [K_2O/Al_2O_3 \times 35.402] + Constant = -6.382$; $F2 = [TiO_2/Al_2O_3 \times 56.500] + [Fe_2O_3/Al_2O_3 \times -10.879] + [MgO/Al_2O_3 \times 30.875] + [Na_2O/Al_2O_3 \times -5.404] + [K_2O/Al_2O_3 \times 11.112] + Constant = -3.890$.

Aufgrund der Hauptelementverteilung lässt sich das Liefergebiet der Hochwipfel-Sandsteine im Diskriminantenfunktionsdiagramm nach ROSER & KORSCH (1988) als intermediäre, magmatische Provinz kennzeichnen (Abb. 8.3). Der Großteil der Auernig-Sandsteine fällt aus dem gewählten Diagrammbereich heraus. Ihre hohen positive Diskriminantenfunktions- Werte weisen aber auf eine aufgearbeitete Provinz hin.

Im Diagramm von ROSER & KORSCH (1986) werden den Siliziklastika aufgrund der Elementverhältnisse K_2O/Na_2O gegen SiO_2 verschiedene Provenanzen zugeordnet. In diesem Diagramm liegen alle Proben der Hochwipfel-Formation im Feld des aktiven Kontinentalrandes (KRAWINKEL et al., SUBMITTED) (Abb. 8.4); wobei Gesteine mit einem relativ hohen K_2O/Na_2O Verhältnis und niederen SiO_2 -Gehalten aus komplexen aktiven Kontinentalrand-Bereichen stammen. Diese können sowohl durch Subduktions-, aber auch durch Seitenverschiebungs-Prozesse gekennzeichnet sein (ROSER & KORSCH, 1986).

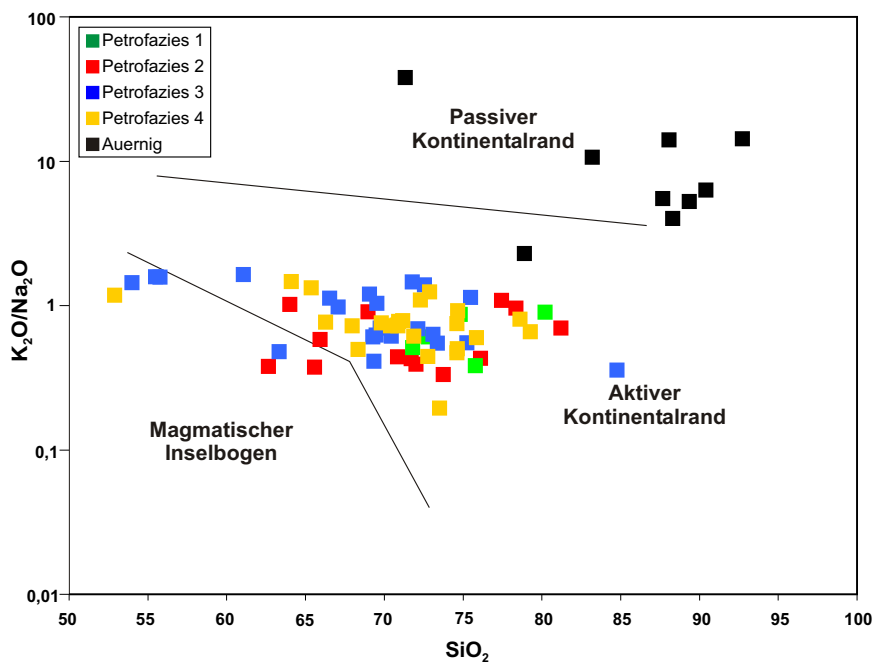


Abb. 8.4: SiO_2 - K_2O/Na_2O - Verhältnisse in den karbonen Sedimenten der Ostkarawanken. Diskriminantenfelder der tektonischen Stellung nach ROSER & KORSCH. (1986).

Die Aussage des Diagramms von ROSER & KORSCH (1986) wird in den Diagrammen von BHATIA (1983) bestätigt (Abb. 8.5). In allen Diagrammen fallen die Proben der Hochwipfel-Formation in das Feld oder den Bereich des aktiven Kontinentalrandes bzw. des kontinentalen magmatischen Bogens. Die Auernig-Sandsteine plotten dabei in den Abbildungen 8.5a und b in die Felder des passiven Kontinentalrandes, während sie in Abbildung 8.5c nicht mehr im sichtbaren Diagrammbereich liegen.

Diese Ergebnisse zeigt auch das Diagramm von BHATIA & CROOK. (1986) (Abb. 8.6). In den bisherigen Provenanzdiagrammen konnte man keine Gruppierung der Proben in die Petrofaziesgruppen der Leichtmineralanalyse erkennen. Im SiO_2/Al_2O_3 gegen K_2O/Na_2O - Diagramm von BHATIA & CROOK (1986) ist zum ersten Mal wieder eine schwache Differenzierung in die Petrofaziesgruppen zu erkennen (Abb. 8.6). Eine Aluminiumreiche Gruppe und eine Aluminiumarme Gruppe ist unterscheidbar. Diese Gruppen entsprechen den Petrofaziesgruppen der unteren (Petrofazies 1 und 2) und der oberen (Petrofazies 3 und 4) Hochwipfel-Formation. Die untere Hochwipfel-Formation hat höhere Silizium- und niedere Aluminiumgehalte, während sich die Al- und Si-Verhältnisse der oberen Hochwipfel-Formation reziprok dazu verhalten. Wahrscheinlich spiegelt sich hier der erhöhte Lithoklasten- und niedere Quarzgehalt der Sandsteine der oberen Hochwipfel-Formation wider (vgl. Kap. 6.3). Die obere Hochwipfel-Formation fällt überwiegend in den Bereich eines differenzierten magmatischen Bogens, während die untere Hochwipfel-Formation in die Felder des aktiven und passiven Kontinentalrandes plotten.

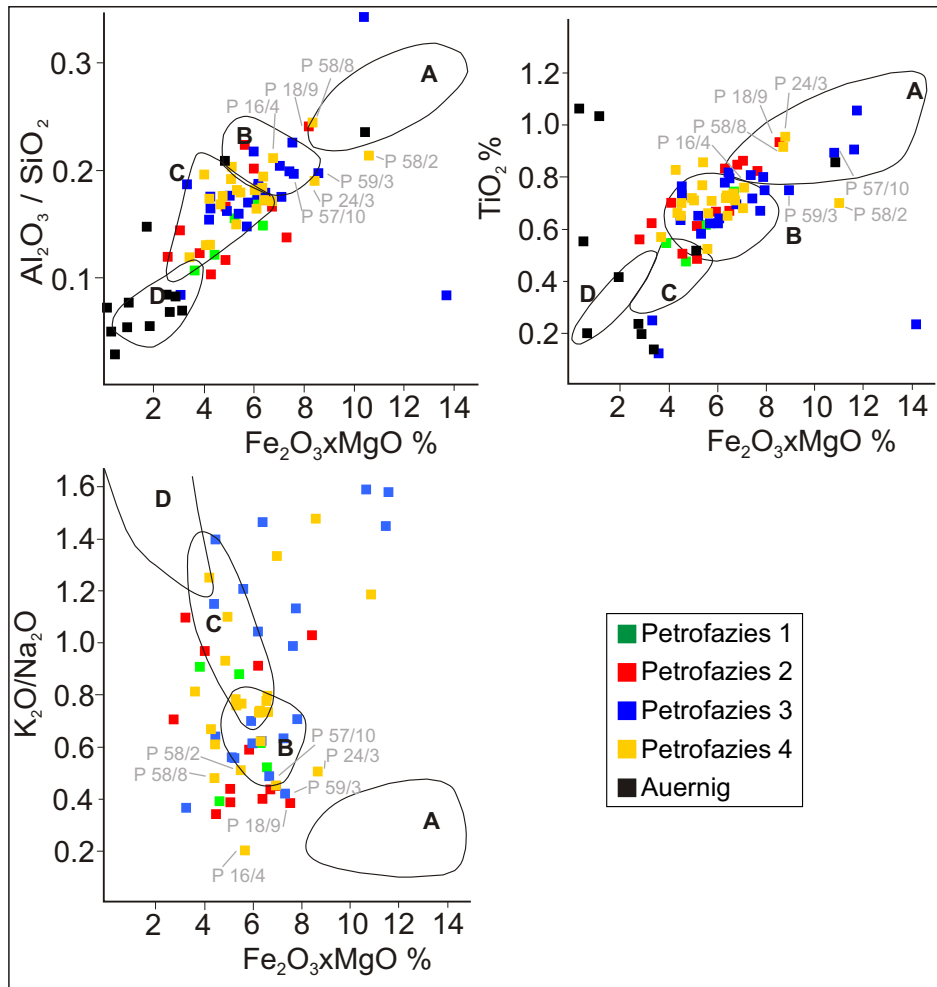


Abb. 8.5: Diagramme ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, TiO_2 , $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ gegen $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) der Hauptelementzusammensetzung von Sandsteinen mit Diskriminantenfelder der tektonischen Stellung nach BHATIA (1983), A = Ozeanischer Inselbogen, B = Kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand, D = passiver Kontinentalrand. Die graue Ziffern bezeichnen Probennummern mit verstärktem mafischem Einfluss.

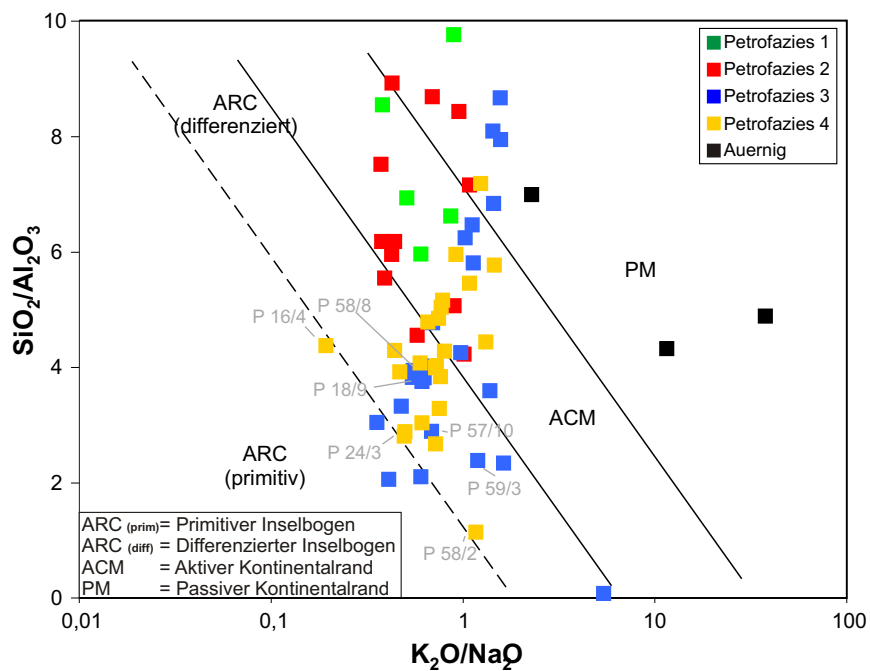


Abb. 8.6: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - Verhältnisse in den karbonen Sedimenten der Ostkarawanken. Diskriminantenfelder der Situation nach BHATIA & CROOK (1986). Die graue Ziffern bezeichnen Probennummern mit verstärktem mafischem Einfluss.

Betrachtet man nur die Nebenelemente (Ca, Na, K), wie das BHATIA (1983) und TOULKERIDIS et al. (1999) getan haben, dann werden die Ergebnisse der Hauptelemente wieder bestätigt (Abb. 8.7). Der überwiegende Teil der Hochwipfel-Sandsteine fällt in den Bereich des kontinentalen magmatischen Bogens und des aktiven Kontinentalrandes. Nur wenige Proben der Hochwipfel-Formation fallen in das Feld des primitiven magmatischen Bogens, während die Sandsteine der Auernig-Formation sehr einheitlich in das Feld des passiven Kontinentalrandes plotten.

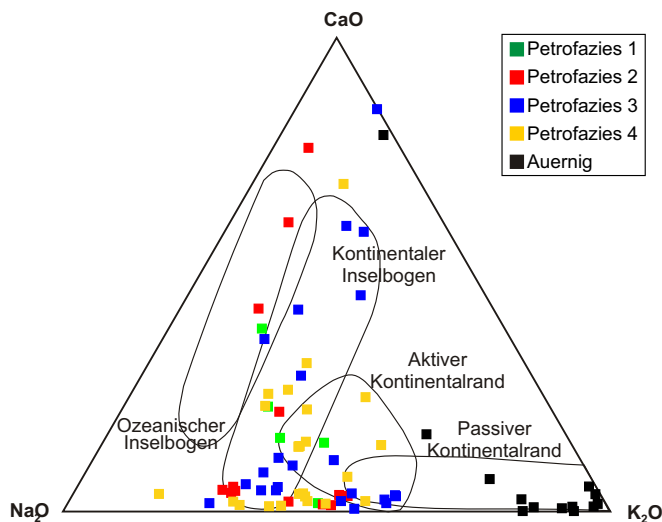


Abb. 8.7: Ternäres CaO-Na₂O-K₂O Diagramm nach TOULKERIDIS (1999). Diskriminantenfelder des tektonischen Settings nach BHATIA (1983).

die Ergebnisse der Haupt- und Nebenelemente zeigen sehr homogene Ergebnisse in Bezug auf die Provenanzanalyse. Mit dieser Methode kann aber keine differenziertere Aussage im Hinblick auf Provenanzänderungen innerhalb der stratigraphischen Abfolge getroffen werden.

8.4 Spurenelemente

Spurenelemente ermöglichen eine bessere und gesichere Aussagekraft über die Provenanz als die Hauptelemente (MCLENNAN et al., 1993; FLOYD et al., 1991B). Aufgrund der Immobilität der meisten Spurenelemente reichern sich in Abhängigkeit vom Liefergebiet und der Anzahl von Umlagerungszyklen bestimmte Elemente in spezifischen Verhältnissen an oder ab. Somit beinhalten diese Elemente auch eine Information über den Grad der Aufarbeitung und Verwitterung der Sedimente.

Sedimentaufarbeitung

In einem Diagramm von MCLENNAN et al. (1990) werden Sandsteine hinsichtlich des Th/Sc gegen Zr/Sc – Verhältnisses untersucht (Abb. 8.8). Dieses Verhältnis beschreibt, wie oft die Komponenten aufgearbeitet wurden, bevor sie endgültig abgelagert wurden. In rezenten Turbiditen unterschiedlicher tektonischer Stellungen zeigt sich eine Anreicherung von Zirkon und Thorium in den Sedimenten des passiven Kontinentalrandes. Dies spiegelt die Anreicherung des ultrastabilen Schwerminerals Zirkon in mehrfach umgelagerten Sedimenten wider. Da in Zirkonen auch Thorium eingebaut ist, wird dieses Element ebenfalls angereichert (MCLENNAN et al., 1993). Dagegen werden Sedimente von aktiven Kontinentalrändern geringer von Verwitterungs-, Transport- und Diagenese Prozessen beeinflusst und zeigen eine einfache, lineare Korrelation der Elementverhältnisse Th/Sc und Zr/Sc. In diesem Fall werden die Elementverhältnisse von kompositionellen Unterschieden im Liefergebiet (MCLENNAN et al., 1990) bestimmt.

Die untersuchten Sandsteine der Hochwipfel-Formation liegen in diesem Diagramm fast alle auf einer Linie. Die meisten Proben zeigen keine signifikante Anreicherung an Zirkon, was darauf deutet, dass die Elementverhältnisse Th/Sc und Zr/Sc in erster Linie durch die Liefergebiete und die daraus stammenden Komponenten gesteuert werden und nicht durch die Aufarbeitung von Sedimenten. Allerdings liegen einige Proben zum Teil im Übergangsbereich, was auch eine geringe Anreicherung von Zirkon durch Aufarbeitung vermuten lässt.

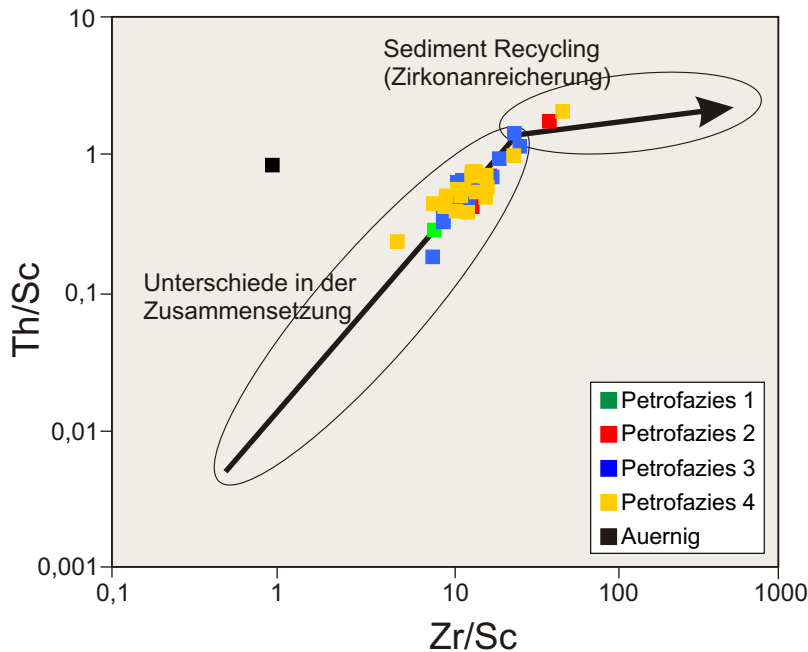


Abb. 8.8: Th/Sc gegen Zr/Sc - Diagramm für die Sandsteine der Hochwipfel- und Auernig-Formation. Verändert nach MCLENNAN et al. (1990).

TOTTEN et al. 2000 stellen ein ähnliches Diagramm vor, indem sie, anhand des Thorium/Scandium-Verhältnisses, in eine kontinentale Signatur oder eine mafische Signatur unterteilen (Abb. 8.9). Th/Sc-Verhältnisse größer als 1,0 sind typisch für die Abtragung oder Umlagerung von oberer kontinentaler Kruste, während Th/Sc-Verhältnisse unter 0,6 auf eine mafische Komponente und wenig Aufarbeitung hinweisen.

Die Proben der Hochwipfel-Formation fallen meist in den Bereich der Th/Sc-Verhältnisse unter 1,0 (Abb. 8.9). Ein größerer Teil der Probenpunkte vermittelt dabei zwischen Proben mit einer mafischen Signatur und wenigen Proben mit einer kontinentalen Signatur. Die Sandsteine der Auernig-Formation fallen in den Bereich mit kontinentaler Signatur. Einige Sandsteine in Abbildung 8.9 mit mafischer Signatur entsprechen den Proben, die in den Abbildungen 8.5 und 8.6 in den Bereich eines wenig differenzierten magmatischen Bogens fallen (P 59/3, P 57/10, P 16/4, P 24/3, P 18/7, P 58/6). Trotz der stärkeren Anfälligkeit für Diagenese- und Metamorphoseereignisse und erhöhte Lösbarkeit im Vergleich zu den immobilen Spurenelementen bestätigen die angewendeten Provenanzdiagramme für Hauptelemente den Einfluss eines Liefergebietes mit mafischen Ausgangsgesteinen.

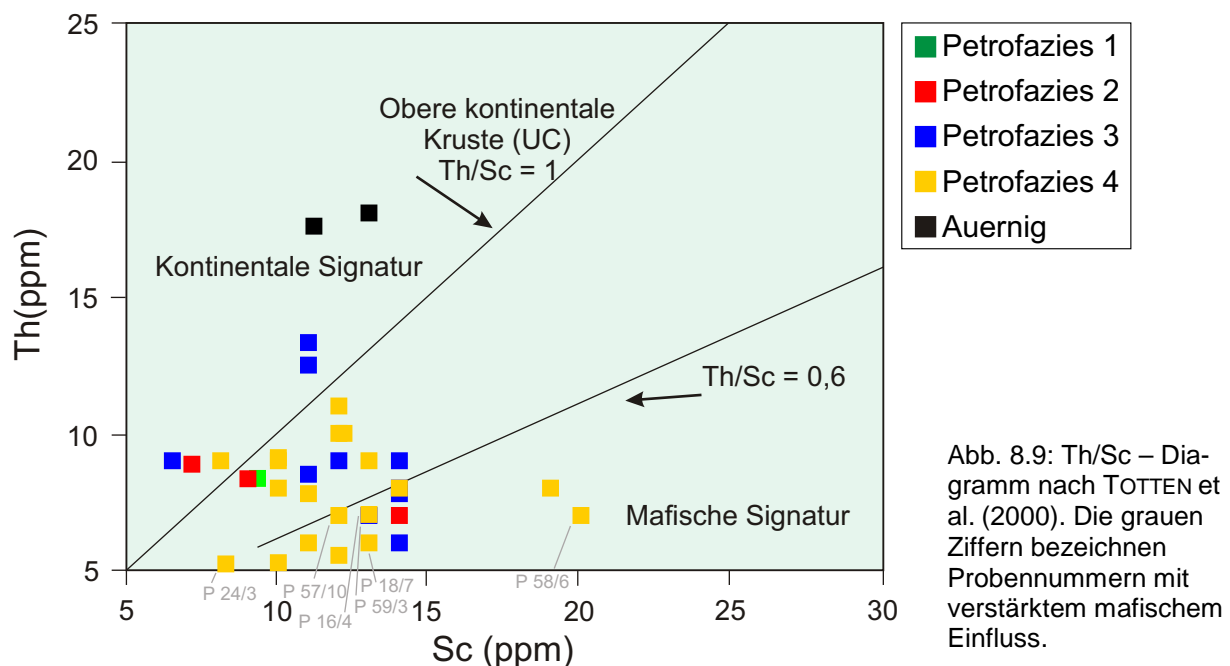


Abb. 8.9: Th/Sc - Diagramm nach TOTTEN et al. (2000). Die grauen Ziffern bezeichnen Probennummern mit verstärktem mafischem Einfluss.

Signaturen vulkanischer Klaster in den Sedimenten

Geochemische Klassifizierungen von Magmatiten hinsichtlich ihrer geodynamischen Herkunft erfolgten schon immer mittels Diskriminantenfeldern von Spurenelementen. RAVNAS & FURNES (1995) stellten fest, dass in den entsprechenden Sedimenten die Spurenelement-Signaturen dieser Magmatite erhalten blieben. Meist handelte es sich bei den untersuchten Elementen um immobile Elemente, die in den häufig vertretenen magmatischen Lithoklasten der Sedimente enthalten sind (RAVNAS & FURNES, 1995).

In den Diagrammen der Abbildung 8.10 wurden unterschiedliche Elementkombinationen und Verhältnisse aus der magmatischen Petrographie nach PEARCE (1980), SHERVAIS (1982) und MULLEN (1983) auf die Hochwipfel-Sandsteine angewandt. Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation fallen dabei zum größten Teil in das Feld der Inselbogenbasalte und Intraplatten- oder Back-Arc-Basalte (Abb.8.10a bis c). In den Sedimenten sind also möglicherweise noch Signaturen eines Inselbogen- oder/und Intraplattenvulkanismus vorhanden.

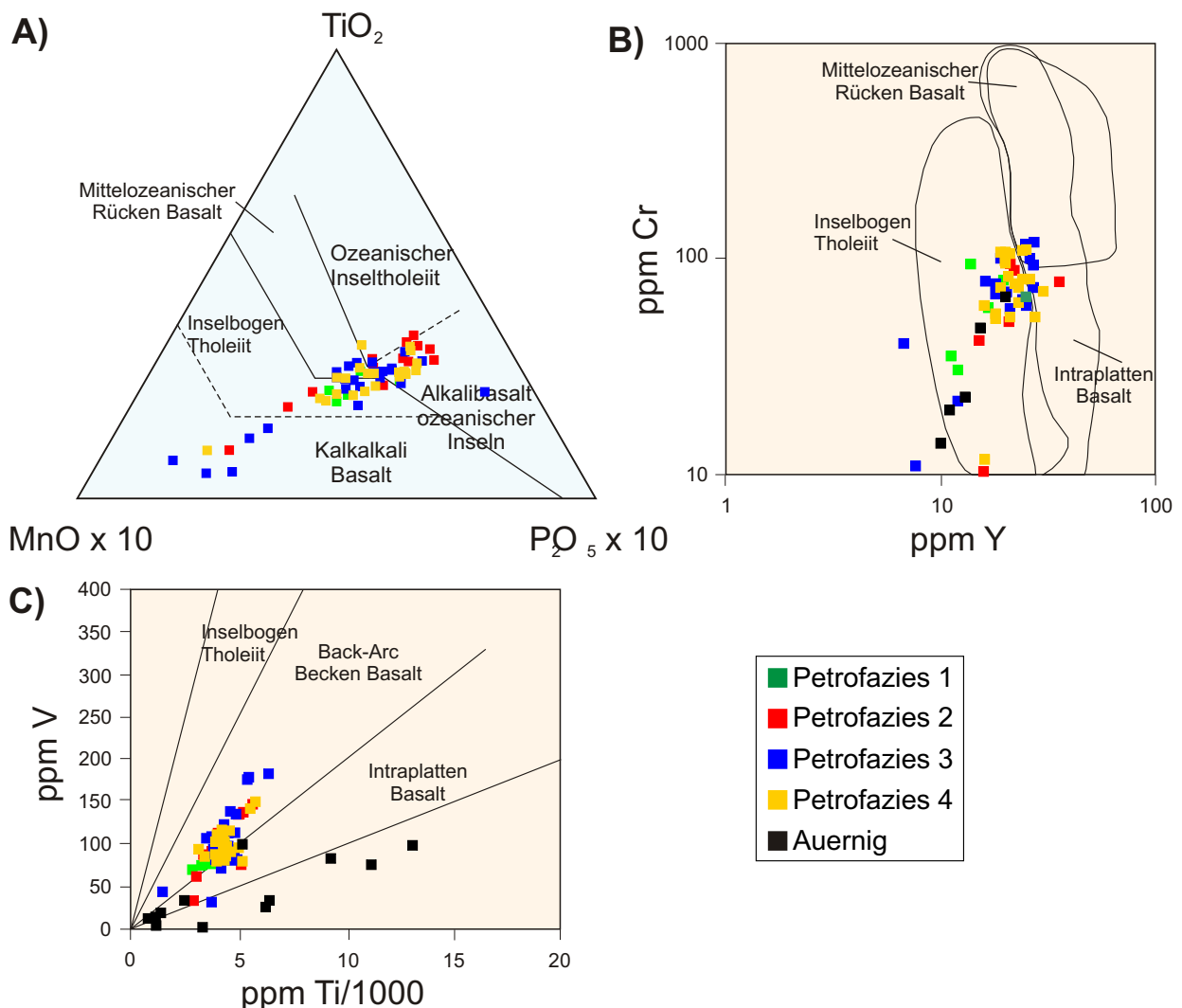


Abb. 8.10: Sandsteine in Diskriminanten-Diagrammen magmatischer Gesteine mit ihren plattentektonischen Provinzen. Diskriminantenfelder nach a) MULLEN (1983), b) PEARCE (1980) und c) SHERVAIS (1982).

Anhand der Signaturen der magmatischen Komponenten und der Anreicherung von verschiedenen Elementen bei der Sedimentation entwickelten MCLENNAN et al. (1990) und FLOYD et al. (1991B) Diagramme, die eine Verbindung zwischen dem sedimentierten Material, den Sedimentationsprozessen und der Provenanz herstellen. Dabei wurde eine große Bandbreite von rezenten und phanerozoischen Sedimenten bekannter plattentektonischer Provinzen berücksichtigt.

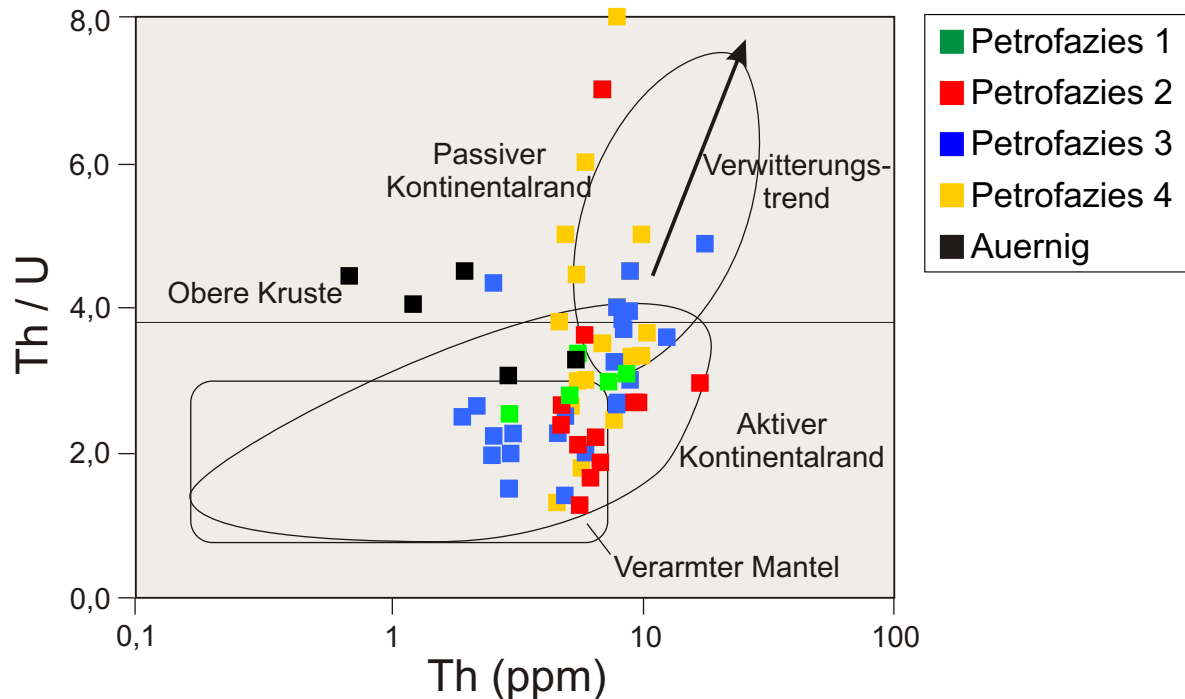


Abb. 8.11: Th/U - Th Diagramm für moderne Turbidite verschiedener tektonischer Stellungen. Während der Verwitterung gibt es ein Trend der Th/U- Erhöhung über die Werte der oberen magmatischen Kruste von 3,5 bis 4. Es wird vermutet, dass niedere Th/U Verhältnisse normalerweise bei aktiven Kontinentalrändern zu sehen ist. Vor allem, wenn sie durch geringe Th- und U-Anreicherungen begleitet werden. Dies deutet auf eine geochemisch verarmte Mantelquelle einer Inselbogenprovenanz hin (MCLENNAN et al., 1990).

MCLENNAN et al. (1990) diskriminiert anhand der Th/U gegen Th – Verhältnisse, in einen passiven und aktiven Kontinentalrand (Abb. 8.11). Außerdem berücksichtigt er in dieser Abbildung einen theoretischen Verwitterungstrend für Turbidite und schließt anhand des Th/U-Verhältnisses auf ein Feld mit Herkunftsgesteinen aus einer verarmten Mantelprovinz. Die Th/U-Werte der Hochwipfel-Formation liegen zum größten Teil unter den Werten der oberen magmatischen Kruste und fallen in das Feld des verarmten Mantelbereichs. Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation folgen in diesem Diagramm nicht oder nur sehr undeutlich dem vorgegebenen Verwitterungstrend und der überwiegende Teil der Sandsteine liegt im Feld des aktiven Kontinentalrandes (Abb. 8.11). Das bestätigt die Annahme, dass die geochemische Zusammensetzung der Hochwipfel-Sandsteine nur gering von Verwitterungsprozessen beeinflusst wurde. Außerdem deutet die Vielzahl an Proben, die in den Bereich des verarmten Mantels plotten wieder darauf hin, dass in einem Liefergebiet der Hochwipfel-Formation auch mafische Ausgangsgesteine abgetragen wurden (vgl. Abb. 8.9). Die meisten Auernig-Sandsteine besitzen hohen Th/U-Verhältnisse und liegen im Bereich der oberen Kruste. Zwei plotten in den Bereich des aktiven Kontinentalrandes, während die restlichen Proben mit Th/U-Verhältnissen über 8 aus dem gewählten Diagrammbereich herausfallen.

FLOYD et al. (1991B) unterscheidet aufgrund der La/Th gegen Hf – Verhältnisse von Sandsteinen in verschiedene Liefergebietszusammensetzungen (Abb. 8.12). In diesem Diagramm liegt der überwiegende Teil der Hochwipfel-Sandsteine im Feld der sauren Inselbogen Quelle und zeigt nur geringe Hinweise auf aufgearbeitete Sedimentkomponenten (Abb. 8.12). Nur eine Probe der Hochwipfel-Formation tendiert in Richtung eines passiven Kontinentalrandes. Die einzige untersuchte Auernig Probe hat Hf-Werte von 25 ppm und fällt damit sehr weit in den Bereich des passiven Kontinentalrandes.

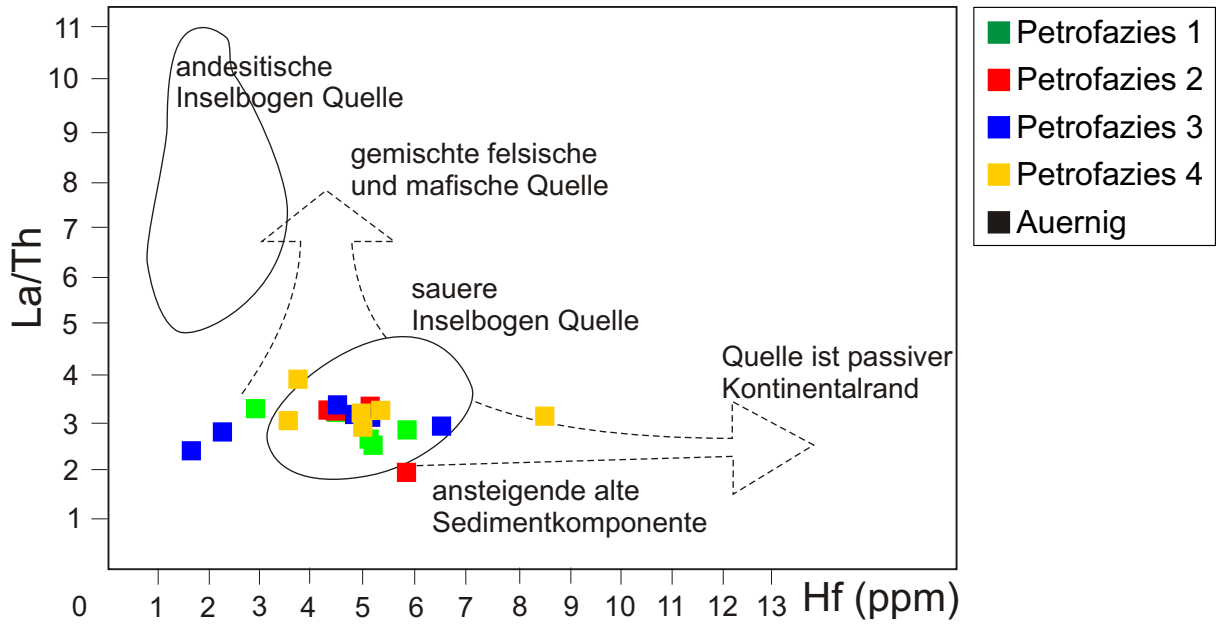


Abb. 8.12: Hf gegen La/Th -Diagramm zur Diskrimination von klastischen Sedimenten hinsichtlich ihres Liefergebiets und ihrer Zusammensetzung nach FLOYD et al. (1991B).

Provenanz

Bhatia (1985) klassifizierte aufgrund des Verhältnisses von Lanthan und Thorium drei plattentektonische Provinzen für paläozoische Grauwacken. Nach BHATIA (1985) besteht ein Zusammenhang zwischen dem La/Th-Verhältnis und der Quelle des gelieferten Sediments.

Je höher das La/Th-Verhältnis ist, desto mehr wird das Liefergebiet vom Einfluss eines magmatischen Bogens geprägt. Die Proben der Hochwipfel-Formation besitzen relativ hohe La/Th-Verhältnisse (ca. 4) und plotten deshalb in diesem Diagramm in den Bereich des ozeanischen und kontinentalen magmatischen Bogens (Abb. 8.13).

Der einzige untersuchte Auernig-Sandstein fällt in das Feld des aktiven und passiven Kontinentalrandes und grenzt sich gut von den Hochwipfel-Sandsteinen ab.

La und Th verhalten sich während magmatischer und sedimentärer Prozesse ähnlich (MCLENNAN et al., 1993). Nach BHATIA & CROOK (1986) sinkt das La/Th Verhältnis der Litharenite kontinuierlich von etwa 4,2 bei ozeanischen magmatischen Bögen, über 2,4 bei kontinentalen magmatischen Bögen, zu 1,8 bei aktiven Kontinentalrändern.

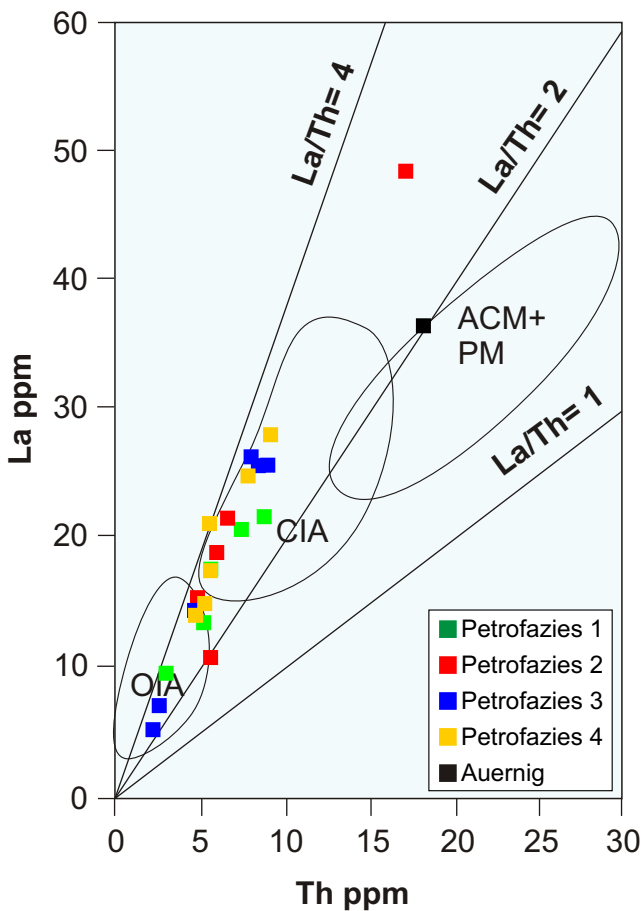


Abb. 8.13: La/Th – Klassifikationsdiagramm von Sandsteinen nach BHATIA (1985). Die einzelnen Diskriminantenfelder wurden auf der Datengrundlage verschiedener phanerozoischer und rezenter Litharenite gebildet. ACM + PM = Aktiver und passiver Kontinentalrand; CIA = kontinentaler magmatischer Bogen; OIA = ozeanischer magmatischer Bogen.

Die Litharenite lassen sich auch aufgrund des gleichzeitig von 0,55 bis zu 4 steigenden La/Sc-Verhältnisses deutlicher klassifizieren (GÜLDENPFENNIG, 1997). In diesem Verhältnis spiegelt sich auch der steigende Differentiationsgrad der einzelnen geotektonischen Positionen wider. Im La-Th-Sc Dreieck können Litharenite aktiver und passiver Kontinentalränder nicht voneinander getrennt werden. Im Th-Sc-Zr/10 Dreieck ist diese Unterscheidung dagegen aufgrund der hohen Zr/Th -Verhältnisse passiver Kontinentalränder möglich (GÜLDENPFENNIG, 1997). Die Sandsteine der Hochwipfel-Formation liegen in beiden Diagrammen überwiegend im Feld der kontinentalen magmatischen Bögen (Abb. 8.14 a und b). Nur ein geringer Anteil fällt in den Bereich eines aktiven oder passiven Kontinentalrandes. Die Auernig-Sandsteine fallen entweder in das Feld des passiven Kontinentalrandes, liegen im Grenzbereich zum kontinentalen magmatischen Bogen oder plotten in dieses Feld (Abb.8.14 a und b).

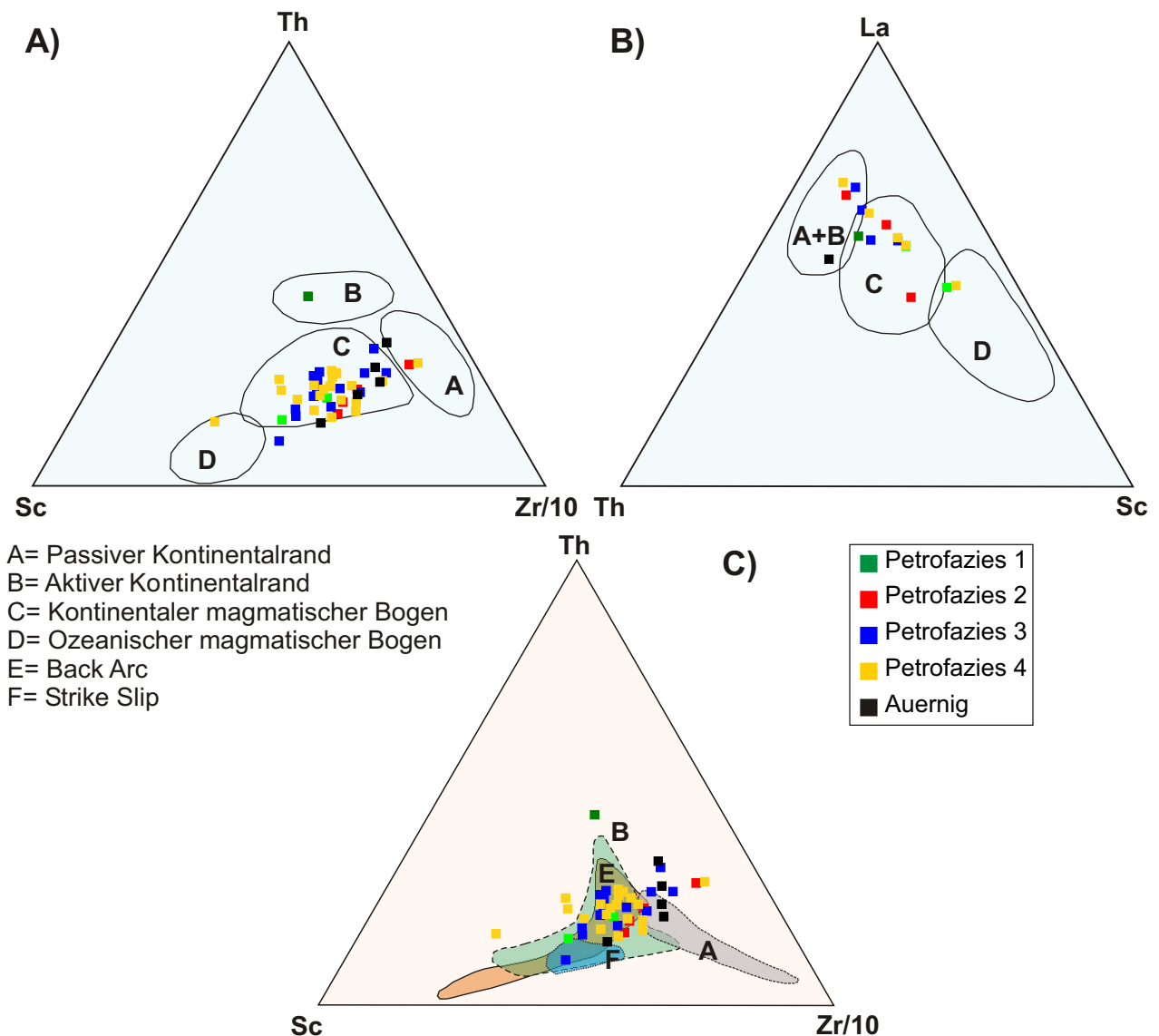


Abb. 8.14: Spurenelementdiagramme a) ThScZr/10- Diagramme der Hochwipfel-Sandsteine mit Provenanzfeldern nach BHATIA & CROOK. (1986). b) LaThSc- Diagramme der Hochwipfel-Sandsteine mit Provenanzfeldern nach BHATIA & CROOK (1986). c) ThScZr/10- Diagramme der Hochwipfel-Sandsteine mit Provenanzfeldern nach MCLENNAN et al. (1990).

MCLENNAN et al. (1990) erstellten für rezente Turbidite aus 33 Lokalitäten des Pazifiks, des Atlantiks und des Indischen Ozeans ebenfalls ein Dreiecksdiagramm mit den Spurenelementen Th, Sc und Zr. Sie konnten aufgrund der großen Datenmenge, die auf verschiedene Gebiete verteilt war, sechs plattentektonische Konfigurationen diskriminieren (Abb. 8.14c). Die einzelnen Diskriminantenfelder überlappen sehr stark. Dieser starke Überlappungsbereich entspricht nach

FLOYD et al. (1991B) den verschiedenen möglichen plattentektonischen Konfigurationen an einem aktiven Kontinentalrand. Die Unterscheidung in klar voneinander differenzierte Provenanzfelder und plattentektonischen Provinzen wird durch die oftmals ähnlichen Ablagerungen, Sedimente und Komponentenbestandteile an aktiven Kontinentalrändern erschwert und ist in der Natur eher unwahrscheinlich (FLOYD et al., 1991B). Im Diagramm Abb. 6.14c überschneiden sich besonders die Felder des aktiven Kontinentalrandes und des Back-Arc-Bereichs sehr stark. Der überwiegende Teil der Hochwipfel-Sandsteine fällt sehr deutlich in das Feld des Back-Arc Feldes. Ein kleiner Teil der Proben kann auch mit einer Strike Slip Zone in Verbindung gebracht werden, während der größte Anteil der Auernig-Sandsteine im Bereich des passiven Kontinentalrand-Feldes plotten.

Multielementdarstellung

Um eine möglichst große Zahl von Spurenelementen und Nebenelementen für die Sedimentgeochemie zu berücksichtigen und zu vergleichen, führten FLOYD et al. (1991B) Multielementdarstellungen ein. Die einzelnen Elemente sind dabei auf die Durchschnittswerte der oberen Kruste nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) normiert und in einem halblogarithmischen Diagramm dargestellt (Abb. 8.15). Im Gegensatz zu den sonstigen Diskriminantendiagrammen wird durch die Vielzahl der berücksichtigten Elemente zusätzlich der unterschiedlich starke Einfluss von mafischen Gesteinen und Schwermineralen betrachtet. Die einzelnen dargestellten Elemente weisen von rechts (Thorium) nach links (Kalium) eine steigende ozeanische Verweilzeit auf und setzen sich aus einer relativ immobilen Gruppe von Nb bis Th und einer eher mobilen Gruppe von K bis Ni zusammen (Abb. 8.15f) (MCLENNAN et al., 1990; MCLENNAN et al., 1993). In den einzelnen Diagrammen (Abb. 8.15 a-d) werden Daten von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) (rot), FLOYD et al. (1991B) (blau) und GÜLDENPFENNIG (1998) miteinander verglichen. Es zeigen sich, abgesehen von kleinen Abweichungen, sehr ähnliche und für die einzelnen plattentektonischen Positionen kennzeichnende Verteilungsmuster. Von FLOYD et al. (1991B) werden die beiden Positionen kontinentaler magmatischer Bogen und aktiver Kontinentalrand zusammengefasst. Er führt dagegen im Vergleich zu BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) noch das Muster aus ozeanischen Intraplattenbereichen ein.

In Abbildung 8.15 e ist die Multielementdarstellung des Mittelwerts der einzelnen Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation wiedergegeben.

Auffällig sind die hohen V-Cr-Ni-Werte, die ein Indiz für ultramafische Komponenten in den Lithareniten sind. Die hohen Cr-Werte können für hohe Anteile des detritischen Schwerminerals Chromspinell oder aufgearbeitete ultrabasische Gesteinsfragmenten in den Sedimenten stehen (Abb. 8.15 e und f). Weiterhin ergibt sich ein deutlich ausgeprägtes Nb - Minimum. Nach FLOYD et al. (1991B) ist dieser niedrige Nb-Wert kennzeichnend für einen erhöhten Anteil an subduktionsgebundenen Vulkaniten in Sandsteinen. Im weiteren Verlauf zeigen sich meist relativ niedere Werte von Zr und Hf. Dies deutet auf einen geringeren Einfluss kontinentaler Krustenbereiche hin, in denen diese Elemente meist angereichert sind (Abb. 8.15 e und f). Das Element Scandium ist teilweise leicht angereichert (Petrofazies 4), kann aber auch leicht abgereichert sein (Petrofazies 1). Starke Abreicherung würde den verstärkten Einfluss aus einem passiven Kontinentalrand widerspiegeln.

Die unterschiedlichen Muster der durchschnittlichen Petrofaziesgruppen zeigen einen Trend hin zu einem erhöhten Einfluss von mafischem Material in den Petrofaziesgruppen der oberen Hochwipfel-Formation (Abb. 8.15 e). Innerhalb der unteren Hochwipfel-Formation unterscheiden sich Petrofazies 1 und 2 sehr deutlich in den Elementen, die auf einen kontinentalen Einfluss hindeuten. Während Petrofazies 1 die niedrigsten Werte dieser Elemente aufweist, zeigt Petrofazies 2 die höchsten Werte in der gesamten Hochwipfel-Formation (Abb. 8.15e).

Die besten Übereinstimmungen mit den Mittelwerten der Hochwipfel-Petrofaziesgruppen ergeben sich für die geotektonische Situationen des Back-Arc-Bereichs nach GÜLDENPFENNIG (1998) und mit Abstrichen für die Muster aus kontinentalen magmatischen Bögen (BHATIA, 1985; BHATIA & CROOK, 1986; FLOYD et al., 1991B) (Abb. 8.16 a bis e).

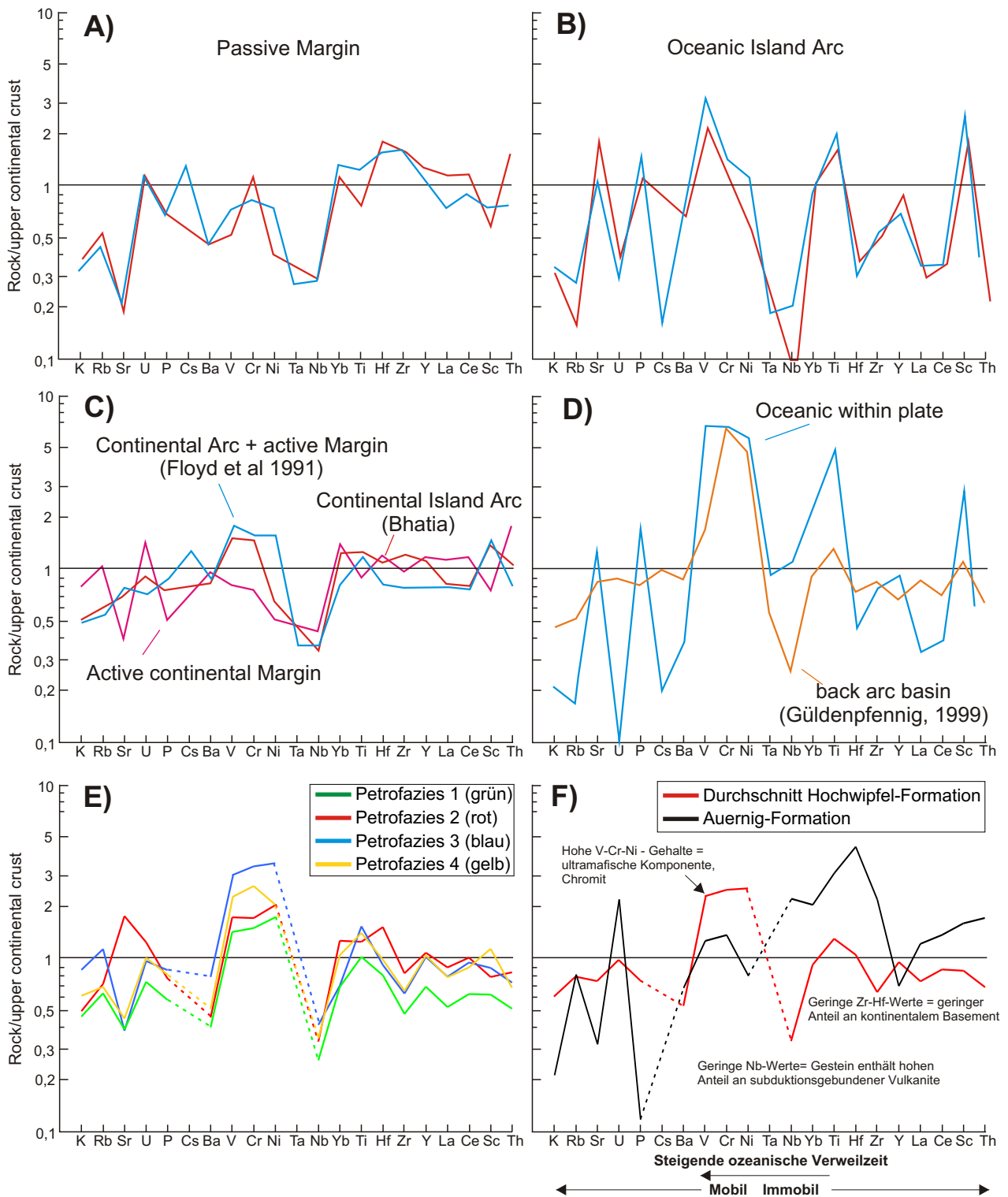


Abb. 8.15: A) bis D) sind auf kontinentale Oberkruste normierte (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) Multi-elementdarstellungen verschiedener geotektonischer Konstellationen mit Daten von FLOYD et al. (1991B) (blau), GÜLDENPFENNIG (1998) (orange), BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) (rot). E) Multi-elementdarstellung der Mittelwerte der einzelnen Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation, normiert auf kontinentale Oberkruste. F) Multi-elementdarstellung des Mittelwertes der Hochwipfel-Sandsteine, normiert auf kontinentale Oberkruste.

Die Ergebnisse der Multi-elementdarstellungen weisen wieder auf die Ausbildung eines Ablagerungsraumes hin, welcher die geochemischen Provenanzsignaturen von verschiedenen plattentektonischen Konstellationen aufgrund verschiedener Liefergebiete ererbte und am ehesten mit einer Back-Arc ähnlichen Situation beschrieben werden kann.

8.5 Seltene Erden

Nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) spricht das gleichförmige Verteilungsmuster der Seltenen Erden in klastischen Sedimenten für eine ausgesprochene Stabilität dieser Elemente beim Transport und bei postsedimentären Prozessen. Weder Verwitterung, noch Diagenese und Metamorphose bewirken signifikante Veränderungen der Seltenen Erden. Genauso wird das Verhältnis von Leichten Seltenen Erden (LREE) zu Schweren Seltenen Erden (HREE) nicht oder nur wenig dadurch beeinflusst (STOSCH, 2000). Das LREE zu HREE-Verhältnis wird als La_N/Yb_N ausgedrückt, wobei N für die Chondritnormierung steht (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

Eine deutliche Verschiebung des Seltenen Erden Spektrums kann allerdings durch einen erhöhten Gehalt an Schwermineralen in den zu untersuchenden Sandsteinen auftreten, da Schwerminerale vermehrt Seltene Erden in ihre Kristallgitter einbauen können (GÜLDENPFENNIG, 1997). Besonders Zirkon und Granat zeigen hohe Seltenen-Erden-Werte bei sehr niedrigen La_N/Yb_N Verhältnissen (vgl. MCLENNAN, 1989). Sie weisen im Gegensatz zu anderen Mineralen, die üblicherweise einen absteigenden Trend an HREE zeigen, eine starke Anreicherung von HREE auf. Bei entsprechender Schwermineralführung können Zirkon und Granat die REE-Gehalte im Gesamtgestein beeinflussen. Nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) wirken sich in Sandsteinen bereits Zirkongehalte von 400 – 500 ppm deutlich auf das Seltenen-Erden-Verteilungsmuster des Gesamtgesteins aus. Da die analysierte Gesamtgesteinschemie der Hochwipfel-Sandsteine nur Durchschnittsgehalte von 173 ppm Zirkon enthalten, kann man eine starke Beeinflussung des Seltenen-Erden-Verteilungsmusters durch das Schwermineral Zirkon ausschließen.

Demgegenüber könnte der Gehalt an Granat im Schwermineralspektrum einzelner Hochwipfel-Sandsteine zu einem Anstieg der HREE und damit zu einer Verflachung der Seltenen-Erden-Verteilungskurve führen.

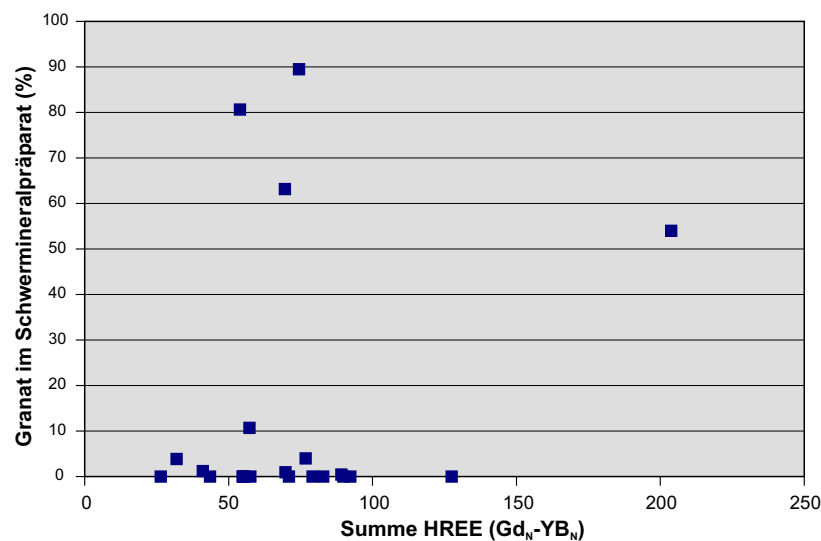


Abb. 8.16: Anreicherung von HREE (Summe Gd_N-Yb_N , N =chondrit-normiert) in Abhängigkeit vom Granatanteil der Schwermineralfraktion.

Bei den Hochwipfel-Sandsteinen kann davon ausgegangen werden, dass keine übermäßige Anreicherung der Seltenen Erden durch das Schwermineral Granat stattfindet. Dies zeigt sich in Abbildung 8.16, wo keine Korrelation zwischen der Summe der HREE und der in den Schwermineralpräparaten ausgezählten Granate erkennbar ist.

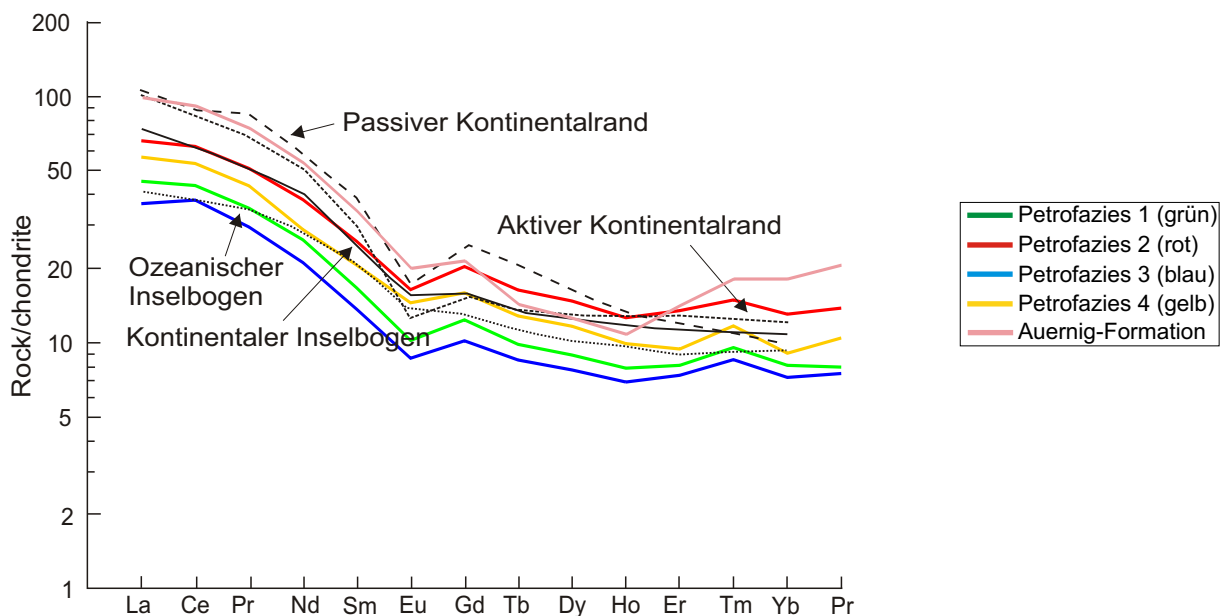
MCLENNAN et al. (1990) weisen darauf hin, dass sich auch Korngrößeneffekte auf die von Seltenen-Erden-Verteilungsmuster auswirken können. Dies muss bei der Anwendung dieser Verteilungsmuster hinsichtlich der Rekonstruktion geotektonischer Verhältnisse berücksichtigt werden. Rezente turbiditische Sande sind demnach gegenüber pelitischem Material an LREE verarmt, bzw. an HREE angereichert. Als mögliche Erklärung werden von MCLENNAN et al. (1990) Schwermineralanreicherungen in der Sandfraktion in Betracht gezogen. Die analysierten Hochwipfel-Sandsteine weisen Korngrößen im Mittelsandbereich auf und wurden deshalb nur mit Literaturdaten turbiditischer Sandsteine, nicht aber mit Tonsteinen verglichen.

Die Mittelwerte chondritnormierter (Daten von TAYLOR & MCLENNAN, 1985) Seltenen-Erden-Muster von Sandsteinen unterschiedlicher geotektonischer Positionen wurden in Abbildung 8.17

und 8.18 aus der Literatur übernommen (schwarze Linien). Die Daten für die phanerozoischen Sandsteine stammen von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) sowie MCLENNAN et al. (1990). Die Seltenen-Erden-Muster unterscheiden sich voneinander. Jedoch zeigen alle einen Anstieg des Gesamtgehaltes der Seltenen Erden und des La_N/Yb_N -Verhältnisses mit zunehmendem Anteil der kontinentalen Oberkruste (passiver Kontinentalrand) (vgl. TAYLOR & MCLENNAN, 1985; MCLENNAN et al., 1990; STOSCH, 2000).

Ozeanische magmatische Bögen enthalten die geringsten Werte am Gesamt-REE- Anteil. Das La_N/Yb_N - Verhältnis liegt bei 2,7 – 4,9 (MCLENNAN et al., 1990). Eine negative Eu-Anomalie tritt nicht auf. Demgegenüber zeigen Sandsteine aktiver Kontinentalränder eine deutliche Zunahme an Seltenen Erden. Insbesondere die LREE sind, erkennbar am La_N/Yb_N -Verhältnis von 5,4 (rezente Turbidite) bis 9,8 (phanerozoische Grauwacken), sichtlich angereichert (GÜLDENPFENNIG, 1997). Es ist eine negative Eu-Anomalie ausgebildet. Die höchsten Seltenen-Erden-Werte haben nach FLOYD et al. (1991B) Sandsteine passiver Kontinentalränder, was sich auch durch das Verhältnis La_N/Yb_N zeigt, das bei 8,5 bis 10,6 liegt. Eine negative Eu-Anomalie ist hier sehr deutlich entwickelt.

a) Bhatia (1985) und Bhatia & Crook (1986)



b) Taylor & McLennan (1985)

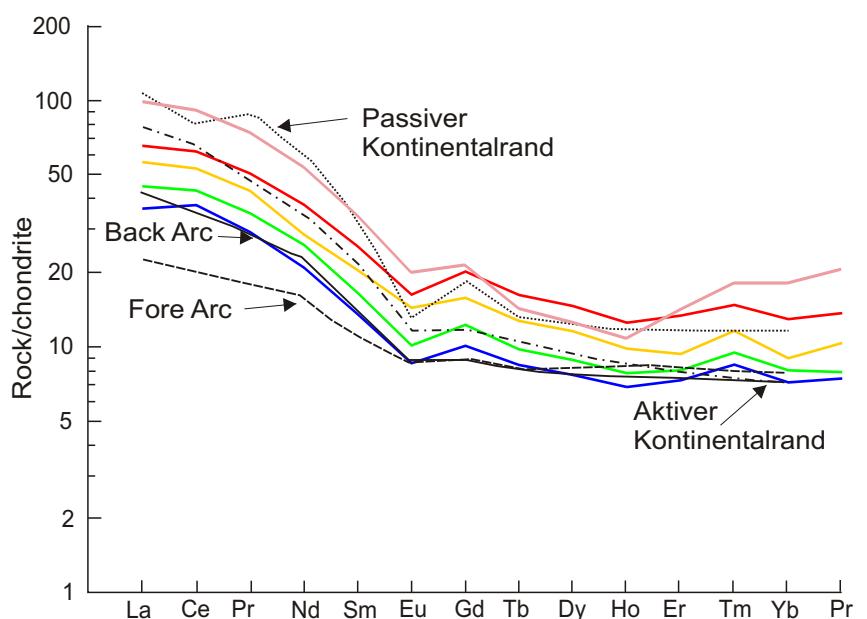


Abb. 8.17: REE-Verteilung chondritnormierter (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) Mittelwerte unterschiedlicher geotektonischer Positionen, im Vergleich mit der Seltenen-Erden-Verteilung der durchschnittlichen chondritnormierten Werte der unterschiedlichen Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation. A) Seltenen-Erden-Muster von Bhatia; B) Seltenen-Erden-Muster von McLennan. Verändert nach KUTTEROLF (2001)

Die durchschnittlichen Seltenen-Erden-Werte der jeweiligen Petrofaziesgruppen fügen sich am besten zwischen die REE-Verteilungsmuster von Back-Arc-Bereichen und aktiven sowie passiven Kontinentalrändern nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) ein (Abb. 8.17b). Wenn man die Verteilungsmuster von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) betrachtet, dann liegen die Seltenen-Erden-Verteilungsmuster der Hochwipfel-Petrofaziesgruppen zwischen den Mustern aus ozeanischen und kontinentalen magmatischen Bögen (Abb. 8.17a). Eine Probe der Auernig-Formation wurde ebenfalls untersucht. Anhand der Seltenen-Erden-Muster kann man für die Probe der Auernig-Formation die Signatur eines passiven Kontinentalrandes klar erkennen (8.17).

Die Diskriminierung der phanerozoischen Grauwacken in geotektonische Konstellationen nach BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) sowie TAYLOR & MCLENNAN (1985) zeigt zum Teil klare Unterschiede der Seltenen-Erden-Muster im Hinblick auf die Inselbogenbereiche, die sich vor allem durch die Diskrepanz von LREE zu HREE- Mustern bei TAYLOR & MCLENNAN (1985) ergeben. Die Seltenen-Erden-Muster von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) zeigen im Verhältnis der LREE zu HREE einheitlichere Muster (konstante Abnahme der REE-Gehalte). Die Inselbogenmuster haben bei TAYLOR & MCLENNAN (1985) grundsätzlich niedrigere Seltenen-Erden-Gesamtgehalte als bei BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986). Da aber das La_N/Yb_N Verhältnis, das nach (MCLENNAN et al., 1990) für ozeanische magmatische Bögen bei 2,7 – 4,9 liegt, bei den Hochwipfel-Sandsteinen nie größer als 4,8 wird und im Durchschnitt 3,0 beträgt, liefern die chondritnormierten Seltenen-Erden-Muster von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) Ergebnisse, die mit diesen Werten besser übereinstimmen. Wenn man allerdings den Bereich des Back-Arcs von TAYLOR & MCLENNAN (1985) zum Inselbogenbereich hinzuzählt, dann ergeben sich wieder vergleichbare Ergebnisse. Um die Einflüsse der jeweiligen unterschiedlichen Liefergebiete näher zu diskriminieren, wurden in einem nächsten Schritt die Seltenen-Erden-Muster der analysierten Proben jeder Petrofaziesgruppen betrachtet (Abb. 8.18).

Petrofazies 1:

Vergleicht man die Seltenen-Erden-Muster der Proben von Petrofazies 1 mit den Mustern von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) so zeigen 2 Proben (P 23/1 und A20) Seltenen-Erden-Muster die für einen primitiven (ozeanischen) magmatischen Bogen sprechen und 2 Proben, die zwischen einem kontinentalen magmatischen Bogen und einem aktiven Kontinentalrand liegen (L6 und S3). Vergleicht man die Seltenen-Erden-Muster der Petrofazies 1 mit den Mustern der geotektonischen Konstellationen von TAYLOR & MCLENNAN (1985), so wird für P 23/1 das Liefergebiet eines primitiven magmatischen Bogens bestätigt, während für die Probe A20 die Muster eines Back-Arc-Bereichs zutreffen. Die Proben L6 und S3 zeigen auch hier in den LREE- Mustern die Signaturen eines aktiven Kontinentalrandes, während sie bei den HREE zwischen einem aktiven und passiven Kontinentalrand liegen (Abb. 8.18a+b).

Petrofazies 2:

Im Vergleich zu den Mustern von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) zeigen 2 Proben (P 14/2 und P22/1) Seltenen-Erden-Muster, die für eine primitiven (ozeanischen) magmatischen Bogen sprechen und eine Probe, die auf einen kontinentalen magmatischen Bogen als Liefergebiet deutet (P18/9) (Abb. 8.18c). Zusätzlich kann man hier, anhand der Seltenen-Erden-Muster der Probe P 23/8, noch einen sehr starken Einfluss eines passiven Kontinentalrandes nachweisen. Vergleicht man die Seltenen-Erden-Muster der Petrofazies 2 mit den Mustern der geotektonischen Konstellationen TAYLOR & MCLENNAN (1985), so wird für P 23/8 das Liefergebiet eines passiven Kontinentalrandes bestätigt. Für die Probe P22/1 und P 14/2 erkennt man bei den LREE- Mustern eine Übereinstimmung mit dem Back-Arc-Bereich, während bei den HREE eine Mischung zwischen Back-Arc-Bereich und aktivem Kontinentalrand zutreffender ist. Das Muster von P 18/9 zeigt bei den LREE eine Signatur eines aktiven Kontinentalrandes, während bei den HREE die Signatur eines passiven Kontinentalrandes auftritt (Abb. 8.18c+d).

Petrofazies 3:

3 Proben (P 33/1, P45/8 und P25/2) der Petrofazies 3 zeigen im Vergleich mit den REE-Mustern von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) Seltenen-Erden-Muster, die für einen primitiven magmatischen (ozeanischen) Bogen sprechen und eine Probe, die für einen kontinentalen magmatischen Bogen als Liefergebiet spricht (P17/1). Vergleicht man die

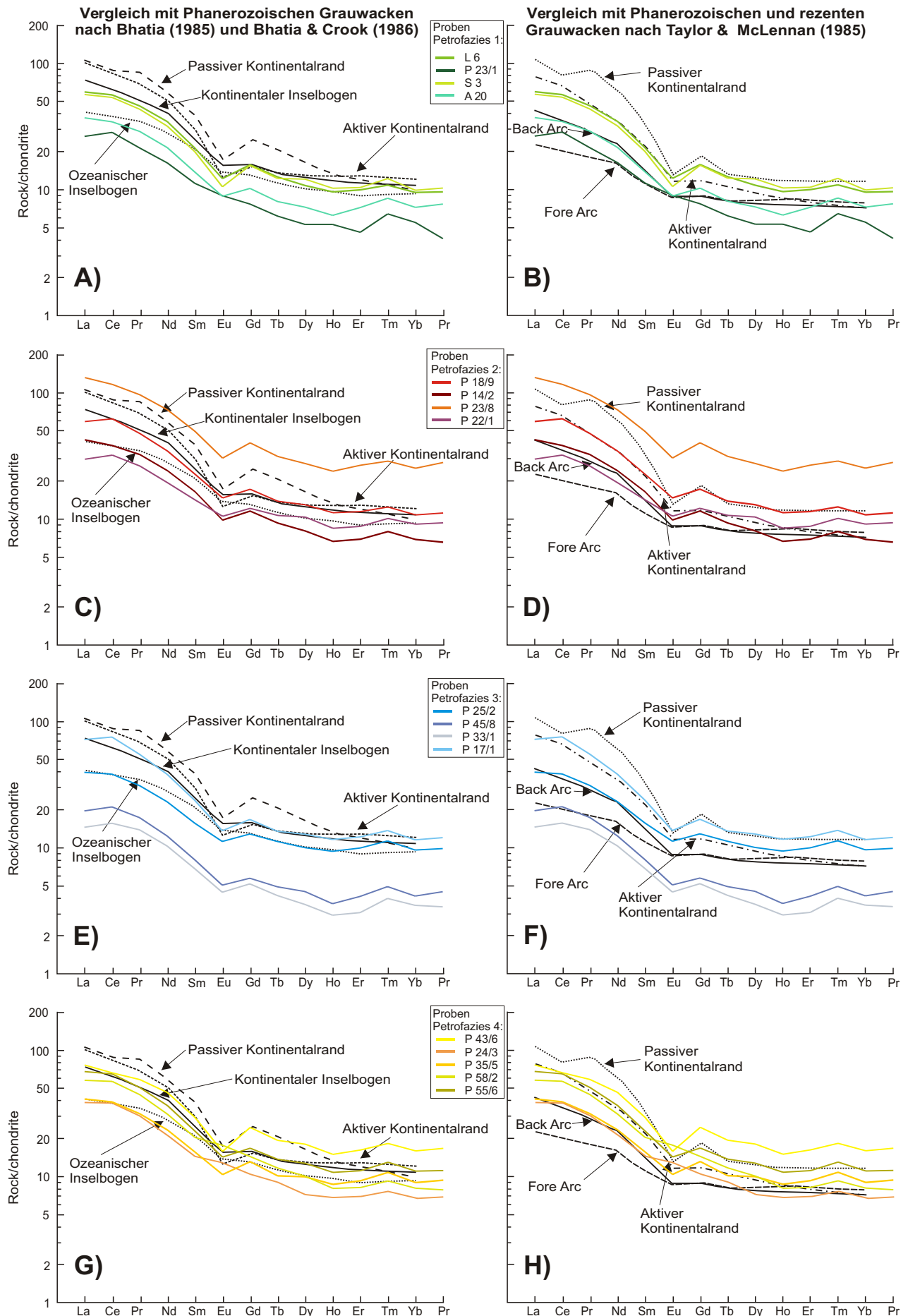


Abb. 8.18: REE-Verteilung chondritnormierter (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) Mittelwerte unterschiedlicher geotektonischer Positionen, im Vergleich mit den chondritnormierten Proben der Petrofaziesgruppen der Hochwipfel-Formation.

Seltenen-Erden-Muster der Petrofazies 3 mit den Mustern der geotektonischen Konstellationen von TAYLOR & MCLENNAN (1985), so wird für P 45/8 und P 33/1 das Liefergebiet eines primitiven magmatischen Bogens bestätigt, während für die Probe P 25/2 die LREE- Muster eines Back-Arc-Bereichs und die HREE- Muster eines aktiven Kontinentalrandes zutreffen. Die Probe P 17/1 zeigt dazu in den LREE-Mustern die Signaturen eines aktiven Kontinentalrandes, während sie bei den HREE einem passiven Kontinentalrand entsprechen (Abb. 8.18e+f).

Petrofazies 4:

Im Vergleich mit den Mustern von BHATIA (1985) und BHATIA & CROOK (1986) zeigen zwei Proben (P 35/5 und P58/2) Seltenen-Erden-Muster, die für eine Mischung aus primitivem (ozeanischen) und kontinentalem magmatischen Bogen sprechen, obwohl schon teilweise eine leichte negative Europium-Anomalie ausgebildet ist. Die Seltenen-Erden-Muster einer Probe (P 55/6) ähneln den Mustern eines kontinentalen magmatischen Bogens und eine Probe (P 43/6) spricht für eine Mischung aus aktivem Kontinentalrand und passivem Kontinentalrand. Vergleicht man die Seltenen-Erden-Muster der Petrofazies 4 mit den Mustern der geotektonischen Konstellationen von TAYLOR & MCLENNAN (1985), so wird für P 43/6 das Mischsystem aus aktivem und passivem Kontinentalrand bestätigt und für P 55/6 dieses Mischsystem angenommen. P 58/2 hält sich grob an die Muster des aktiven Kontinentalrandes und P35/5 zeigt eine Mischung der Back-Arc-Signatur mit den Mustern eines aktiven Kontinentalrandes (Abb. 8.19g+h).

Als Ergebnis dieser differenzierteren Untersuchung der Seltenen-Erden-Muster kann man erkennen, dass in Petrofazies 3 die Signaturen eines passiven Kontinentalrandes am geringsten und bei Petrofazies 2 am größten ist. Petrofazies 1 und 2 zeigen die deutlichsten Muster eines Back-Arc-Bereichs, während die Seltenen-Erden-Muster der Sandsteine von Petrofazies 3 am deutlichsten auf einen primitiven magmatischen Bogen als Liefergebiet deuten.

8.6 Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Die Proben der Hochwipfel-Sandsteine liegen bei den angewandten Provenanzdiagrammen der Gesamtgesteinschemie immer im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes. Aufgrund ihrer Haupt-, Spure-, und Seltenen-Erden-Elementverteilung können die Sandsteine der Hochwipfel-Formation einem Ablagerungsraum zugeordnet werden, der sein Material aus unterschiedlichen geotektonischen Konstellationen dieses tektonisch und magmatisch aktiven Bereichs an einem Kontinentalrand bezieht. In einigen Proben zeigt sich auch konstant der Einfluss eines mafischen Liefergebiets (vgl. Abb. 8.5, 8.6, 8.9). Es ergeben sich Hinweise auf magmatische Bögen, Kollisionsorogene, Strike Slip Zonen, passive Kontinentalränder oder Back-Arc-Bereiche als Liefergebiete.

Unterteilt man den Bereich des magmatischen Bogens noch in ozeanische und kontinentale magmatische Bögen, dann zeigt der überwiegende Teil der untersuchten Hochwipfel-Sandsteine die Provenanz eines kontinentalen magmatischen Bogens. In einigen Fällen ist aber auch der Einfluss eines primitiven magmatischen Bogens und eines aktiven und passiven Kontinentalrandes zu erkennen.

Der Versuch einer weiteren Differenzierung der geotektonischen Konstellationen kann nur unter Berücksichtigung der Seltenen-Erden erfolgen, da deren Auftreten nur wenig oder gar nicht von äußeren Einflüssen abhängig ist und somit direkt auf die Liefergebiete verweist. Allerdings zeigte es sich, dass die Diskriminantenfelder der verschiedenen geotektonischen Milieus des aktiven Kontinentalrandes sehr große Überlappungsbereiche besitzen und deshalb ihre Aussagen mit Vorsicht zu behandeln sind. Die Provenanzaussage für die Hochwipfel-Formation kann aber durch die Seltenen-Erden-Muster noch differenzierter betrachtet werden.

Demnach ist für die Provenanz der Hochwipfel-Formation eine Mischung aus verschiedenen Liefergebieten wahrscheinlich und man kann eine Änderung der Liefergebiete innerhalb der Hochwipfel-Formation vermuten. Im Liegenden der Hochwipfel-Formation (Petrofazies 1) erkennt man zum einen Signaturen eines primitiven und differenzierten magmatischen Bogens und eines Back-Arc-Bereichs, aber zum anderen auch Muster die mit einem aktiven

Kontinentalrand in Verbindung gebracht werden können. Im Hangenden der unteren Hochwipfel-Formation erkennt man dann zusätzlich deutliche Muster eines passiven Kontinentalrandes (Petrofazies 2), die auf verstärkten Sedimenteintrag aus solch einem Liefergebiet schließen lassen. Im weiteren Verlauf der Ablagerung zeigt sich im Liegenden der oberen Hochwipfel-Formation (Petrofazies 3) eine Zweiteilung der Seltenen-Erden-Muster in Proben mit sehr stark ausgeprägten Signaturen eines primitiven magmatischen Bogens sowie in Proben mit Signaturen eines differenzierten magmatischen Bogens und aktiven Kontinentalrandes. Die Sedimentation aus einem passiven Kontinentalrand nimmt ab oder ist nicht mehr vorhanden. Zum Hangenden der Hochwipfel-Formation (Petrofazies 4) wird der Eintrag aus dem magmatischen Bogen immer differenzierter und die Seltenen-Erden-Muster deuten auch wieder eher auf die Provenanz eines aktiven Kontinentalrandes hin. Für die Auernig-Formation ergibt sich in fast allen Diagrammen die Signatur eines passiven Kontinentalrandes.

Die Petrofazieseinteilung der Dünnschliffanalyse kann in den 2-Phasen Diagrammen und den Dreiecksdiagrammen nicht mehr nachvollzogen werden. Nur im $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ gegen $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – Diagramm von BHATIA & CROOK (1986) kann man in eine obere und untere Hochwipfel-Formation unterteilen (Abb. 8.6).

Augenscheinlich gibt es eine große Diskrepanz zwischen der Provenanzaussage der klassischen Diskriminantenfelder der Leichtmineralanalyse nach DICKINSON et al. (1983); DICKINSON (1985) und den relativ eindeutigen Aussagen der Geochemie. Solche Unstimmigkeiten werden auch von anderen Autoren beschrieben. FLOYD et al. (1991) und FLOYD et al. (1991B) führen die Abweichungen auf Mischungseffekte bei der Schüttung aus mehreren Liefergebieten, auf Aufarbeitung alter Krustenfragmente sowie Änderungen geotektonischer Konstellationen zurück. Eine weitere Fehlerquelle bildet aber vermutlich die Methodik der statistischen Bestimmung der detritischen Hauptmodalbestandteile. Vor allem zu Matrix umgewandelten basischen und andesitischen Vulkanitfragmente, aber auch die instabilen Plagioklase werden wahrscheinlich im Falle der Hochwipfel-Formation unterbewertet. Dies führt zu Interpretationsfehlern im Vergleich zur Gesamtgesteinsgeochemie, bei der die Signaturen der Matrix mit in die Analysen eingehen.

9 Interpretation

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der bisherigen Kapitel zusammengefasst, interpretiert und diskutiert. Dabei wird die Beckenentwicklung der Hochwipfel- und Auernig-Formation in den Ostkarawanken näher betrachtet und versucht, diese in Bezug zur geodynamischen Entwicklung zu setzen.

Entwicklung des Hochwipfel- und Auernig-Beckens der Ostkarawanken während des Karbons

Die einzelnen Entwicklungsphasen und Änderungen der Liefergebiete zeigen sich am besten an den unterschiedlichen Petrofaziestypen, die sich zudem stratigraphisch einordnen lassen. Die einzelne Petrofaziesgruppen der Auernig-Formation unterscheiden sich in den Ostkarawanken nicht so fundamental, wie die der Hochwipfel-Formation. Deshalb unterscheidet sich in diesem Kapitel nur in eine Beckenentwicklung der unteren und oberen Auernig-Formation. Eine Übersicht über die Provenanzindikatoren der einzelnen Petrofaziesgruppen gibt Tabelle 9.1..

Hochwipfel-Formation Petrofazies 1:

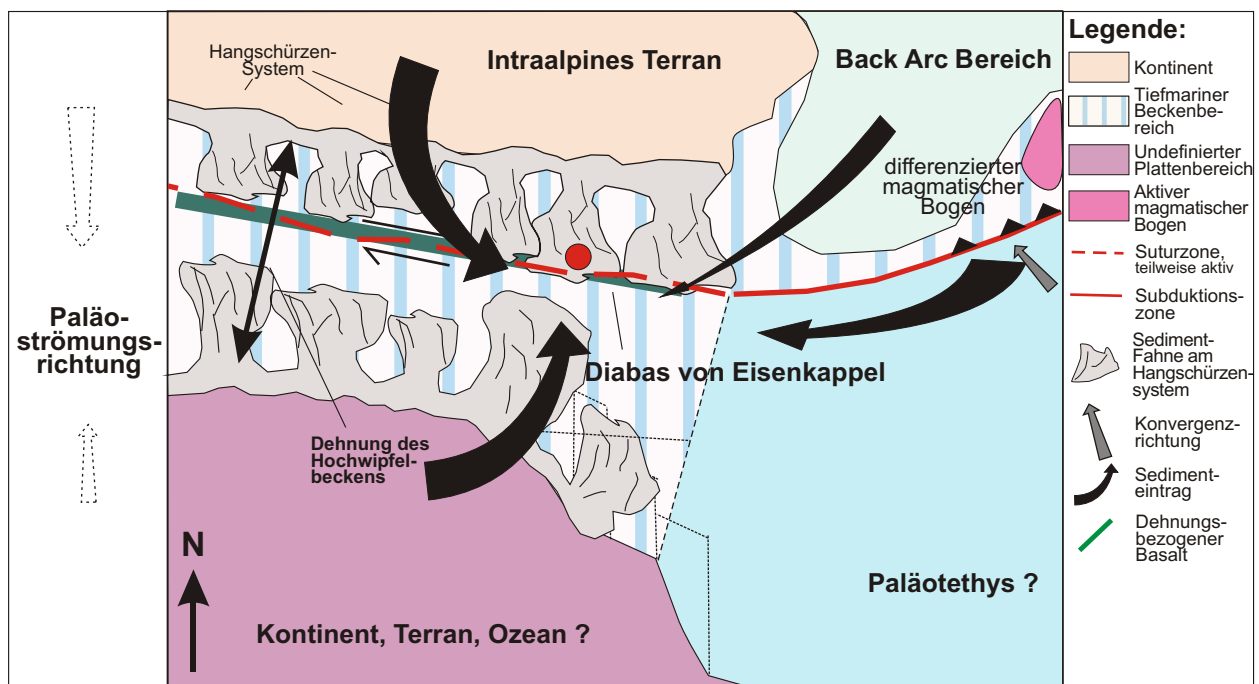


Abb. 9.1: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation der Petrofazies 1.

Petrofazies 1 stellt den untersten Teil der Hochwipfel-Formation dar und ist durch feinklastische Ablagerungen eines Hangschürzensystems gekennzeichnet. Zum Hangenden der Petrofazies 1 werden die Ablagerungen gröber und der Ablagerungsraum wandelte sich zu einem schlamm- und sandreichen Hangschürzensystem (Abb. 5.3 und Beilage 1).

Die Sublitharenite, Subarkosen und lithische Subarkosen der Petrofaziesgruppe zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Quarz (überwiegend Monoquarz) und einen niedrigen Anteil an magmatischen und sedimentären Lithoklasten aus. Die Dünnschliffanalyse weist auf einen gedehnten Kontinentalrand als Liefergebiet hin (vgl. Abb. 6.9-6.11). Das Logratio-Provenanzdiagramm für die Dünnschliffanalyse (vgl. Abb. 6.14) sowie für die Schwermineralanalyse (vgl. Abb. 6.26) bestätigen den Einfluss eines kontinentalen Liefergebiets für die Petrofazies 1.

Aus der Einzelmineralchemie konnten keine Indikatoren zur Liefergebietsdefinierung der Petrofazies 1 bestimmt werden.

Tab. 9.1 : Liefergebietsindikatoren für die verschiedenen Petrofaziesgruppen

Übersicht der Liefergebietsindikatoren nach verschiedenen Untersuchungsmethoden							
	Untere Hochwipfel-Formation		Obere Hochwipfel-Formation		Auernig-Formation		
Petrofazieszusammensetzung	Petrofazies 1: Sehr quarzreich, lithoklastenarm; Sublitharenite, Subarkosen und lithische Subarkosen	Petrofazies 2: Quarzreich, lithoklastenarm; Sublitharenite, Litharenite, feldspatreiche Litharenite und lithische Subarkosen	Petrofazies 3: Mittlerer Quarzanteil, hoher Lithoklastenanteil; Litharenite und feldspatreiche Litharenite	Petrofazies 4: Quarzarm, lithoklastenreich Litharenite	Petrofazies 1-3: 1) lithoklastenreiche Litharenite 2) lithoklastenarme Sublitharenite 3) lithoklastentreie Quarzarenite	Kollisionsorogen; innerer Kratonbereich, Faltenwürfel, Basement	
Provenanz der Dünn-schliff-analyse	Kontinentale Signatur	Magmaischer Bogen und Passiver Kontinentalrand	Erodierter und aktiver magmaischer Bogen + Passiver Kontinentalrand	Erodierter magmaischer Bogen	Ungelagerte, aufgearbeitete Sedimente (evtl. Inselbogenbereich)	Mehrfach umgelagerte Sedimente	
Schwer-mineral-analyse	Logratio-Diagramme	Kontinentale Signatur	Magmaischer Bogen und Passiver Kontinentalrand	Erodierter und normaler magmaischer Bogen + Passiver Kontinentalrand	Erodierter magmaischer Bogen		
Einzel-mineral-chemie	Chromspinell	Entwickelter magmaischer Bogen	Primitiver magmaischer Bogen, Back Arc	Entwickelter magmaischer Bogen			
	Amphibol	Entwickelter magmaischer Bogen	Passiver Kontinentalrand oder Back Arc	Entwickelter magmaischer Bogen	Entwickelter magmaischer Bogen		
	Granat	Granatglimmerschiefer	Hochmetamorph, oder ultrabasisch	Granatglimmerschiefer			
	Turnmalin	niedermetamorph			niedermetamorph		
Geo-chemische Gesamt-gesteins-analyse	Zusammen-setzung	Entwickelter und primitiver magmaischer Bogen, Back-Arc					Passiver Kontinentalrand
	Hauptelemente	Aktiver Kontinentalrand; entwickelter und primitiver magmaischer Bogen					Passiver Kontinentalrand
	Nebenelemente	Aktiver Kontinentalrand; entwickelter und primitiver magmaischer Bogen, Back-Arc					Passiver Kontinentalrand
	Multielement-darstellung	Entwickelter magmaischer Bogen, Back-Arc	Back-Arc; entwickelter magmaischer Bogen + Einfluss von passivem Kontinentalrand	Back-Arc; entwickelter magmaischer Bogen, Verstärkt mafische Einflüsse (Cr, Ni, V)	Back-Arc; entwickelter magmaischer Bogen, Verstärkt mafische Einflüsse (Cr, Ni, V)	Passiver Kontinentalrand	
	Seltene Erden Muster	Aktiver Kontinentalrand; entwickelter und primitiver magmaischer Bogen, Back-Arc	Aktiver Kontinentalrand; primitiver magmaischer Bogen, Back-Arc, Einfluss von passivem Kontinentalrand	Primitiver magmaischer Bogen, Back-Arc	Aktiver Kontinentalrand; entwickelter magmaischer Bogen, passiver Kontinentalrand	Passiver Kontinentalrand	

Die Gesamtgesteinschemie zeigt in den Sandsteinen der Petrofazies 1 Einflüsse von mafischen und intermediären Komponenten eines magmatischen Bogens (vgl. Abb. 8.11). Nach der Hauptelement-Geochemie werden die Sandsteine der untersten Hochwipfel-Formation von einem primitiven (ozeanisch) und differenzierten (kontinentalen) magmatischen Bogen sowie von einem aktiven Kontinentalrand (vgl. Abb. 8.4-8.7) mit Detritus versorgt. Nur in Abb. 8.6 können die einzelnen, geochemisch untersuchten Sandsteine in eine obere und untere Hochwipfel-Formation unterteilen werden. Petrofazies 1 weist hier Proben im Feld des aktiven und passiven Kontinentalrandes auf. Die Betrachtung der immobilere Spurenelemente bestätigen den Einfluss eines differenzierten, magmatischen Bogens und eines aktiven Kontinentalrandes. Die Muster der Multielementdarstellung der Petrofazies 1 zeigen am ehesten eine Übereinstimmung mit einer Mischung aus einem aktiven Kontinentalrand und einem differenzierten magmatischen Bogen mit Einflüssen eines passiven Kontinentalrandes (vgl. Abb. 8.15). Dieses Ergebnis wird bestätigt, wenn man die Seltenen-Erden-Muster betrachtet (vgl. Abb. 8.17-8.18). Der Bereich der Provenanzindikatoren reicht hier von einem primitiven und differenzierten magmatischen Bogen über einen Back-Arc-Bereich bis hin zu einem aktiven Kontinentalrand mit kontinentalem Einfluss.

Petrofazies 1, im Liegenden der unteren Hochwipfel-Formation, wurde im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes abgelagert (Abb. 9.1). Die deutliche Signatur eines Kontinents, eines aktiven Kontinentalrandes und untergeordnet einer primitiven und hochdifferenzierte Inselbogenquelle lässt den Schluss zu, dass der Ablagerungsraum in einer geotektonischen Situation lag, der eine Verbindung zu einem passiven Kontinentalrand, zu einem aktiven Kontinentalrand und teilweise zu einem magmatischen Bogen hatte (Abb. 9.1). Das Hochwipfel-Becken befand sich noch in der Öffnung und die Sedimentation lief gleichmäßig an einem Hangschürzensystem ab. Der aktive Kontinentalrand stellte eventuell die Fortsetzung einer Subduktionszone im Osten dar, die im westlichen Bereich in Seitenverschiebungen überging (vgl. Golf von Kalifornien). Eine Subduktionszone weiter im Osten würde auch den Detritus eines magmatischen Bogens erklären, der bis in das Ablagerungsbecken der Hochwipfel-Formation gelangte. Der ganze Ablagerungsraum lag entweder am Rande der Paläotethys oder in einem Bereich der Paläotethys. Hier könnte die seitenverschiebende Komponente der Subduktion so stark angestiegen sein, dass ein Übergang zu einem zeitweise aktiven Seitenverschiebungssystem auftrat. Während dem aktiven Zeitraum wurden die Abfolgen langsam gröberklastischer und das Ablagerungssystem veränderte sich zu einem sand- und schlammreichen Hangschürzensystem. Durch die Dehnung des Beckens und den auftretenden Seitenverschiebungen ergaben sich strukturelle Brüche, die das Eindringen von basischen Intrusionskörpern (Diabas von Eisenkappel) möglich machten. Ob es sich dabei um einen Intraplatten Basalt, anfänglichen MORB, oder Back-Arc-Beckenbasalt handelte lässt sich nicht genau feststellen.

Hochwipfel-Formation Petrofazies 2:

Sedimente des Petrofaziestyps 2 treten im höheren Teil der unteren Hochwipfel-Formation auf. Sie sind durch gröberklastische Ablagerungen eines Hangschürzensystem und einer sandigen Rampe gekennzeichnet. Zum Hangenden der Petrofazies 2 werden die Ablagerungen gröber und der Ablagerungsraum wandelt sich von einem schlamm- und sandreichen Hangschürzensystem zu einer sandigen Rampe (Abb. 5.3 und Beilage 1).

Die Petrofaziesgruppe zeichnet sich durch einen mittleren Anteil an Quarz (überwiegend Monoquarz) und einen mäßigen Anteil an metamorphen, vulkanischen und sedimentären Lithoklasten aus. Bei den Sandsteinen handelt es sich überwiegend um Sublitharenite, Litharenite, feldspatreiche Litharenite und lithische Subarkosen. Die Provenanz der Dünnschliffanalyse weist auf ein gemischtes Liefergebiet hin, das ungefähr in gleichen Teilen Material aus einem Kollisionsorogen, einem aktiven Kontinentalrand und einem magmatischen Bogen schüttete (vgl. Abb. 6.9-6.11). Das Logratio-Provenanzdiagramm für die Dünnschliffanalyse (vgl. Abb. 6.14) sowie für die Schwermineralanalyse (vgl. Abb. 6.26) bestätigen den Einfluss von mehreren Liefergebieten. In Petrofazies 2 findet man Signaturen eines magmatischen Bogens, und eines aufgearbeiteten Kollisionsorogens (passiver Kontinentalrand). Das plötzliche und sehr starke Auftreten von Granat im gröberklastischen Hangenden der Petrofazies, stellt eine Änderung des Liefergebietes dar (vgl. Abb. 6.21). Eine Möglichkeit

für diese Liefergebietsänderung könnte meiner Meinung nach eine Exhumierung eines kontinentalen Hinterlandes und eine Abtragung tiefer liegender Basementstockwerke sein.

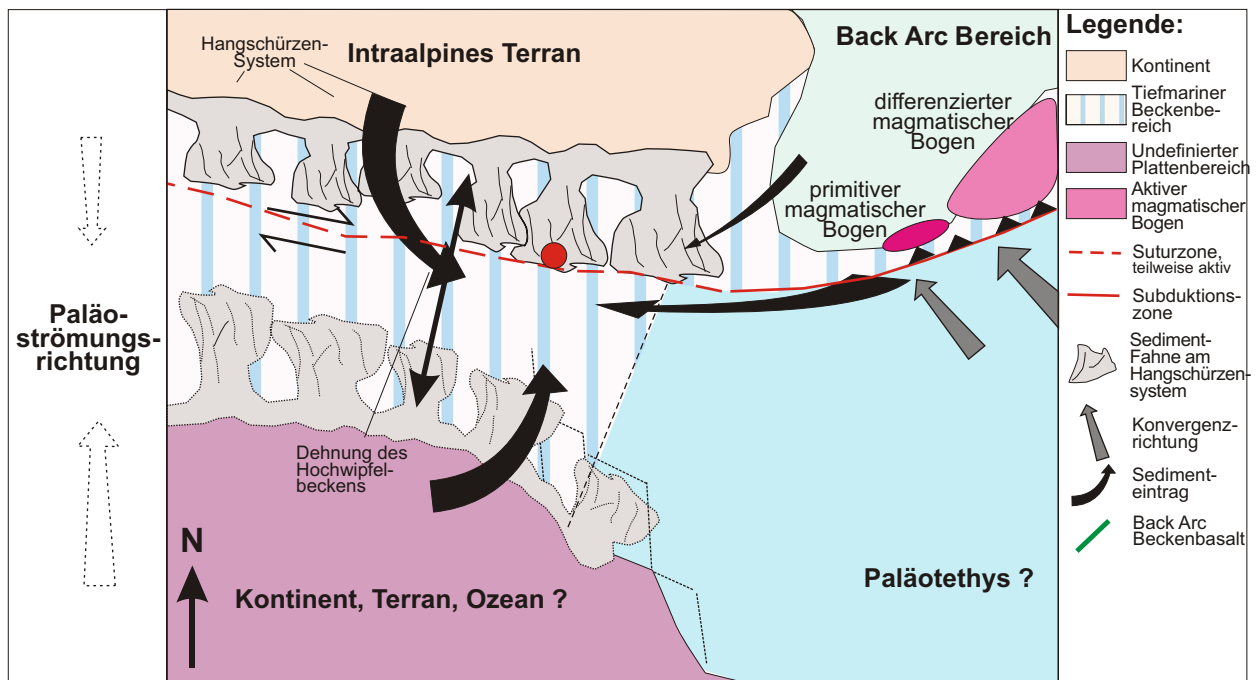


Abb. 9.2: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation des unteren Teils der Petrofazies 2

Die untersuchten Chromspinelle der Mineralchemie zeigen keine eindeutige Differenzierung in ein Provenanzfeld. Sie streuen sehr weit in den Diagrammen, aber man kann, bei einigen Chromspinellen, einen Inselbogencharakter vermuten (vgl. Abb. 6.34). Die untersuchten Amphibole der Petrofazies 2 weisen auf die Entstehung in Inselbogenbasalten und Tholeiiten oder in Ozeanbodenbasalten hin (vgl. Abb. 6.36). Die Chemie der Granate lässt auf zwei Liefergebiete schließen (vgl. 6.38). Zum einen auf Granatglimmerschiefer einer kontinentalen Provenanz, zum anderen entweder auf die Provenanz eines Ozeanbodens sowie Back-Arc Bodenbasalts oder ein hochmetamorphes Ausgangsgestein. Die Analyse der Turmaline bestätigt das Vorhandensein eines niedermetamorphen und/oder metasedimentären Liefergebietes mit Quarz-Turmalin-Gesteinen (vgl. Abb. 6.40).

Nach der Hauptelement-Geochemie werden die Sandsteine der Petrofazies 2 wieder von einem magmatischen Bogen und Back-Arc-Bereich, primitiven (ozeanisch) und differenzierten (kontinentalen) magmatischen Bögen sowie von aktiven Kontinentalrändern (vgl. Abb. 8.4-8.7) mit Detritus versorgt. Nur in Abb. 8.6 zeigen sich die gleichen Provenanzsignaturen eines aktiven und passiven Kontinentalrandes wie bei Petrofazies 1. Die Betrachtung der immobilere Spurenelemente bestätigen diese Ergebnisse der Hauptelementchemie, jedoch wird der Einfluss eines primitiven und differenzierten magmatischen Bogens stärker bewertet. Die Muster der Multielementdarstellung der Petrofazies 2 zeigen am ehesten eine Übereinstimmung mit einer Mischung aus einem differenzierten und primitiven magmatischen Bogen (vgl. Abb. 8.15). Teilweise zeigen sich aber auch die Einflüsse eines passiven Kontinentalrandes. Dies wird bestätigt, wenn man die Seltenen-Erden-Muster betrachtet (vgl. Abb. 8.17-8.18). Überwiegend treten in den Sandsteinen Signaturen von einem primitiven magmatischen Bogen oder einem Back-Arc-Bereich auf. Es treten aber auch Einflüsse aus einem differenzierten magmatischen Bogen und aktiven sowie passiven Kontinentalrändern in den Sandsteinen der Petrofazies 2 auf.

Der liegende Teil der Petrofazies 2 wurde weiter im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes abgelagert (Abb. 9.2). Es war weiterhin eine deutliche Signatur eines kontinentalen Einflusses vorhanden. Petrofazies 2 wurde aber immer mehr von nieder- und hochdifferenzierten Inselbogenkomponenten geprägt. Alle Anzeichen (Dehnungsstrukturen; Slumps) sprechen dafür, dass sich das Becken weiter öffnete und vertiefte. Die Sedimentation erfolgte gleichmäßig an einem schlamm- bis sandreichen Hangschürzensystem, dass sich während

tektonisch aktiver Phasen kurzzeitig zu einem sandigen Hangschürzensystem änderte. Die geotektonische Situation von Petrofazies 1 bestand weiter, nur scheint der Einfluss der Subduktionszone und des magmatischen Bogens im Osten größer geworden zu sein (Abb. 9.2).

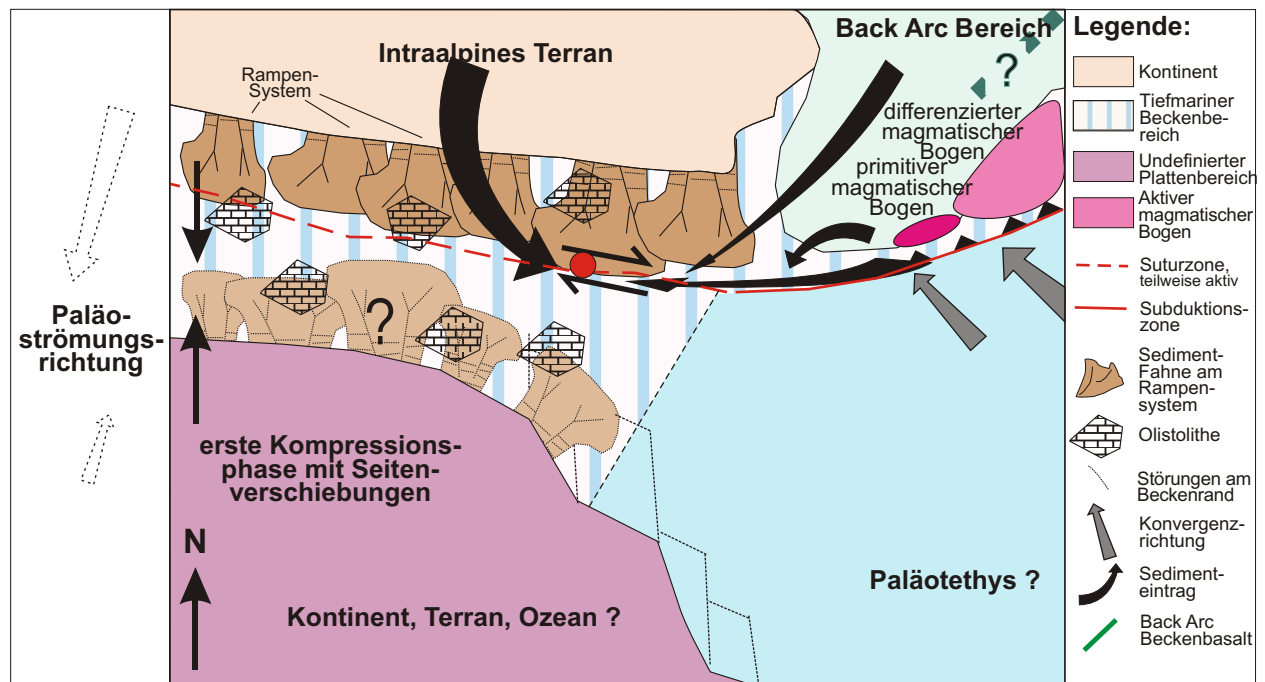


Abb. 9.3: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation des oberen Teils der Petrofazies 2

Eine starke Hebung des kontinentalen Liefergebiets im Übergang zu Petrofazies 3 führte zu einer gröberklastischen Schüttung im Hangenden der Petrofazies 2. Das anfängliche schlamm- bis sandreiche Hangschürzensystem wird von einer sandigen Rampe abgelöst (Abb. 9.3). Dies kann man eventuell auf das Auftreten eines ersten Kompressionsereignisses beziehen, welches vermutlich weiterhin von Seitenverschiebungen begleitet wurde und die geotektonische Situation stark veränderte. Infolgedessen kann man das Auftreten von ersten Kalk-Olistolithen, die von dem nahen Kontinentalrand herabgeglitten waren (vgl. KULLMANN & LOESCHKE, 1996), erklären. Das starke Auftreten von Granat im Hangenden der Petrofazies 2 bestätigt diese Änderung in den Liefergebieten. Der Einfluss des magmatischen Bogens ging scheinbar zurück, was aber wahrscheinlich an dem starken Sedimenteintrag aus einem kontinentalen Gebiet lag. Zudem traten die ersten Schwerminerale (Chromspinnelle) aus einer ultrabasischen Provinz auf, die man mit einem magmatischen Bogen oder Back-Arc-Bereich in Verbindung bringen kann. Ich vermute, dass sich im Bereich des östlichen magmatischen Bogens eine Back-Arc Situation ausbildete, aus der Material in das Hochwipfel-Becken gelangen konnte. Andererseits bestand auch die Möglichkeit eines Eintrags aus dem teilweise exponierten Diabas von Eisenkappel. Beweise für den anhaltenden Eintrag aus einem magmatischen Bogen im Osten sind auch die vermehrt auftretenden basischen bis andesitischen Vulkanoklastika in den Sedimenten.

Hochwipfel-Formation Petrofazies 3:

Sedimente des Petrofaziestyps 3 treten im unteren Teil der oberen Hochwipfel-Formation auf. Die Abfolgen sind im Liegenden dieses Profilabschnittes durch die Sedimentation an einer sandigen Rampe gekennzeichnet, während zum Hangenden hin die Ablagerungen zuerst in ein schlamm- und sandreiches und später in ein schlammreiches Hangschürzensystem übergehen (Abb. 5.3 und Beilage 1).

Die Petrofaziesgruppe zeichnet sich durch einen mittleren Anteil an Quarz (überwiegend Polyquarz) und einen hohen Anteil an metamorphen, vulkanischen und sedimentären Lithoklasten aus.

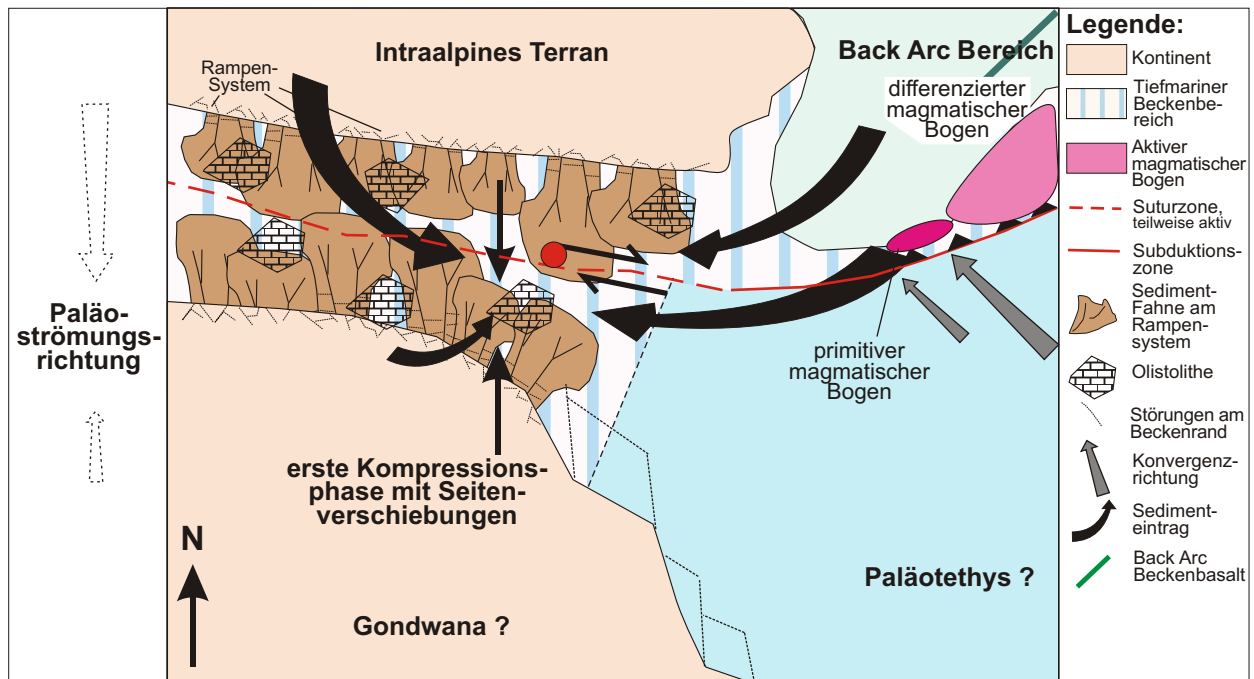


Abb. 9.4: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation des unteren Teils der Petrofazies 3

Bei den Sandsteinen handelt es sich überwiegend um Litharenite und feldspatreiche Litharenite. Die Provenanz der Dünnschliffanalyse weist auf einen Mischbereich zwischen einem aufgearbeiteten Kollisionsorogen, einem aktiven Kontinentalrand im Übergangsbereich zu Subduktionszonen und einem magmatischen Bogen als Liefergebiete hin (vgl. Abb. 6.9-6.11). Die Logratio-Provenanzdiagramme für die Dünnschliffanalyse (vgl. Abb. 6.14) sowie für die Schwermineralanalyse (vgl. Abb. 6.26) bestätigen auch für Petrofazies 3 den Einfluss von mehreren Liefergebieten. Aus der Zusammensetzung der Sandsteine gehen in diesen Diagrammen Signaturen eines magmatischen Bogens, eines erodierten magmatischen Bogens und eines aufgearbeiteten Kollisionsorogens (passiver Kontinentalrand) hervor.

Aus den untersuchten Chromspinellen können überwiegend ultrabasische Ausgangsgesteine abgeleitet werden, die durch seltene Inselbogenbasalte (Boninite) oder Back-Arc-Becken- und Intraplattenbasalte gekennzeichnet sind (vgl. Abb. 6.34).

Die untersuchten Amphibole der Petrofazies 3 weisen auf die Bildung in mittel bis stark metamorph veränderten, basischen Intraplattenbasalten und Tholeiiten oder in Ozeanbodenbasalten hin (vgl. Abb. 6.36). Die Chemie der Granate lässt wie bei Petrofazies 2 auf ein nieder- bis mittelmetamorphes und ein ultrabasisches oder hochmetamorphes Liefergebiet schließen (vgl. 6.38). Die Analyse der Turmaline weist ebenfalls auf das Vorhandensein eines Liefergebietes mit niedermetamorphen Gesteinen hin (vgl. Abb. 6.40).

Petrofazies 3 zeigt in allen Diagrammen der Haupt- und Spurenelemente den größten Spielraum innerhalb der Chemie. Bei Betrachtung der immobilen Elemente La und Th (Abb. 8.13) kann man als Liefergebiet der Sandsteine von Petrofazies 3 zum einen primitiven (ozeanischen) magmatischen Bogen und zum anderen einen passiven Kontinentalrand ableiten. Diese Zweiteilung, die sich vor allem im sehr deutlichen Auftreten eines primitiven magmatischen Bogens äußert, kann auch in anderen Diagrammen (Abb. 8.6) erkannt werden. Diese verschiedene Liefergebiete (Abb. 8.5, 8.7, 8.10) kann man zudem stratigraphisch zuordnen (Liegend= kontinentale Signaturen; Hangend= Signaturen eines magmatischer Bogen). Nach der Hauptelement-Geochemie werden die Sandsteine der Petrofazies 3 von einem primitiven (ozeanisch) und differenzierten (kontinentalen) magmatischen Bogen sowie von einem aktiven Kontinentalrand (vgl. Abb. 8.4-8.7) mit Detritus versorgt. Die Betrachtung der immobilere Spurenelemente bestätigen den Einfluss eines primitiven bis differenzierten, magmatischen Bogens und eines aktiven Kontinentalrandes.

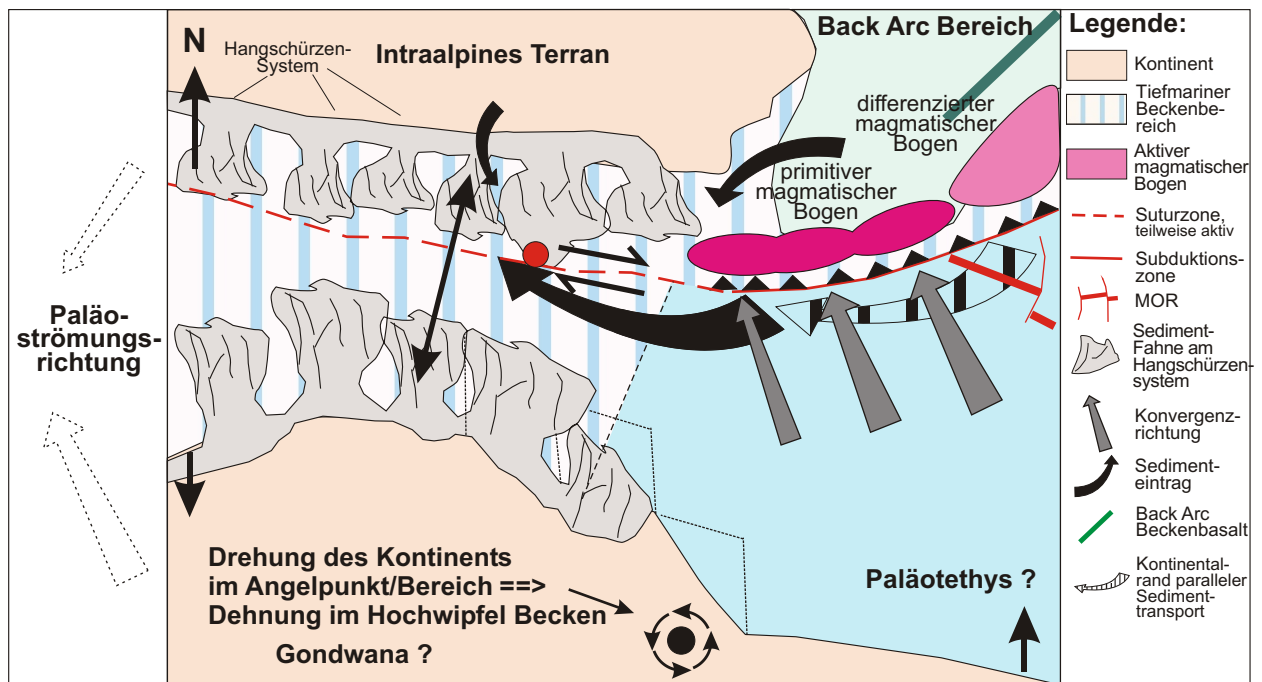


Abb. 9.5: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation im oberen Teil von Petrofazies 3

Die Muster der Multielementdarstellung von Petrofazies 3 zeigen am ehesten eine Übereinstimmung mit einem primitiven magmatischen Bogen und teilweise mit einem aktiven Kontinentalrand der geringe Einflüsse eines passiven Kontinentalrandes aufweist (vgl. Abb. 8.15). Der hohe Gehalt an V, Cr und Ni zeigt zudem eine Übereinstimmung mit Intraplattensignaturen. Die Seltene-Erden-Muster bestätigen dieses Ergebnis (vgl. Abb. 8.17-8.18). Der Bereich der Provenanzindikatoren reicht hier von einem aktiven Kontinentalrand mit kontinentalem Einfluss im Liegenden bis hin zu einem primitiven und differenzierten magmatischen Bogen im Hangenden.

Petrofazies 3, im unteren Bereich der oberen Hochwipfel-Formation, zeigt im unteren Teil weiterhin eine Signatur eines kontinentalen Einflusses, der zum Hangenden hin aber geringer wird. Hier wurden die Sedimente deutlicher von gering differenzierten, magmatischen Komponenten beherrscht, die meiner Meinung nach auf eine Herkunft aus einem erodierten, basischen und ultrabasischen Bereich (evtl. Diabas von Eisenkappel) oder einem primitiven Inselbogen stammten. Die gröberklastische Schüttungen einer sandigen Rampe, im Liegenden der Petrofazies 3, am Übergang zu Petrofazies 2, gingen sehr schnell wieder in eine sand- und schlammreiche Sedimentation eines Hangschürzensystems über. Das Liegende der Petrofazies 3 vermittelt in seiner tektonischen Situation zwischen einem kompressiven System mit grobklastischen Schüttungen am Übergang von Petrofazies 2 zu 3 und einer erneuten Dehnungsphase (Slumpstrukturen) mit feinklastischen Abfolgen im Hangenden der Petrofazies 3. Die Kompressionskomponente die den Ablagerungsraum im Hangenden von Petrofazies 2 beeinflusste wurde schwächer und das Rampensystem mit seinen verstellten Beckenrändern wurde in der folgenden Sedimentation eingeebnet. Darauf hin konnte sich wieder ein Hangschürzensystem am Slope entwickeln. Die Petrographie zeigt, dass Petrofazies 3 von einem Mischsystem aus magmatischem Bogen und erodiertem magmatischem Bogen geprägt worden ist, in dem nur noch im Liegenden starke Einflüsse eines passiven Kontinentalrandes wirksam wurden. In dem Maße, wie die Schüttung des gröberen Materials nachließ, ging auch der Einfluss eines Kontinents verloren. Demgegenüber nahm der Einfluss eines primitiven magmatischen Bogens zum Hangenden stark zu und dominierte. Im Liegenden der Petrofazies 3, in der noch das kompressive System vorherrschte, konvergierten meiner Meinung nach im Bereich des Ablagerungsraumes zwei Krustenbereiche. Zum einen könnte dies das Intraalpine Terran gewesen sein und zum anderen Gondwana oder ein abgespaltenes Terransegment von Gondwana. Im oberen Bereich von Petrofazies 3, etablierte sich dann meiner Meinung nach

wieder ein sich vertiefender und öffnender Ablagerungsraum. Dies wurde durch eine Rotation um einen Angelpunkt an den Plattengrenzen hervorgerufen (Abb. 9.5). Diese Rotation könnte auch für die verstärkte Konvergenz am eurasischen Rand verantwortlich gewesen sein, in deren Folge sich der Subduktionswinkel und die Subduktionsrate veränderte. So entstehen im Hangenden der Petrofazies 3 verstärkt primitive magmatische Bögen am eurasischen Rand, die allerdings nur kurzzeitig aktiv waren, da die Paläotethys in diesem Bereich schnell geschlossen und die Subduktion eventuell vom ankommenden mittelozeanischen Rücken der Paläotethys beeinflusst wurde.

Hochwipfel-Formation Petrofazies 4:

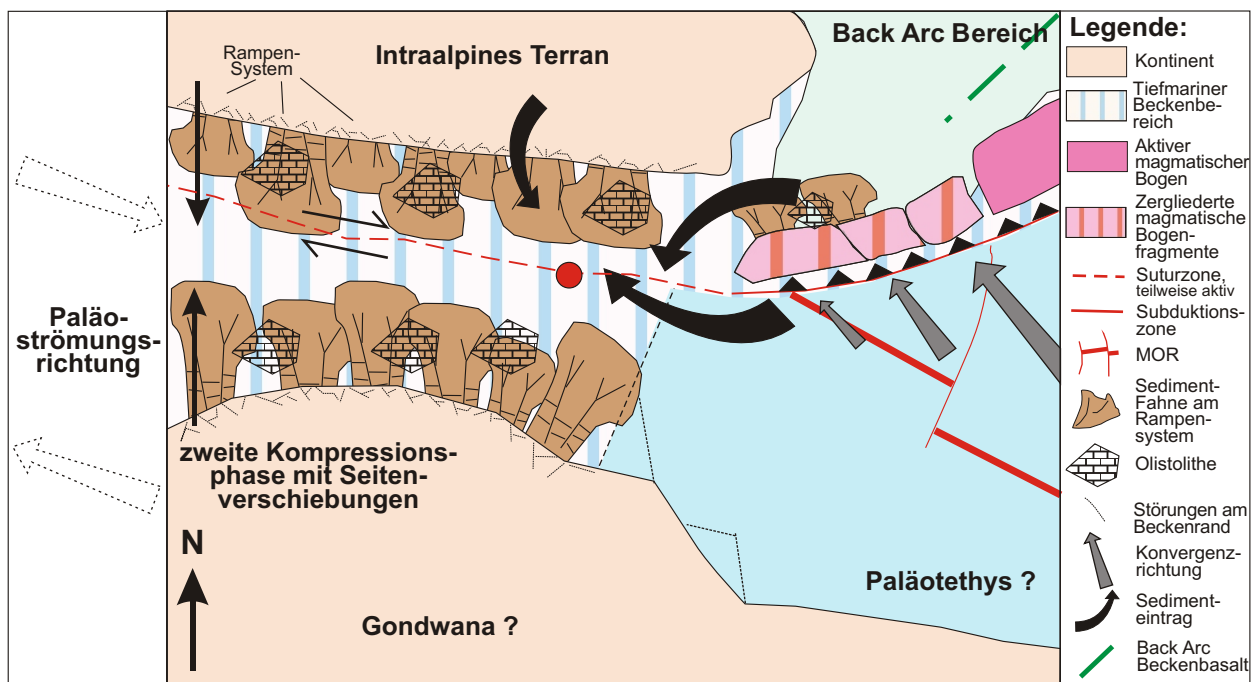


Abb. 9.6: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation des unteren Teils der Petrofazies 4

Petrofazies 4 stellt den obersten Teil der Hochwipfel-Formation dar und ist durch gröberklastische Ablagerungen gekennzeichnet. In diesem Profilbereich ist die Hochwipfel-Formation im Liegenden und im Hangenden durch Sedimentation an einer sandigen Rampe gekennzeichnet, während im mittleren Teil die Ablagerungen in ein schlamm- und sandreiches Hangschürzensystem übergehen (Abb. 5.3 und Beilage 1). Der Ablagerungsraum wurde also zweimal von Hebungsphasen oder der Ausbildung von „fault escarpes“ beeinflusst, in denen grobes Material geliefert wird. Die Sedimentquelle ist ein relativ enger Schelf vor einem schnell abgetragenen Bereich. In diesem störungsbezogenen System können die Ablagerungen einen linearen Gürtel aus teilweise zusammengewachsenen Rampensystemen bilden (READING et al., 1994 ;READING, 1996).

Die Litharenite dieser Petrofaziesgruppe zeichnen sich durch einen geringen Anteil an Quarz und einen sehr hohem Anteil an metamorphen, sedimentären und vulkanischen Lithoklasten aus. Die Provenanz der Dünnschliffanalyse weist auf Liefergebiete aus einem magmatischen Bogen und einem aktivem Kontinentalrand im Übergangsbereich zu Subduktionszonen oder einem Back-Arc-Bereich hin (vgl. Abb. 6.9-6.11). Die Logratio-Provenanzdiagramme für die Dünnschliffanalyse (vgl. Abb. 6.14) sowie für die Schwermineralanalyse (vgl. Abb. 6.26) ergeben für Petrofazies 4 ein erodierten magmatischen Bogen als Liefergebiet. Die Auswirkungen der grobklastischen Schüttung (Hebung) auf den Schwermineralgehalt des Ablagerungsraumes ist bei Petrofazies 4 relativ gering. Einzig das Auftreten von Chromspinell und Hornblende nimmt wieder zu. Dies korreliert mit dem Rückgang des ZTR-Anteils am Schwermineralbestand. Granat, der im Übergang von Petrofazies 2 und 3 stark auftritt, kommt in Petrofazies 4 nicht mehr in erwähnenswerter Menge vor (vgl. Abb. 6.21). Das bedeutet, dass

der Einfluss eines kontinentalen Bereichs, der in den unteren Petrofaziesgruppen für das Auftreten des Granats mitverantwortlich war, nicht mehr oder nur untergeordnet vorhanden ist. Bei den untersuchten Chromspinellen kann man basische und ultrabasische Ausgangsgesteine diskriminieren, die mit der Herkunft aus Inselbogen- und mittelozeanischen Rückenbasalten oder Back-Arc-Becken- und Intraplattenbasalten in Verbindung gebracht werden können (vgl. Abb. 6.33-6.34). Die untersuchten Amphibole der Petrofazies 4 weisen auf die Bildung in leicht-metamorph veränderten Inselbogenbasalten, Tholeiiten oder Ozeanbodenbasalten hin (vgl. Abb. 6.36). Die Granate, die im Liegenden der Petrofazies 4 auftreten, haben sehr hohe Pyropwerte die außer für Hochdruckmetamorphite auch für einer ultrabasischen Provinz sprechen können. Die Granate aus dem Hangenden entsprechen eher den Granaten aus Granat-Glimmer-schiefern und sind mit einem nieder- bis mittelmetamorphen Liefergebiet assoziiert. Die Analyse der Turmaline bestätigt das Vorhandensein eines niedermetamorphen, metasedimentären Liefergebietes mit Quarz-Turmalin Gesteinen (vgl. Abb. 6.40).

Nach der Hauptelement-Geochemie werden die Sandsteine der untersten Hochwipfel-Formation von einem differenzierten (kontinentalen) magmatischen Bogen, einem Back-Arc-Bereich sowie von einem aktiven Kontinentalrand (vgl. Abb. 8.4-8.7) mit Detritus versorgt. Nur in Abb. 8.6 können die einzelnen, geochemisch untersuchten Sandsteine in eine obere und untere Hochwipfel-Formation unterteilen werden. Petrofazies 4 weist hier Proben im Feld eines primitiven und differenzierten magmatischen Bogens auf. Die Betrachtung der immobilere Spurenelemente bestätigen den Einfluss eines differenzierten, magmatischen Bogens und eines aktiven Kontinentalrandes. Die Muster der Multielementdarstellung der Petrofazies 4 zeigen am ehesten eine Übereinstimmung mit einem differenzierten beziehungsweise primitiven magmatischen Bogen und einem aktivem Kontinentalrand. Der hohe Gehalt an V, Cr und Ni, zeigt auch hier eine Übereinstimmung mit Intraplattensignaturen (Back-Arc)(vgl. Abb. 8.15). Die Seltenen-Erden-Muster bestätigen die Ergebnisse der Hauptelemente (vgl. Abb. 8.17-8.18). Diese Muster zeigen einerseits, ein Liefergebiet mit starken Provenanzsignaturen eines aktiven Kontinentalrandes und eines untergeordneten passiven Kontinentalrandes, sowie andererseits Muster, die mit einem primitiven und differenzierten magmatischen Bogen übereinstimmen.

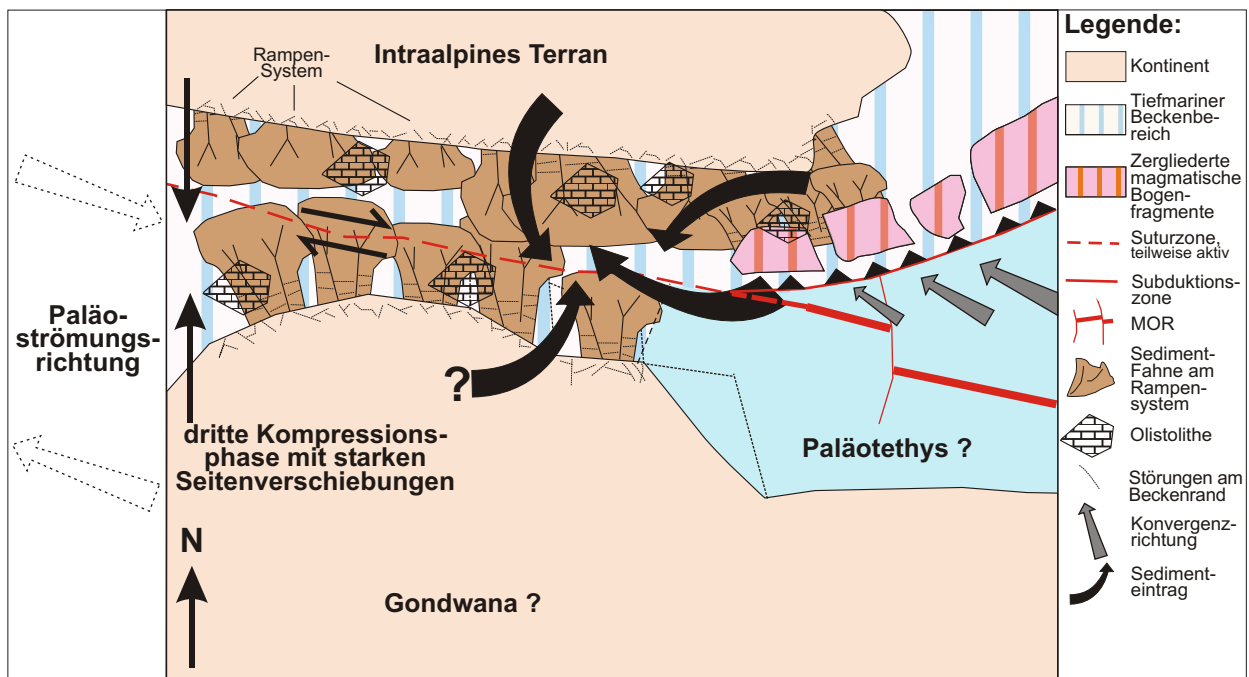


Abb. 9.7: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation während der Sedimentation des oberen Teils der Petrofazies 4

Petrofazies 4, in der oberen Hochwipfel-Formation, wurde im unteren und oberen Bereich wieder von einem kompressiven System beherrscht, welches grobklastische Schüttungen an einem Rampensystem hervorrief und wieder Olistolithe von Beckenrand ins Innere abgleiten ließ (Abb. 9.6+9.7). Dazwischen entspannte sich das System und es konnten wieder

feinklastischere Abfolgen an einem Hangschürzensystem abgelagert werden. Petrofazies 4, zeigt eine sehr einheitliche Provenanz und wurde scheinbar aus einem Liefergebiet geschüttet. Das Hangende der oberen Hochwipfel-Formation (Petrofazies 4) zeigt vermehrt Einflüsse aus einem erodierten magmatischen Bogen (viele leichtmetamorphe, sedimentäre und vulkanische Lithoklasten). Die geochemische Signaturen weisen auf einen aktiven Kontinentalrand und ein kontinentalen magmatischen Bogen hin. Der magmatische Bogen war also nicht mehr oder nur noch untergeordnet aktiv und wurde zergliedert (vgl. DICKINSON, 1985: „dissected arc“). Dabei stieg das Maß der Zergliederung zum Hangenden der Petrofazies 4 an. Die Petrofazies wurde jetzt, deutlich von erodiertem, basischem und ultrabasischem Material (Vulkanoklasten, Chromspinelle, magmatische Hornblenden) beherrscht. Der starke Eintrag aus einem erodierten magmatischen Bogen überprägte wahrscheinlich den Eintrag vom Kontinent. Die vorhandenen Olistolithe zeugen von einem Eintrag aus dem Kontinentbereich und man kann vermuten, dass auch die Petrofazies 4 der Hochwipfel-Formation aus mehreren Liefergebieten geschüttet wurde (Abb. 9.7).

Im Liegenden der Petrofazies 4 wurde die geodynamische Situation meiner Meinung nach durch die Subduktion des mittelozeanischen Rückens der Paläotethys und daraus resultierenden Seitenverschiebungen geprägt, welche die Hebung und Zergliederung der Liefergebiete verursachte. Eine tektonische ruhige Phase machte es möglich, dass sich wieder eine feinerklastischere Sedimentation entwickeln konnte. Im Hangenden der Petrofazies 4 haben sich dann die Kontinentalränder von Gondwana und Eurasien soweit angenähert, dass sich das Hochwipfel-Becken weiter schloss. Die Seitenverschiebungen waren weiterhin aktiv und kompensierten die schräge Konvergenz zwischen Gondwana und Eurasien.

Auernig-Formation

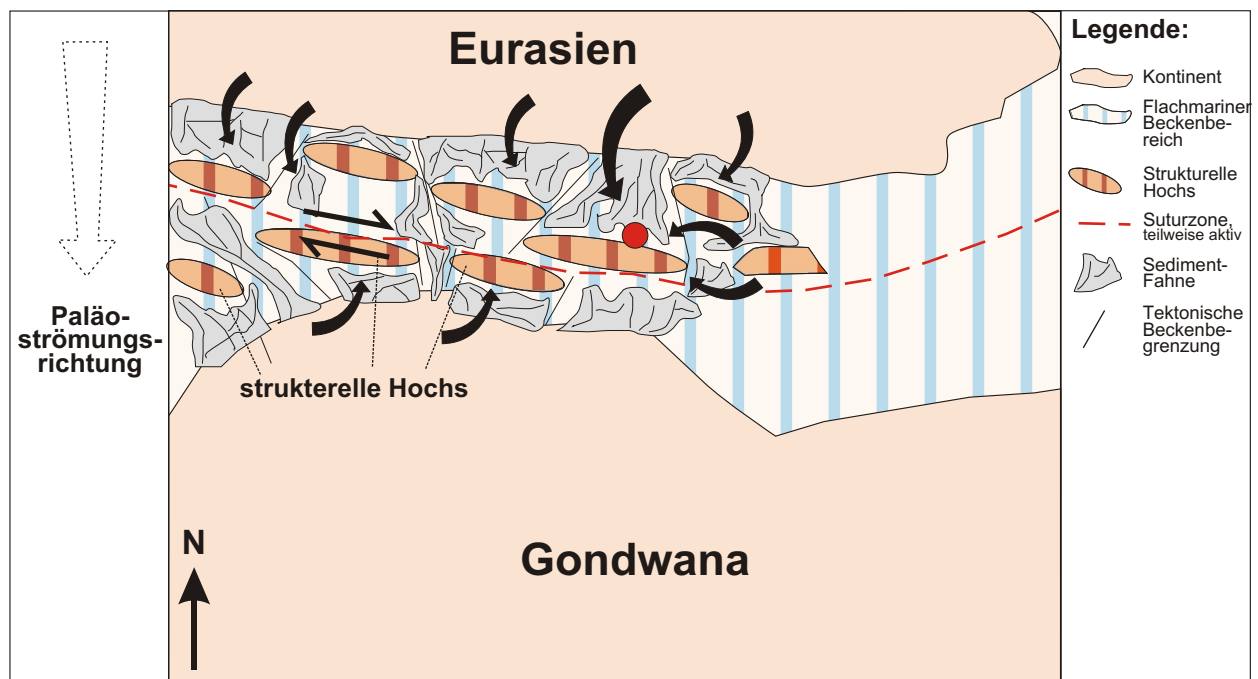


Abb. 9.8: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der unteren Auernig-Formation

Für den Ablagerungsraum der Auernig-Formation gehe ich, wie KRÄINER (1992) für die Karnischen Alpen, von küstennahen, marinen Ablagerungen aus. Diese werden im Strandbereich und oberen bis unteren Vorstrand sowie im Übergang zum offenen Schelf, sedimentiert. Dabei ist der liegende Teil der Auernig-Formation in den Ostkarawanken von feinklastischen Sedimenten gekennzeichnet. Erst zum Hangenden hin entwickelt sich die, vergleichbar zur Auernig-Formation der Karnischen Alpen kennzeichnende, zyklische Sedimentation von Konglomerat-, Sandstein-, Tonstein- und Karbonatabfolgen.

Bei den Sandsteinen handelt es sich im Liegenden überwiegend um Litharenite, während zum Hangenden hin Sublitharenite und, im obersten Teil der Auernig-Formation, Quarzarenite

auftreten. Die Petrofazies im Liegenden zeichnet sich durch ein mäßigen Anteil an Quarz und einen hohen Anteil an metamorphen, sedimentären und magmatischen Lithoklasten aus. Zum Hangenden hin nimmt der Quarzgehalt der Petrofaziesgruppen sehr stark zu und der Lithoklastengehalt geht fast auf Null zurück. Im Liegenden können regional auch eine große Menge an devonischen (?), teilweise ungerundeten Karbonatklasten, als Komponenten auftreten. Für die Provenanz ergibt sich sowohl bei der Dünnschliffanalyse als auch bei der Schwermineralanalyse ein passiver Kontinentalrand, der im Liegenden durch einen Faltungs- und Überschiebungsgürtel und im Hangenden durch einen tief erodierten Kraton geprägt wurde und auf mehrfach umgelagerte Sedimente hinweist (vgl. Abb. 6.15-6.16). Das Liefergebiet setzt sich aus niedermetamorphen Gesteinen zusammen die, nach dem Diagramm von BASU (1975) und TORTOSA (1991) (Abb. 6.18), vor allem Schiefer und niedergradige Gneise darstellen.

Die untersuchten Amphibole der Auernig-Formation weisen auf die Bildung in mittelgradig metamorphen Inselbogenbasalten hin. Die Analyse der Turmaline bestätigt das Vorhandensein eines niedermetamorphen, metasedimentären Liefergebietes mit Quarz-Turmalin Gesteinen. Nach der Petrographie und Mineralchemie nehme ich an, dass die Auernig-Formation die hangende Fortsetzung der oberen Hochwipfel-Formation darstellt. Die Mineralchemie der Hornblenden und Turmaline weist auf ähnliche Liefergebiete hin.

Nach der geochemischen Zusammensetzung der untersuchten Sedimente der Auernig-Formation zeigt sich in allen Diagrammen der Haupt- und Spurenelemente, der Multielement- und Seltenen-Erden-Muster die Provenanz eines Passiven Kontinentalrandes mit leicht erhöhten Scandium-Werten, die für Einflüsse aus einem ehemaligen Inselbogenbereich sprechen.

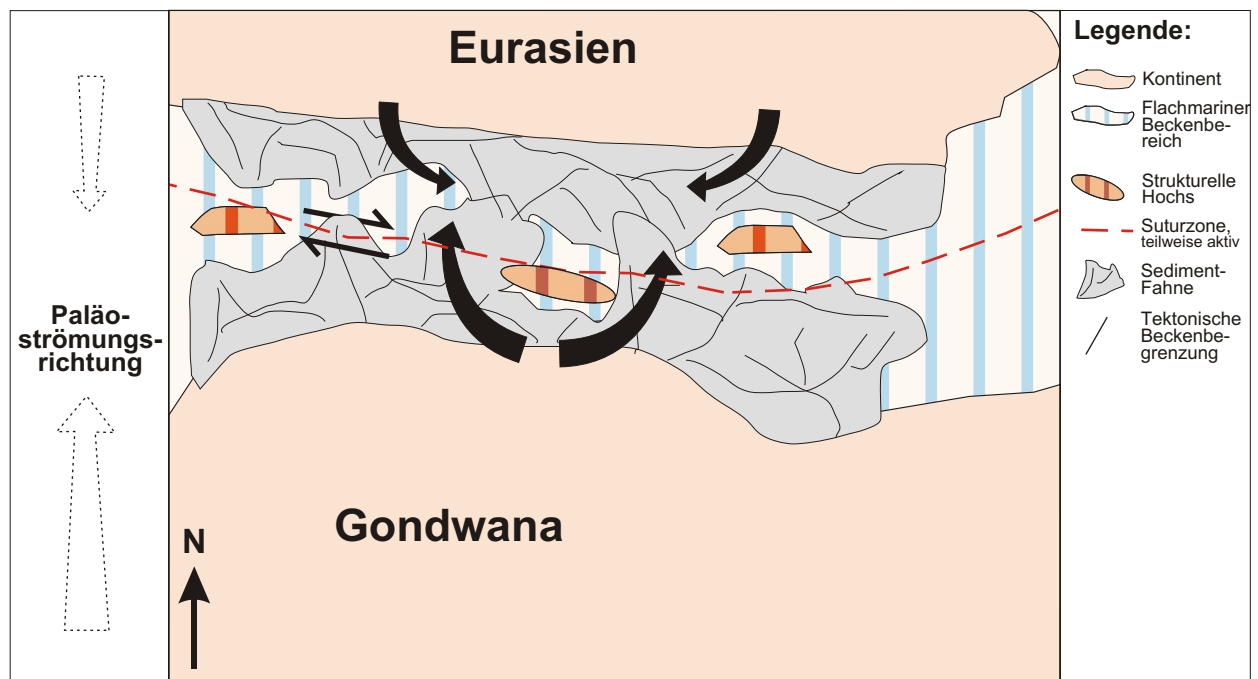


Abb. 9.9: Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes der oberen Auernig-Formation

Die Auernig-Formation zeigt eine gänzlich andere Entwicklung des Ablagerungsraumes als die Hochwipfel-Formation. Allgemein wird von einer Diskordanz zwischen der Hochwipfel- und der Auernig-Formation ausgegangen (KRAINER, 1992). Es ist fraglich, ob diese Diskordanz einen zeitlichen Hiatus darstellt. Meiner Meinung nach sprechen die lithoklastenreiche Ablagerungen im untersten Teil der Auernig-Formation (vgl. Abb. 6.15, oliv), sowie die Schwermineralvergesellschaftung von Zirkon, Turmalin und grüner Hornblende in diesem Bereich für eine Sedimentation, die der obersten Hochwipfel-Formation ähnlich ist. Erst danach änderte sich die Sedimentation der Auernig-Formation zu typischen quarzreichen, lithoklastenarmen Ablagerungen. Sicherlich trat im Wechsel der Hochwipfel-Formation zur Auernig-Formation eine Diskordanz auf, die auch nachträglich als Gleithorizont bei tektonischen Bewegungen genutzt wurde, jedoch schätze ich den Hiatus zwischen den beiden Formationen

aufgrund der Petrographie als geringer ein, als das bisher in der Literatur berichtet wurde. Ich bin der Meinung dass die Hochwipfel-Formation mehr oder weniger gleichmäßig in die Auernig-Formation übergeht und die Restbecken der variszischen Orogenese verfüllt. Allerdings kann ich diesen Übergang nicht durch Aufschlüsse belegen. Strukturelle Hochs zwischen den Restbecken verhinderte zu Beginn der Auernig Sedimentation (Liegenden) eine einheitliche Sedimentation der Auernig-Formation und ist auch für die polymikte Zusammensetzung der Konglomerate in der Petrofaziesgruppe 1 (oliv) verantwortlich (Abb. 9.10). Erst, nachdem diese Restbecken verfüllt waren und sich eine gleichmäßige, großräumige Sedimentation ausgebildet hatte, etablierte sich ein Ablagerungsraum, der zu einer vergleichbaren Sedimentation wie in den Karnischen Alpen führte (Abb. 9.11). Ab diesem Zeitpunkt war auch eine Verbindung zum ehemaligen Gondwana-Kontinent gegeben, von dem die Quarzgerölle der konglomeratischen Abfolgen der oberen Auernig-Formation stammen (KRAINER, 1992).

10 Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dieser Arbeit mit den bestehenden Modellen verglichen und die angewandte Methodik diskutiert.

Bisherige geodynamische Modelle

Bisher werden in der Literatur vier geodynamische Modelle für den variszischen Raum der Alpen diskutiert (vgl. Kap. 3.2). In drei Modellen wird speziell auf den Ablagerungsraum der Karawanken und Karnischen Alpen eingegangen.

Das Modell nach Krainer (1992):

Das für die Karnische Alpen gültige und auf die Karawanken übertragene Modell nach KRAINER (1992) geht von der Entstehung des karbonen Ablagerungsraumes in Folge von großräumigen Strike-Slip-Bewegungen mit einer extensiven (Hochwipfel-Formation) und kompressiven (Auernig-Formation) Phase aus (Abb. 10.1). Ein ozeanischer Krustenbereich zwischen Laurussia und Gondwana wird im Devon/Karbon durch eine Transform-Rifting Phase mit dextralen Strike-Slip Bewegungen in Mikroplatten und schmale ozeanische Bereiche zerlegt KRAINER (1992). Die Strike Slip- Bewegungen haben sowohl extensive wie auch kompressive Tektonik zur Folge.

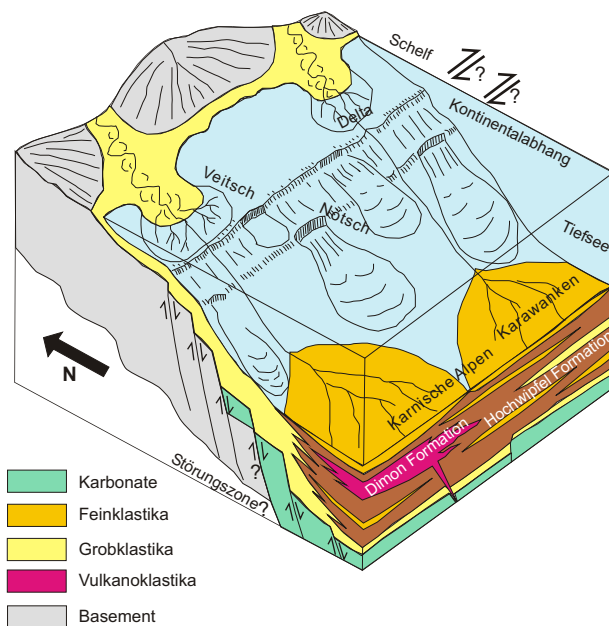


Abb. 10.1: Schematische Blockdiagramm mit Ablagerungsbereichen für die Karnischen Alpen und Karawanken während der variszischen Orogenese. Nach KRAINER (1992).

Das Modell nach KULLMANN & LOESCHKE (1994):

Demgegenüber stellen KULLMANN & LOESCHKE (1994) ein Modell für die Entwicklung der paläozoischen Karawanken vor, das ebenso wie das von LÄUFER et al. (1993) postulierte Modell für die Karnische Alpen, von einer Bildung der Hochwipfel-Formation in einem Fore-Arc-Becken ausgeht (Abb. 10.2). Bis in das Tournai/Visé liegt ihrer Meinung nach die Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes vor, in dem Intraplattenvulkanismus auftritt. Der Diabaszug von Eisenkappel wurde demnach als Folge von Rift-Ereignissen gebildet und beinhaltet unter anderem Pillowlaven und Diabase typischer Intraplattenalkali-Basalte (KULLMANN & LOESCHKE, 1994; LOESCHKE, 1970; LOESCHKE & ROLSER, 1971) (Abb. 10.2A). An der Wende vom Unter- zum Oberkarbon ändert sich die Situation in den Karawanken von einer Rift- zu einer Konvergenzsituation (KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Es entwickelt sich ein aktiver Kontinentalrand mit einer Subduktionszone und einem Fore-Arc-Becken im ehemaligen Gebiet des passiven Kontinentalrandes (Abb. 10.2B). In dieses Becken wird die Hochwipfel-Formation abgelagert. Teile des älteren Seeberger Paläozoikums werden durch die Kompression als Akkretionskeil zusammengeschoben (KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Anschließend gleiten Teile dieses Akkretionskeils zusammen mit den Karbonaten (Devonkalke) gravitativ wieder in

das Fore-Arc-Becken hinein. Die Aschentuffe innerhalb der Hochwipfel-Formation werden als vulkanische Ablagerungen oder Aufarbeitungsprodukte einer Vulkankette eines aktiven Kontinentalrandes interpretiert KULLMANN & LOESCHKE (1994). Auf die weitere Entwicklung des Ablagerungsraum für die Auernig-Formation wird nicht näher eingegangen, aber die Autoren vermuten die Ausbildung eines Randmeeres im rückwärtigen Teil des variszischen Orogens.

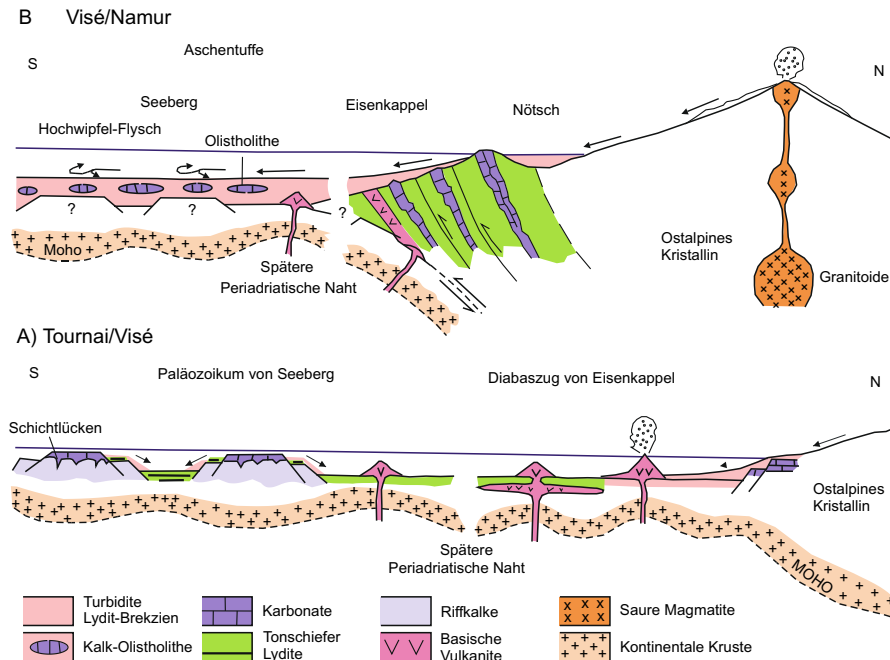


Abb. 10.2: Geodynamisches Modell der variszischen Orogenese für den Bereich der Karawanken. Nach KULLMANN & LOESCHKE (1994).

Modell nach HUBICH (2000):

HUBICH (2000) modifizierte das geodynamische Modell der Karawanken von KULLMANN et al. (1994) für die Karnische Alpen und geht von einer Bildung des Hochwipfel-Beckens in einem Dehnungsbereich zwischen dem Ostalpinen Kristallinkomplex und Gondwana im Süden aus. Dies bildete sich im späten Unterdevon unter einem kompressiven Regime im Anschluss an ein Fore-Arc-Becken aus, als der Kontinent Gondwana sich stark an den eurasischen Kontinent angenähert hatte (Abb. 10.3A). Im Norden findet vom Unter/Mitteldevon bis in das Oberdevon/Unterkarbon die Ausbildung eines aktiven Kontinentalrandes mit einer Subduktion des Plankogel-Ozeans statt, der die zeitliche Fortsetzung der Paläotethys darstellt (HUBICH, 2000). Nach HUBICH (2000) erfolgte gleichzeitig im Süden eine Krustendehnung. Im Oberdevon bis Unterkarbon etabliert sich dann mit fortschreitender Krustendehnung ein reifer passiver Kontinentalrand (HUBICH, 2000). Dies äußert sich auch in Form eines Intraplattenvulkanismus (Dimon-Serie, Raabtal-Diabas, Diabase der Karawanken) (Abb. 10.3B). Nach HUBICH (2000) kam es in den Karnischen Alpen mit dem Beginn der variszischen Kollision im Unterkarbon zu einem von Nord nach Süd voranschreitenden, südvergenten Falten- und Überschiebungsgürtel, in dessen südlicher Vortiefe zunächst der „Cellon Kellerwand Flysch“ und später nach Heraushebung dieser Einheiten der „Hochwipfel Flysch“ sedimentiert wurde. Der Kontinentalrand wurde in diesem Zeitraum wieder aktiv und es brachen einzelne Schollen von dessen Rand ab, die in den Hochwipfel-Flyschtrog einglitten (HUBICH, 2000) (vgl. Olistholithe) (Abb. 10.3C). Die Aschenlagen in dieser „Hochwipfel-Decke“ stammten seiner Meinung nach von dem Intraplatten-Vulkanismus der Dimon-Serie und einem im Hinterland aktiven kalkalkalinen Vulkanismus, dessen Detritus bis in den Bereich der Flysch-Becken transportiert wurde. Bei anhaltender Kompression und Einengung des Hochwipfel-Flyschbeckens im Westfal, wurde dieses in die variszische Deformation mit einbezogen und vom westlichen Bereich der Karnischen Alpen in südlicher Richtung überschoben (HUBICH, 2000). Nach der abgeschlossenen Kollision zwischen Gondwana und Laurussia, blieb nach HUBICH (2000) ein von Osten in den südalpinen Raum hineingreifender Golf übrig, in dem marine Sedimente des Oberkarbon bis Perm (Auernig-Gruppe) abgelagert wurden.

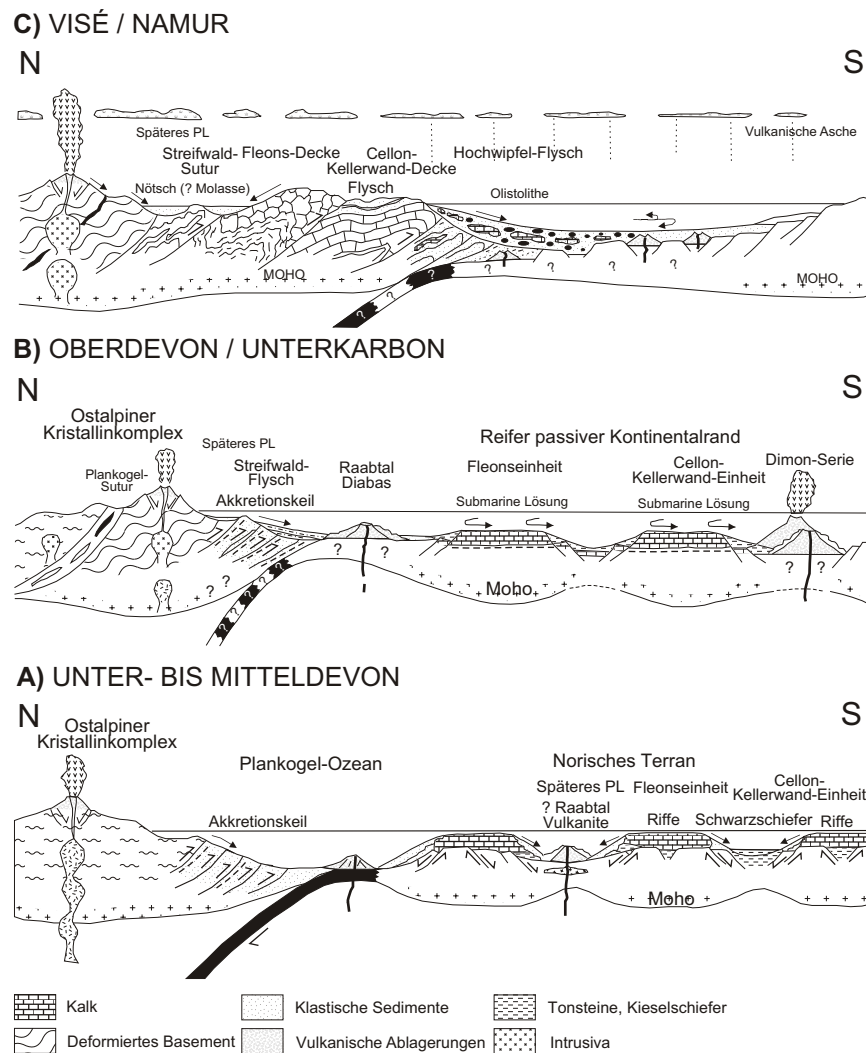


Abb. 10.3: Geodynamisches Modell der variszischen Orogenese für den Bereich der Karnischen Alpen. A) Unter-Oberdevon; B) Oberdevon bis Unterkarbon; C) Visé/Namur. Nach HUBICH (2000).

Diskussion der bisherigen geodynamischen Modelle

Für die Diskussion der geodynamischen Modelle sind mehrere Faktoren ausschlaggebend:

- Wird der karbone Ablagerungsraum und seine Sedimentation von einem magmatischen Bogen beeinflusst oder lassen sich die magmatischen Komponenten von einem Intraplatten-Vulkanismus herleiten ?
- Welche Bedeutung hat der Diabas von Eisenkappel ?
- Welche tektonischen und paläogeographischen Hinweise gibt es für den variszischen Ablagerungsraum?
- Welche Provenanzindikatoren zeigen die Sedimente der Hochwipfel-Formation und welche Hinweise kann man für die geodynamische Stellung der Herkunftsgebiete ableiten ?

Für Hinweise auf den Einfluss eines magmatischen Bogens bezüglich der Sedimentation der Hochwipfel-Formation gibt es verschiedene Indikatoren. Die Einschaltungen von Tuffen mit andesitischem Chemismus (LÄUFER et al., 1993, KULLMANN & LOESCHKE, 1994) sprechen für das Vorhandensein eines mehr oder weniger differenzierten magmatischen Bogens im Bereich eines Liefergebietes. Das Auftreten von basischen und andesitischen vulkanoklastischen Komponenten innerhalb der Hochwipfel-Formation (TESSENSOHN, 1968; KRAWINKEL et al., SUBMITTED) weisen ebenfalls auf Einflüsse eines magmatischen Bogens hin. HINDERER (1992) untersuchte Gänge und Aschelagen der Hochwipfel-Formation in den Karnischen Alpen und

konnte sie als Inselbogen-Granite klassifizieren. KÖPPEL et al. (1993) führt den auftretenden, weitverbreiteten, variszischen, kalkalkalinen Magmatismus zu Beginn des oberen Karbons auf die Ausbildung von andinen magmatischen Bögen zurück. Auch nach BONIN et al. (1993) weist die geodynamische Signatur des oberkarbonen, kalkalkalinen Magmatismus überall in den Südalpen auf eine Kordillere-Situation über einer Subduktionszone hin (vgl. Anden, Südamerika). Es gibt also viele Hinweise, die auf das Vorhandensein eines magmatischen Bogens schließen lassen. Damit ist das Modell von KRÄINER (1992) eher fraglich, da er für die vulkanoklastischen Ablagerungen innerhalb der Hochwipfel-Formation von einem Intraplatten oder an Strike Slipstörungen gebundenen Vulkanismus ausgeht. Beim Modell von HUBICH (2000) ist fraglich, ob diese teilweise sehr klaren Indizien für einen magmatischen Bogen von einem frühen Intraplatten-Vulkanismus der Dimon-Serie und einem vermuteten kalkalkalinen Vulkanismus im eurasischen Hinterland stammt, da für dessen paläogeographische Lage keine Anzeichen im weiteren Umfeld paläozoischer Ablagerungen zu finden ist.

Für die chemische Klassifizierung des Diabases von Eisenkappel ergibt sich nach LOESCHKE (1970) ein Alkalibasalt, den er auf Intraplatten-Vulkanismus zurückführt. Nach den geochemischen Daten meiner Untersuchungen kann der Diabas von Eisenkappel, anhand seiner Signaturen bei der Multielementdarstellung, allerdings auch als Back-Arc-Becken Basalt klassifiziert werden (Abb. 10.4). Die Verbreitung des Intrusivkörpers lässt aber nicht den Schluss auf ein groß angelegtes Back-Arc-Spreading zu, sondern deutet eher auf eine Intrusion in einem geschwächten, krustalen Bereich hin. Dies widerspricht somit auch nicht der Interpretation als Intraplattenbasalt. Ähnliche plattetektonischen Situation findet man nach STAMPFLI (1996), am Randes des austroalpinen Basements (VISONÀ, 1992), wo sich während der variszischen Orogenese im rückwärtigen Bereich von aktiven Kontinentalrändern Gabbros und Amphibolite bildeten, welche geochemische Hinweise auf ein Back-Arc geben.

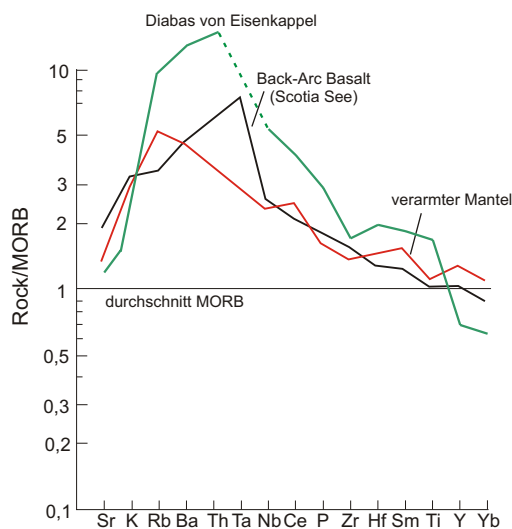


Abb. 10.4: MORB-normiertes Spurenelement-Vergleichsdiagramm von Back-Arc-Basalten der östlichen "Scotia See" (SAUNDERS, 1979) und Daten einer verarmte MORB-Zusammensetzung des Südatlantik (HUMPHREYS et al., 1991).

Die Ablagerungen der Hochwipfel-Formation sind eng mit dem Diabas von Eisenkappel verbunden und LOESCHKE (1970) vermutet für die unterlagernden Sedimente des Diabas eine Hochwipfel ähnliche Sedimentation oder die ersten Sedimente der Hochwipfel-Formation. Die nachfolgenden Ablagerungen der Hochwipfel-Formation folgen dann direkt auf dem Diabaszug ohne dass sich Anzeichen für eine starke Nord-Südbewegung des Diabasuges in Relation zu den Ablagerungen der Hochwipfel-Formation ergeben. Deshalb vermute ich, dass der Diabas von Eisenkappel und die Hochwipfel-Formation im selben Ablagerungsraum eindrang.

Tektonisch und paläogeographisch gibt es weitere Hinweise, welche für die vorgeschlagenen geodynamischen Modelle berücksichtigt werden müssen. In den liegenden Abfolgen der Hochwipfel-Formation sind zuerst Slumpstrukturen und anschließend Knickfaltungen zu erkennen, die für eine anhaltende Extension des Ablagerungsraumes sprechen (mündliche Mitteilung Justus Krawinkel, 1999, vgl. STEUDLE, 2000). Dies widerspricht der Theorie, dass der Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation in einem subduktionsbezogenen Milieu lag, wo ein kompressives System vorherrscht (vgl. Fore Arc, KULLMAN & LOESCHKE 1994). Erst später

(spätes Westfal) kommt es nach STEUDLE (2000) zur Faltung infolge einer schräggerichteten Konvergenz während der Kollision und Schließung des Beckens.

Nach Stampfli 1996 sprechen die Plattenkonstellationen während des Karbons für eine schiefen Subduktion der Paläotethys. Dies kann an paläogeographischen Rekonstruktionen (z.B. ARTHAUD & MATTE, 1977; SCOTese & MCKERROW, 1990; STAMPFLI, 1996; DIENER et al., in Vorbereitung) nachvollzogen werden und führt auch zu groß angelegten Seitenverschiebungszonen im Bereich des aktiven Kontinentalrandes (ARTHAUD & MATTE, 1977; BADHAM, 1982; STAMPFLI, 1996).

Ein weiterer Hinweis zur variszischen Orogenese ergibt sich für die Stärke und den Zeitpunkt der Kollision von Eurasia mit Gondwana. Nach STAMPFLI (1996) kann die Hauptkollision mit Gondwana nicht vor dem späten Karbon geschehen sein, da die beiden Vorlandgebiete des intraalpiner Terranes (Karnischen Zone und Südsardinien) nur wenig von der variszischen Deformation und Metamorphose beeinflusst (VAI & COCOZZA, 1986) wurden. Dieses Vorland war allerdings nicht der südlichste Rand der Paläotethys (STAMPFLI 1996). Nachweislich bestanden überall entlang der südlichen Seite des intraalpiner Terranes marine Verbindungen bis hin zum späten Karbon (Moskau), was eine Hauptkollision mit Gondwana im südlichen Bereich vor dieser Zeit, ausschließt (STAMPFLI, 1996). Deshalb kann die variszische Orogenese Mitteleuropas im Devon bis Karbon nicht auf eine vollständige Kontinent/Kontinent-Kollision (Eurasien-Gondwana) bezogen werden, eher auf eine Akkretion von Gondwana mit einem aktiven Rand im Norden.

Die Provenanz-Indikatoren für den Ablagerungsraum der Ostkarawanken zeigen überwiegend Hinweise auf einen aktiven Kontinentalrand, der zu großen Teilen, direkt von einem magmatischen Bogen beeinflusst wird (vgl. Tab. 9.1, Kap. 6, 8, und 9). Für das Hochwipfel-Becken der Ostkarawanken widersprechen diese teilweise sehr eindeutigen Hinweise (vgl. Abb. 8.15 und 8.18) Hubich's Annahme einer strikten passiven Kontinentalrand-Situation, wie er es für die Hochwipfel-Sedimentation der Karnischen Alpen vorschlägt.

Aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit und der von Rüdiger Diener sowie der Diskussion der bestehenden Modelle leitet unsere Arbeitsgruppe für die Ostkarawanken folgende Möglichkeiten für die geotektonische Situation des Ablagerungsraumes ab.

Geotektonische Situation der Ostkarawanken für die karbonen Ablagerungsräume

Paläogeographische Voraussetzungen

Für die Paläogeographie der karbonen Ablagerungsräume ergeben sich zwei Möglichkeiten:

1. Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation an einem Randbereich der Paläotethys:

Während des Oberdevons vollzieht sich im Bereich der heutigen Südalpen nach STAMPFLI et al. (1991) und STAMPFLI (1996) der Übergang von einer divergenten zu einer konvergenten Plattenrandsituation. Dies äußert sich durch eine Nordnordwest-gerichteten Subduktion der Paläotethys. Ab dem jüngeren Oberkarbon (Visé) werden in den entstandenen Becken die Sedimente der Hochwipfel-Formation abgelagert (KRAINER, 1992; KRAINER, 1993; KULLMANN & LOESCHKE, 1994; DIENER et al., in Arbeit]). Während des Unterkarbons bis Oberkarbons schließt sich die Paläotethys und ein Fragment des ozeanischen Rückens der Paläotethys gelangt in den Bereich der Subduktionszone und wird subduziert (vgl. ARTHAUD & MATTE, 1977, STAMPFLI, 1996).

Aufgrund einer hohen Subduktionsrate erfolgt eine Ausdünnung der kontinentalen Kruste am Rand des zusammengesetzten austroalpiner Terrans (STAMPFLI et al. 1991; STAMPFLI 1996). Eine zunehmend schräg gerichtete Konvergenz führt zudem zu einer seitenverschiebenden Komponente innerhalb des Stressfeldes (STAMPFLI et al., 1991; STAMPFLI, 1996).

2. Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation am Tripelpunkt Eurasien/Gondwana/Paläotethys:

Die grundlegende Plattenkonfiguration und die Entwicklung im Bereich der heutigen Südalpen bleibt auch in diesem Fall bestehen. Sicherlich vollzieht sich auch hier im Bereich der heutigen Südalpen der Übergang von einer divergenten zu einer konvergenten Plattenrandsituation, allerdings ist es fraglich, ob die Paläotethys direkt in diesem Bereich subduziert wird. Möglich ist aber auch ein ehemals aktiver Kontinentalrand, der nach der Konsolidierung von Gondwana an den westlichen Teil von Eurasien im Devon entstanden ist und an seinem östlichen Ende durch die Subduktion der Paläotethys beeinflusst wird. Diese Überlegung wird durch ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) gestützt, die vermuten, dass die variszische Orogenese im westlichen Teil der heutigen Alpen viel früher stattfand, als im Osten. Im Folgenden werden Gondwana und die ehemaligen alpinen Terrane an anhaltenden Seitenverschiebungen, weiter nach Westen verschoben. Dies und die schräge Subduktion der Paläotethys könnten eine komplizierte tektonische Situation (vgl. Afar-Dreieck im Golf von Akabar) im Übergangsbereich zwischen Gondwana, Eurasien und der Paläotethys schaffen. In deren Folge kommt es dann in diesem Bereich zur Ausbildung von Dehnungsstrukturen und Ablagerungsbecken als die Paläotethys versucht sich nach Westen fortzusetzen. Diese Situation lässt sich mit der Bildung des Ablagerungsraumes an einem „failed rift“ (Aulakogen) in Einklang bringen indem die karbonen Sedimente der Karawanken abgelagert werden.

Geodynamische Modelle für die Ostkarawanken

Aus diesen paläogeographischen Überlegungen lassen sich zwei mögliche geodynamische Modelle für die Ostkarawanken ableiten:

1. Geodynamisches Modell am Rand der Paläotethys

Bei diesem Modell sind im frühen Paläozoikum zu beiden Seiten der Paläotethys passive Kontinentalränder unbekannter Ausdehnung entwickelt (vgl. KULLMANN & LOESCHKE, 1994; STAMPFLI, 1996; KRÄINER, 1992; LÄUFER et al., 1993). In Folge der Subduktion ozeanischer Kruste (Panthalassa ?) entstand am Nordrand von Gondwana ein magmatischer Bogen. Im Zuge dieser Subduktion kam es während des Kambriums im kontinentalen Randbereich von Gondwana, zu einer Back-Arc Extension. Dadurch kam es zur Abspaltung einzelner Terrane, wie Avalonia, Brabant, Amorica, Zentraleuropäische Blöcke und Moesia, vom panafrikanisch verdickten Nordrand Gondwanas (STAMPFLI, 1996; PHARAOH, 1999). Nach STAMPFLI (1996) erfolgte in dieser Phase auch die Abspaltung eines oder mehrerer, als das Alpines Terran bezeichnete Krustenblöcke, die sich nach Norden zum eurasischen Rand bewegten. Das Alpine Terran wurde dann im Verlauf des Altpaläozoikums (bis Devon) an Laurussia akkretioniert. Der aus der Back-Arc Extension resultierende Ozean wird allgemein als Paläotethys oder im Westen als Prototethys bezeichnet.

Die Sedimentation am Südrand des Alpines Terrans ist zunächst durch klastische Schüttungen von Norden (Alpines Terran, vgl. STAMPFLI, 1996) und Süden (Gondwana) gekennzeichnet und wechselt dann im Silur und Devon zu einer karbonatischen Sedimentation. Zum Devon hin vollzieht sich im Bereich des an Eurasien akkretionierten alpinen Terrans der Übergang, von einer divergenten zu einer konvergenten Plattenrandsituation mit nordgerichteter Subduktion. Hiermit verbunden ist die Ausbildung eines magmatischen Bogens. Aufgrund einer hohen Subduktionsrate der Paläotethys im jüngeren Devon erfolgte eine Ausdünnung kontinentaler Kruste am Südrand des Terrans. Die Öffnung von Back-Arc-Becken entlang des eurasischen Plattenrandes kann als Folge der schrägen Subduktion des mittelozeanischen Rückens und des Slab roll-backs der Paläotethys erklärt werden (vgl. Meliata, Dobrogea und andere; STAMPFLI, 1993, 1996).

Im Bereich der Ostkarawanken könnte man die Intrusion des Eisenkappeler Diabaszes im Oberdevon bis Unterkarbon (KULLMANN & LOESCHKE, 1994) in diese Back-Arc-Entwicklung am eurasischen Rand einbinden. Mindestens ab dem jüngeren Visé wurden dann die Sedimente der Hochwipfel-Formation in das sich öffnende Becken abgelagert. Die Sedimentquelle dieser klastischen Sedimentation sind im Norden das Alpine Terrane und ein im Süden vermuteter

magmatischer Bogen. Nach den paläogeographischen Karten von ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) kann man annehmen, dass dann im älteren Unterkarbon der ozeanische Rücken der Paläotethys in diesem Bereich des Kontinentalrandes subduziert wird. In Folge der Subduktion des ozeanischen Rückens kam es zu Deformationen bis in den Back-Arc-Bereich. Ein ähnliches Phänomen wird aus Mittelamerika beschrieben (vgl. MCGEARY et al., 1985; HUENE VON et al., 1990). Auch dort führen diese Deformationen zu einer Zergliederung des Bereichs des magmatischen Bogens (vgl. GARDNER et al., 1992; KOLARSKY et al., 1995; KUTTEROLF, 1996) und dem Auftreten von kompressiven Stressfeldern. Zusammen mit einer zunehmenden seitenverschiebenden Komponente durch eine erhöhte, schräg gerichtete Konvergenz (STAMPFLI, 1996) kann es dann zur weiteren Zergliederung der Sedimentationsbecken (vgl. Kalifornien; MCLAUGHLIN, 1996) und des magmatischen Bogens gekommen sein. Teile der zuvor zerbrochenen devonischen Karbonatplattformen rutschten, zusammen mit älteren Einheiten, als Olistolithe (KULLMANN & LOESCHKE, 1994) vom Kontinentalrand in die Sedimentationsräume. Gegen Ende der Sedimentation der Hochwipfel-Formation (Westfal) führten die ersten Auswirkungen einer Kollision mit Gondwana zur Ausbildung steiler Escarpements und der Schüttung von immer gröberklastischeren Abfolgen und weiteren Olistolithen in den Sedimentationsraum. Durch die verstärkte Deformation und Zergliederung wurde der magmatische Bogen tektonisch erodiert und in das Basement eingearbeitet. Der Kollaps der Variszischen Cordillere im späten Karbon führte zur endgültigen Schließung der Paläotethys zwischen Afrika und Europa (STAMPFLI, 1996). Die anhaltende rechtslaterale Seitenverschiebung zwischen den ehemaligen Plattengrenzen führten zur Ausbildung von lokalen Restbecken in welche die klastische Auernig-Formation abgelagert wurde. Nach einer anfänglichen Dominanz von resedimentierten Klasten folgte ein zunehmender Einfluss quarzdominierter Schüttungen aus einem exhumierten Orogengürtel (vgl. Kap. 5, 6 und 9).

2. Geodynamisches Modell am Tripelpunkt Eurasien/Gondwana/Paläotethys

Die altpaläozoische Sedimentation während des Ordoviziums zeichnet sich durch klastische Schüttungen von Nord und Süd in ein westliches Randbecken der Paläotethys aus (nördliche Fazies: „Himmelberg-Sandstein“, quarzreiche Bischofsalm Fazies, SCHÖNLAUB 1993; südliche Fazies: Comelico Porphyroid, Val Visdende Schiefer, Fleons Formation in den Karnischen Alpen, HEINISCH 1988, HINDERER 1992, HUBICH, 2000). Im Silur und Unterdevon setzt sich eine passive Kontinentalrandlage mit zunehmender struktureller Akzentuierung in Schwellen- und Grabenstrukturen fort (schwarze Kieselschiefer, schwarze Tonschiefer, kohlenstoffreiche „Kokkalk“, „Orthocerenkalk“ des Silur; bläuliche Kieselschiefer, Tonschiefer, bunte „Flaserkalk“, „Bänderkalk“ des Unterdevon; Riffkalk des Mitteldevon; rote „Goniatitenkalk“ des Oberdevon, vgl. TESSENHORN, 1974, SCHÖNLAUB 1992).

Während sich im Devon im Bereich der Paläotethys der Übergang, von einer divergenten zu einer konvergenten Plattenrandsituation mit nordgerichteter Subduktion vollzieht, bleibt im Bereich des Tripelpunkts zwischen Eurasien, Gondwana und der Paläotethys ein passiver Kontinentalrand mit einem kontinentalen Dehnungsbereich erhalten (DIENER et al., in Vorbereitung). Die Dehnung und Absenkung des Ablagerungsraumes im Oberdevon sowie der Übergang von einem extensionalen zu einem transtensionalen Stress-Regime im Übergangsbereich zwischen Alpinem Terran und Gondwana führte in begrenzten Bereich zur Intrusion von mafischen bis ultramafischen Magmen (vgl. Diabas von Eisenkappel) die in den Ostkarawanken ein „initiales rift- Stadium“ eines Rand- oder Folgebeckens der Paläotethys darstellen könnten (DIENER et al., in Vorbereitung). Die Auswirkungen dieses beginnenden „rifts“ nehmen nach Westen hin ab und es treten nur noch vereinzelt basische Intrusionen auf (Raabtal-Diabas; Diabas von Finkenstein). Es kommt aber nicht zur Bildung von Ozeanböden. Im frühen Unterkarbon (jüngeren Visé, $\text{cull}\alpha/\gamma$; SCHÖNLAUB, 1993) bildet sich in diesem „failed rift“ (Aulakogen) ein Becken, das als Ablagerungsraum für die Hochwipfel-Formation dient und in das zu Beginn der Sedimentation noch viel Material aus den kontinentalen Gebieten gelangt. Auf Grund erhöhter, räumlich differenzierter Subsidenzraten, bildeten sich im Folgenden eine verstärkte pelagisch-tiefmarine Sedimentation aus, worauf die Ichnofazies-Vergesellschaftung wie *Dictyodora*, *Lophoctenium* und *Nereites* hinweisen (TESSENHORN, 1968; VGL. KRÄINER,

1992). Das Zerschneiden und Absinken der mitteldevonischen Karbonatplattformen kann als direkte Folge dieser Prozesse angesehen werden (DIENER et al., in Vorbereitung). Einzelne Blöcke altpaläozoischer Schichtfolgen glitten im Verlauf der Hochwipfel-Sedimentation in Form von Olistolithen in das Becken (vgl. KULLMANN & LOESCHKE, 1994).

Durch die erhöhte Subduktionsrate der Paläotethys und dem daraus folgenden Slab roll-back (STAMPFLI, 1993, 1996) erfolgte vermutlich im Osten, im Anschluss an den Ablagerungsraum der Ostkarawanken, Ausdünnung der kontinentalen Kruste im Back-Arc Bereich eines magmatischen Bogens. Unterstützt wird dies durch eine schiefe Subduktion der Paläotethys (STAMPFLI, 1996). Die entstehenden primitiven magmatischen Bögen und Back-Arc Bereiche schütten auch verstärkt basisches und andesitisches Material in den Ablagerungsraum der Ostkarawanken. Tufflagen mit andesitischem Chemismus, vulkanoklastische Komponenten und Seltenen Erden Signaturen innerhalb der Hochwipfel-Formation weisen auf diese Einflüsse einer magmatischen Quelle (magmatischer Bogen oder bimodaler Riftvulkanismus ?) hin (KRAWINKEL et al., submitted). Der Übergang zu einem transpressiven Spannungsfeld führte zum Oberkarbon hin zur Schließung des Sedimentationsraumes mit Ausbildung steiler Escarpements und Schüttung extrem grobklastischer basaler Abfolgen. In der östlichen Fortsetzung des Ablagerungsraumes kann nach den paläogeographischen Karten von ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) davon ausgegangen werden, dass im Bereich der aktiven Subduktionszone der ozeanische Rücken der Paläotethys subduziert wird. Dies bewirkt die Zergliederung und Erosion des magmatischen Bogens, wie es im Modell zuvor beschrieben wurde. Dadurch gelangt auch verstärkt Material aus dem erodierten magmatischen Bogen in den Ablagerungsraum der Hochwipfel-Formation. Die frühestens im Westfal B erfolgende Kollision von Gondwana an Eurasien bewirkt die endgültige Schließung des Hochwipfel-Beckens und die anhaltende Krustenverkürzung äußert sich in einer starken Versteilung und einer teilweisen Überschiebung tektonischer Einheiten nach Süden (DIENER et al., in Vorbereitung). Eine hiermit verbundene schwache Schieferung und südgerichtete Mineralauslängung wird nur in den Karnischen Alpen beschrieben (HUBICH, 2000), fehlen jedoch in den Karawanken. Auftretende schiefrige Tonsteine stehen im Zusammenhang mit alpidischen Deformationsphasen. Die bis zur Permokarbon-Grenze anhaltende Kompression zeigt sich in Form dextraler Seitenverschiebungen und damit verbundener Intrusionen von Lamprophyren entlang von Mega-Fiederspalten (DIENER et al., in Vorbereitung). Diese und auftretende porphyritische Gänge folgen typischen Riedel- und Antiriedel-Störungen dieser Seitenverschiebungszone mit NW-SE-gerichtete Hauptspannungskomponente. Anhaltende Bewegungen entlang der dextralen Blattverschiebungen hatten eine Ausbildung lokaler Restbecken zur Folge, in der die zu Beginn noch uneinheitliche Sedimentation der klastischen Auernig-Formation stattfindet.

Zusammenfassende Diskussion

Geodynamische Situation in den Ostkarawanken

Die bisherigen Modelle gingen entweder von einer Sedimentation in einem Extensionregime mit Dehnungsbrüchen (KRAINER, 1992; HUBICH, 2000) oder von einer Sedimentation im Fore-Arc-Bereich aus (KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Meiner Meinung nach widersprechen die eindeutigen Provenanzsignaturen eines magmatischen Bogens dem Modell von KRAINER (1992), der von einem Ablagerungsraum in einem intrakontinentalen Becken ohne Bezug zu einem aktiven Kontinentalrand mit einer Subduktionszone ausgeht. Für das Modell von KULLMANN & LOESCHKE (1994) in einem Fore-Arc-Bereich sprechen zwar die geochemischen Signaturen der Hochwipfel-Formation, jedoch sollte dann der Detritus auch eindeutigere Zeichen (Feldspat, Vulkanoklasten) in den petrographischen Auswertungen aufweisen, wie das für diese Bereiche üblich ist. Außerdem müssten dann auch Reste des Bogens oder des Akkretionskeils vorhanden sein. Auch das Modell von HUBICH (2000) erklärt meiner Meinung nach nicht ausreichend das Auftreten und die Dominanz der Signaturen eines magmatischen Bogens in geochemischen Analysen an Proben der Ostkarawanken. Allerdings muss man beachten, dass HUBICH (2000) dieses Modell für die Karnischen Alpen entwickelt hat und sich vermutlich nach R. DIENER (2001, mündliche Mitteilung) der Einfluss einer magmatischen Bogens zum Westen hin abschwächt. Es wäre also gut möglich, dass das Modell von HUBICH

(2000) für die geodynamische Situation der Karnischen Alpen zutreffend ist und sich von den Ostkarawanken unterscheidet.

Für die Ostkarawanken ergeben sich meiner Meinung nach nur die oben vorgestellten Möglichkeiten der geodynamischen Entwicklung an einem Randbereich der Paläotethys mit starker Seitenverschiebungskomponente in einem Back-Arc-Bereich oder einem Ablagerungsraum in einem „failed rift“ (Aulakogen), der einen offenen Zugang zum magmatischen Bogen an der Subduktionszone der Paläotethys hat.

Die für das Modell am Paläotethysrand benötigte hohe Subduktionsrate zur Ausbildung eines Back-Arc-Beckens, kann durch ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) hergeleitet werden und scheint nicht abwegig zu sein. Die Dehnung in diesem Bereich wird zudem durch die Seitenverschiebungen, die von ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) am Rande der Paläotethys infolge schiefer Subduktion beschrieben werden, unterstützt. Auch die frühe Schließung des Back-Arc-Beckens und die Zergliederung des magmatischen Bogens aufgrund der Subduktion, des mittelozeanischen Rückens der Paläotethys ist nach der Beschreibung von STAMPFLI (1996) und vergleichbaren rezenten Situationen möglich. Das Eindringen eines ozeanischen Rückens in eine Subduktionszone bewirkt kompressive Deformation bis in den Back-Arc-Bereich und verursacht dort Aufschiebungen und die Bildung eines Überschiebungsgürtels („Backarc-thrust-belt“; SILVER & REED, 1988). Dass der ankommende Kontinent Gondwana, das Hochwipfel-Becken schließt, ist nach den paläogeographischen Überlegungen von STAMPFLI (1996) ebenfalls nicht auszuschließen, wobei nicht geklärt ist, inwieweit eine vollständige Kollision und Schließung mit Ausbildung eines Gebirgsgürtels in diesem Bereich stattgefunden hat. Die geringe Deformation der karbonen Sedimente im Bereich der Karawanken deutet eher darauf hin, dass hier nur eine leichte Akkretierung oder eine starke Annäherung der beiden Bereiche stattfand. Allerdings muss man hinsichtlich des Back-Arc-Beckenmodells kritisch bemerken, dass die Sedimentpetrographie trotz der eindeutigen geochemischen Signale zu wenig direkte Hinweise (Feldspäte, Vulkanoklasten) auf einen magmatischen Bogen, der direkt dem Ablagerungsraum vorgelagert sein müsste, ergeben. Außerdem fehlen auch hierfür Beweise für einen ehemaligen magmatischen Bogens (z.B. Teile des Akkretionskeils, basische und ultrabasische Inselbogenbasalte) oder seines Akkretionskeils. Andererseits erklärt diese Konfiguration des Ablagerungsraumes der Hochwipfel-Formation die Mischprovenanz aus passiven und aktiven Kontinentalrand-Signaturen und Signaturen eines magmatischen Bogens, da Material aus allen Liefergebieten in unterschiedlicher Menge in das Hochwipfel-Becken gelangten.

Die Mischung von verschiedenen geodynamisch unterschiedlich entstandenen Liefergebieten wäre aber auch für das Modell an einem „failed rift“ (Aulakogen) möglich (vgl. Abb. 9.1 bis 9.9). Damit erklärt sich dann auch der Trend zu immer geringer werdenden Einflüssen eines magmatischen Bogens zum Westen hin, da die Materialzufuhr aus einem aktiven Bereich der Paläotethys nicht mehr so dominant ist wie in den Ostkarawanken. Dies entspricht den Vermutungen von Rüdiger DIENER für die Westkarawanken. Außerdem würde es den noch kontinentaleren Ablagerungsraum der Karnischen Alpen weiter im Westen erklären. In diesem Modell müssen auch keine hohen Feldspat und Vulkanoklasten-Gehalte in den Sandsteinen vorhanden sein, da das Material vom magmatischen Bogen bis zum Ablagerungsraum die Möglichkeit hatte sich mit anderem Material zu vermischen und die instabileren Komponenten zu zerstören. Trotzdem bleibt bei der Geochemie vor allem bei der Betrachtung der immobileren Elementen die starke Signatur des magmatischen Bogens erhalten, da sich diese Elemente schlecht lösen und im Sediment verbleiben. Diese Beckenkonfiguration erklärt auch das unterschiedliche Eindringen der basischen Intrusiva im Bereich der Karawanken, wo der in den Ostkarawanken auftretende Diabas von Eisenkappel einen recht massigen Intrusionskörper darstellt, während zum Westen hin die basischen Intrusionen immer geringmächtiger werden (Raabtal-Diabas, vermutete Diabasfragmente zwischen Nötsch und Arnoldstein). Außerdem könnte diese Plattenrandkonfiguration auch erklären, wieso das Ablagerungsbecken augenscheinlich immer wieder von Dehnungs- und Kompressionsphasen beeinflusst wurde, da es zu Beginn der Ablagerungen eine Spreizung der ausgedünnten kontinentalen Kruste gab, die später durch die Norddrift von Gondwana wieder in ein kompressives System umgewandelt wurde. Eine Rotation, die durch die schräg zum Kontinentalrand von Eurasia verlaufende Konvergenzrichtung ausgelöst wird, könnte wieder zur erneuten Öffnung des

Ablagerungsraumes führen und feinerklastischere Sedimentation zulassen. Bei der endgültigen Akkretion oder Kollision von Gondwana und Eurasia schließt sich dann das Hochwipfel-Becken soweit, dass nur noch Restbecken zwischen strukturellen Hochgebieten übrigbleiben, in welche die Auernig-Formation abgelagert wird.

Da die Detailgenauigkeit der von ARTHAUD & MATTE (1977) und STAMPFLI (1996) konstruierten Plattenkonfiguration für das Karbon fraglich ist, ist es meiner Meinung nach möglich für den Ablagerungsraum der karbonen Becken der Karawanken verschiedenen Bereiche des eurasischen Randes anzunehmen. Meiner Meinung nach besitzt aber das hypothetische Modell eines Ablagerungsraumes in einem „failed rift“ (Aulakogen) am Tripelpunkt Gondwana, Eurasien und Paläotethys die wenigsten Fehlerquellen, wenn man alle Ergebnisse meiner Arbeit und meine Interpretation der Beckenentwicklung für die Hochwipfel- und Auernig-Formation betrachtet. Zudem würde es noch laterale Unterschiede in den Karawanken und das etwas andere Modell von HUBICH (2000) für die Karnischen Alpen erklären.

Hinweise auf laterale Veränderungen der karbonen Formationen:

Innerhalb der Ostkarawanken konnten innerhalb der Litho- oder Petrofazies eine laterale Veränderung von Nord nach Süd erkannt werden. Während im Norden vor allem die Abfolgen der unteren Hochwipfel-Formation auftreten, sind im Süden des Arbeitsgebietes hauptsächlich die Ablagerungen der oberen Hochwipfel-Formation aufgeschlossen. Auch von West- zu Ostkarawanken ist ein Trend erkennbar. Die Mächtigkeit der Hochwipfel-Formation sinkt scheinbar von Westen nach Osten um fast die Hälfte, von 2000 m (mündliche Mitteilung, DIENER, 2000) auf 950 m. Im Westen scheinen stratigraphisch tieferliegende Ablagerungen der Hochwipfel-Formation aufgeschlossen zu sein als im Osten. Diese Beobachtungen lassen sich über die Karawanken hinweg bis in die Karnische Alpen weiterverfolgen, in der die Hochwipfel-Formation nach LÄUFER et al. (1993) und KRAINER (1992) eine Mächtigkeit zwischen 3000 und 3500 m gehabt haben sollen. Diese scheinbare Zunahme der Mächtigkeit kann eventuell auf die von HUBICH (2000) beschriebene Deckenstapelung unterschiedlicher Flysch-Einheiten zurückgeführt werden, die dann eine größere Mächtigkeit vortäuscht. Die teilweise abweichende Zusammensetzung der Sedimente kann auf den größeren Einfluss von kontinentalen Liefergebieten im Westen des Hochwipfel-Beckens zurückgeführt werden.

Diskussion der Methodik

Zum Schluss der Arbeit möchte ich noch auf die unterschiedlich angewandten Labormethoden eingehen und sie hinsichtlich ihres Aufwandes und ihres Nutzens bewerten.

Dünnschliffanalyse

Die aufwändigste Methode bei der Aufarbeitung, wie auch bei der Auswertung, war die klassische Methode der petrographischen Auswertung des Modalbestandes. Durch die Auswertung der Dünnschliffe war ich in der Lage, die bisher nur ansatzweise untergliederte Hochwipfel-Formation in 4 Gruppen zu unterteilen. Diese ließen sich dann stratigraphisch im Übersichtsprofil einordnen. Hinsichtlich der Provenanzauswertung stieß ich an die Grenzen der Methodik. Es zeigte sich, dass die unterschiedlichen auf der Basis verschiedener Modalparameter erstellten Provenanzdiagramme relativ große Abweichungen in ihrer Aussage hatten. Bessere Ergebnisse erhielt ich erst, als die verschiedenen Lithoklasten betrachtet wurden oder Diagramme benutzt wurden, welche die klassischen Datensätze von DICKINSON (1985) auf der Basis von Diskriminantenfunktions-Diagrammen bewerteten.

Die Schwermineralanalyse

Die Schwermineralanalyse war ebenfalls eine aufwändige Methode. Hinsichtlich einer Unterteilung in verschiedene Petrofaziesgruppen ergaben sich keine klaren Ergebnisse. Nur das Auftreten des Granates ließ eine Einteilung in eine obere und untere Hochwipfel-Formation zu. Für die Provenanz waren einige Schwerminerale liefergebietsindikativ. So deutete das Auftreten von Chromspinell auf das Vorhandensein eines ultrabasischen Liefergebiets, das zudem noch relativ nahe am Ablagerungsraum gelegen haben muss (idiomorphe Körner). Die

Schwermineralanalyse unterstützte die Leichtmineralanalyse, konnte aber nicht separat zur Provenanzaussage benutzt werden

Einzelmineralchemie

Die Einzelmineralchemie ist eine gute Methode, um Änderungen von Liefergebieten mittels mineralchemischen Änderungen zu erfassen. Die angewandte Methode mit der EDAX ist schnell und relativ billig durchzuführen und gibt einen guten Überblick über die Mineralchemie der untersuchten Schwerminerale. Allerdings erlaubt diese Methode keine hochauflösende quantitative Analysen. Vor allem im Bereich der leichten Elemente wird der Fehlerbereich sehr groß. Hier wäre der Einsatz einer Mikrosonde zu empfehlen, die standardisierte und damit gesichere Ergebnisse bringt. Der Einsatz dieser Methode ermöglichte eine differenziertere Betrachtung der einzelnen Schwerminerale und brachte neue Erkenntnisse für die Provenanzanalyse.

Gesamtgesteinschemie

Die Betrachtung der Gesamtgesteinschemie ist, meiner Meinung nach, neben der Dünnschliffanalyse, die effektivste Methode. Einer relativ einfachen und kurzen Aufbereitung folgen sehr schnelle und qualitativ hochwertige Ergebnisse. Beim Versuch der Reproduktion der Analysen konnte ich bei Mehrfachmessungen einen Fehlerquotienten der Hauptelemente von unter einem Prozent feststellen. Die Provenanzanalyse der chemischen Elemente ergaben sehr stabile und einheitliche Ergebnisse, gleichgültig welche Elementkombinationen ich betrachtete. Ein Nachteil ist, dass die Hauptelemente, genauso wie die Hauptmodalbestandteile der Dünnschliffanalyse, relativ anfällig für Lösungs- und Ausfällungsprozesse sind. Bei der Hochwipfel-Formation zeigte sich aber, dass auch die immobilen Elemente die gleichen Ergebnisse hinsichtlich der Provenanz lieferten wie die mobilen Elemente. Vermutlich war der Stoffaustausch aus und in die Sandsteine sowie die Verwitterung und selektive Lösung gering. So gut die Ergebnisse für die Ermittlung der Provenanz auch sind, für die Gruppierung der Petrofazies versagte diese Methode fast vollständig. Man konnte die Petrofaziesgruppierung allerhöchstens erahnen. Um die Ergebnisse der RFA mit weiteren immobilen Elementen zu untermauern und zu konkretisieren, wurden an Schmelztabletten der RFA die Seltenen Erden mittels der LA-ICP-MS bestimmt. Auch hier ergaben sich bei Mehrfachmessungen sehr gute Ergebnisse für die Reproduzierbarkeit (5 – 10% Abweichung). Der Mehraufwand dieser Methode, im Vergleich zu der RFA, war sehr gering und das Ergebnis sehr gut. Die Analyse der Gesamtgesteinschemie ergibt also hinsichtlich der Provenanz sehr gute und differenzierte Ergebnisse, während diese Methode für die stratigraphische Gliederung und die Einteilung in Faziesgruppen nicht geeignet war.

Die Kombination verschiedener Methoden ist sinnvoll, da zum Beispiel die Dünnschliffanalyse hinsichtlich einer Provenanzanalyse einige Schwächen besitzt und abhängig von der Sichtweise des Bearbeiters ist. Dagegen hat sie ihre Vorteile in der konstant bleibenden Klassifizierung und Einteilung von Petrofaziestypen, während hier die Gesamtgesteinschemie, die ansonsten sehr gute, differenzierte und homogene Ergebnisse für die Provenanz zeigt, nicht verwendet werden kann. Als Ergänzung zu diesen Methoden eignet sich die Schwermineralanalyse und speziell die Einzelmineralchemie der Schwerminerale sehr gut, um die Herkunft einzelner Provenanzsignaturen genauer zu untersuchen, zu differenzieren und auf die Liefergesteine zu beziehen.

Nach der Anwendung der verschiedenen Methoden kann man, im Hinblick auf die Provenanzindikatoren, feststellen, dass jede Methode für sich eine mehr oder minder große Fehlerquelle enthält, die nur in Kombination der einzelnen Methoden ausgeräumt oder minimiert werden kann.

11 Danksagung

Die vorliegende Dissertation entstand auf Anregung von Frau PD Dr. **Hannelore Krawinkel** am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart. Frau PD Dr. H. Krawinkel danke ich sehr herzlich für die Betreuung im Gelände und am Institut sowie die Kostenübernahme der geochemischen Analysen. Herrn Prof. Dr. **Hartmut Seyfried** möchte ich meinen besonderen Dank für die Übernahme des Korreferates und für seine stete Hilfsbereitschaft bei fachlichen Fragen und der Unterstützung zur Finanzierung dieser Arbeit aussprechen.

Ganz besonders möchte ich mich bei der Arbeitsgruppe „Krawinkel“ und den befreundeten Personen bedanken, die nicht nur bei fachlichen Diskussionen für mich da waren, sondern zu denen mich inzwischen auch eine enge Freundschaft verbindet. **Uwe Baaske** half mir unter anderem dabei die nötigen Verbindungen zu den geochemischen Analyseeinrichtungen aufzunehmen und half diese Analysen mit zu finanzieren. **Rüdiger Diener** untersuchte nicht nur den westlichen Teil der Karawanken, sondern war auch jeden Morgen zu einem wertvollen und effektiven Informationsaustausch bereit, der es uns ermöglichte eine umfassende Vorstellung über die geologischen Entwicklungen in den Karawanken zu erlangen. **Stefan Wozazek** half mir die Verbindung in das Geographische Institut zu knüpfen und war mir ins Besondere bei der Schwermineralanalyse sehr hilfreich. **Andrea Knörich** war die erste, die Teile meiner Arbeit zu sehen bekam und mir half, meinen Schreibstil zu verbessern. Nicht zuletzt muß ich mich recht herzlich bei meinen Diplomanden **Esther Blaurock, Raphael Knoll, Natascha Spengler** und **Marc Steudle** bedanken, die mit ihren Arbeiten einen Grundstein für meine Dissertation gelegt haben.

Dr. **Justus Krawinkel** und **Nicole Schotters** danke ich sehr herzlich für einige schöne Geländetage in den Karawanken und fruchtbaren Diskussionen über das Gelände

Auch Dr. **Elmar Buchner** möchte ich für einen Teil der Korrekturen danken, die er für mich machte, aber ins Besondere für die schöne Zeit, in der wir das Lateinamerika Kolloquium 2000 organisierten.

Bei allen anderen **Mitarbeitern, Doktoranden** und **Studenten** des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart möchte ich mich ebenfalls für die Unterstützung und Hilfsbereitschaft bedanken.

Im Zuge der Geländearbeit muß ich mich ganz herzlich bei der Gemeinde Eisenkappel in Kärnten/Österreich bedanken, da sich durch die Hilfsbereitschaft der Gemeindeangestellten die Geländearbeit optimal erledigen ließ. Genauso schulde ich auf slowenischer Seite dem Geological Survey of Slovenia Dank, deren Mitarbeiter in Geländeeinführungen und in fachlichen Diskussionen hilfsbereit waren.

Ein besonderer Dank gilt der Besitzerin des Seebergsattels **Christa Schwarz** und ihrer Tochter **Petra**, die mir im ersten Geländejahr eine gute und familiäre Unterkunft boten. Ebenso gilt ein ganz besonderer Dank an **Ernst Stocker**, seine Frau **Gitte** und den vielen Helfern aus Wien, die in den letzten 3 Jahren für eine gute Unterkunft, hervorragende Verpflegung, unzählige, lange, gemütliche Abende und eine tiefe Freundschaft am Seebergsattel sorgten. Weiterhin möchte ich den Bauern, den Zollgendarmen und Einwohnern von Bad Vellach danken die so hilfsbereit und freundlich waren, daß man lange suchen muß, um solche Geländebedingungen wiederzufinden. Ich bin und bleibe ein Vellacher !!

Bei Herrn Prof. Dr. **W.D. Blümel**, Herrn Dr. **J. Eberle** und Herrn **Stettler** bedanke ich mich für die großzügige Bereitstellung des Labors im Geographischen Institut der Universität Stuttgart für die Aufbereitung der Schwerminerale. Bei Herrn Prof. Dr. **Masonne** muß ich mich für die Benutzung des Backenbrechers und der Schwingscheibenmühle bedanken. Herrn **Weingand** und Herrn **Wimmer** danke ich vielmals für die Herstellung von Dünnschliffen meiner Gesteinsproben. Für die Betreuung am Rasterelektronenmikroskop bin ich Herrn Dr. **Alexander Fels** und zu Dank verpflichtet. Herrn D. **Frobel** möchte ich für die Betreuung und die Messungen an der RFA am Bodenkundlichen Institut der Universität Hohenheim danken. Für die hervorragende Betreuung und die Einführung an der LA-ICP-MS möchte ich mich recht herzlich bei Dr. **D. Mertens** vom Geologischen Institut der Universität Jena bedanken sowie Prof. Dr. **Reinhard Gaupp** für die Bereitstellung der Labor und Analyseeinrichtungen der LA-ICP-MS und des Gamma Ray Spektrometers.

Für eine Geländeeinführung in den Karnischen Alpen möchte ich der Arbeitsgruppe um Prof. Dr. **J. Loeschke**, Dr. **Andreas Läufer** und Dr. **Dieter Hubich** danken, die auch immer zur fachlichen Diskussion bereit waren. Ebenso bedanke ich mich bei Prof. Dr. **Karl Krainer** für eine Geländeeinführung in die Auernig Gruppe der Karnischen Alpen.

Ein besonderer Dank gebührt meinen **Kollegen** und dem Stationsleiter **Harald Kitscha** der Station 10, des Zentrums für Psychiatrie in Weinsberg. Ohne ihre Geduld und Hilfsbereitschaft in den letzten 10 Jahren, hätte ich mein Studium und meine Promotion nicht durchführen und finanzieren können.

Bei meinem Vater **Klaus Kutterolf** und meinem Bekannten **Peter Butz** möchte ich mich ebenfalls ganz besonders bedanken, da Sie als Rechtschreibinstanz fungierten und mein Manuskript durchsahen. Ein weiterer großer Dank gebührt **Markus Fingerle** der die Arbeit vor dem Druck noch ein letztes Mal auf Herz und Nieren prüfte.

Meinen Schwiegereltern **Irene** und **Jakob Jillich** möchte ich für das häufige Kinderhüten danken, welches es mir oft ermöglichte, mich meiner Promotion zu widmen.

Der größte Dank aber gehört meiner Frau **Elke Jillich-Kutterolf** und meinen Kindern **Ann-Cathrin, Sebastian** und **Jonas** für ihre Geduld und ihre Liebe. Sie hatten mich in den letzten Jahren oftmals vermißt, da ich mich entweder im Nachtdienst, in den Karawanken oder an der Universität befand.

12 Literaturverzeichnis

- ALLAN, J. F. (1994): Cr-Spinel in depleted basalts from the Lau basin backarc: petrogenetic history from Mg-Fe crystal-liquid exchange.- Proc. ODP, Sci. Results, **135**: 565-583.
- ANDERLE, N. (1970): Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteils der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese.- Geologija.
- ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 200 Arnoldstein, 1:50 000.- Geologische Bundesanstalt.
- ARAI, S. (1992): Chemistry of chromian spinell in volcanic rocks as a potential guide to magmatic chemistry.- Mineralogical Magazine, **56**: 173-184.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.- Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320.
- BAASKE, U. (1999): Untersuchungen zur Diagenese des Buntsandsteins am Westrand des Rheingrabens (Region Bad Dürkheim / Neustadt a. d. Weinstraße).- Unveröff. Diplomarbeit, Universität Mainz: **90**.
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, J. C. (1990): Palaeomagnetic constrains on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times.- In: MCKERROW, W.S., SCOTese, C.R. (1990): Palaeozoic palaeogeography and biogeography.- Geol. Soc. Mem., **12**: 43-48
- BADHAM, J. P. (1982): Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides.- J. Geol. Soc., **139**: 493-504.
- BARBARIN, B. (1990): Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to the origin and tectonic setting.- J. of Geology., **25**: 227-238.
- BASU, A. (1985): Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas.- In: Zuffa, G.G. (1985): Provenance of arenites.- Dordrecht, Reidel., **148**: 1-18.
- BASU, A., YOUNG, S. W., SUTTNER, L. J., JAMES, W. C. & MACK, G. H. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation.- J. of Sed. Petr., **45**: 873-882.
- BAUD, A. & STAMPFLI, G. M. (1989): Tectogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: the volcano-sedimentary Triassic of Aghdarban (Kopet-Dagh, North- East Iran). Tectonic evolution of the Tethyan region. - Amsterdam, Kluwer Acad. Publ.
- BAUD, A., STAMPFLI, G. M. & STEHEN, D. (1991a): The Triassic Aghdarband Group: volcanism and geological evolution. The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its Pre-Triassic frame. - Wien, Abh. Geol. B.-A., **38**: 125-137
- BAUER, F. K. (1984): Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineaments.- Jb. Geol. B.-A., **27**(3): 289-297.
- BAUER, F. K., BUCKENBERGER, U. S., R., EXNER, C., HUSEN, D. V., KUPSCH, F., LÖSCHKE, J., ROLSER, J., SUETTE, G., TESSENsoHN, F. & WALTZ, W. (1981): Geologische Karte der Karawanken 1:25 000, Ostteil. Wien, Geologische Bundesanstalt.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in central Europe; Main structures, geodynamic implications, open questions.- Tectonophysics, **109**: 15-40.
- BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins.- Contrib. Mineral. Petrol., **92**: 181-193.
- BHATIA, M. R. (1983): Plate Tectonics and geochemical composition of sandstones.- J. of Geology, **91**(6): 611-627.
- BHATIA, M. R. (1985): Rare-earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control.- Sedimentary Geology, **45**: 97-113.
- BIINO, G. (1994): The pre-Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central Alps): from Lawsonite to kyanite eclogite to granulite retrogression.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **74**: 87-104.
- BLAUROCK, E. (2000): Petrographie, Provenanz und Diagenese der Auernig-Schichten (Oberkarbon) der Karawanken.- unveröffent. Diplomarbeit, Universität Mainz.
- BOCK, B., MC LENNAN, S. M. & HANSON, G. N. (1998): Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England.- Sedimentology, **45**: 635-655.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse.- Stuttgart, Enke.
- BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONDS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, C., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., QUADT, A., RAUMER, J. F., SCHALTEGGER, U., STEYRER, H. P., VISONA, D. & VIVIER, G. (1993): Late Variscian Magmatic Evolution of the Alpine Basement.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits.- Amsterdam, Elsevier.
- BUCH, V. (1824b): Über die Karnische Alpen, Leonhardts Mineral Taschenbuch.

- BUSER, S. (1974): Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken.- *Carinthia II*, **164**: 27-37.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps.- *Jour. Struct. Geol.*, **3**: 477-486.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. (1975): The age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament.- *Vh. Geol. B.-A.*, **1974**: 347-350.
- COX, R. & LOWE, D. R. (1995): A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover.- *J. of Sed. Res.*, **A65**: 1-12.
- CROOK, K. A. W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes).- In: Dott, R.H., Shaver, R.H. (1974): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation.*- *Soc.Econ.Paleontol, Mineral.Spec. Publ.*, **19**: 104-310
- DALLMEYER, R. D. & NEUBAUER, F. (1991): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of detrital muscovite, Carnic Alps: Evidence for Cadomian basement in the Eastern Alps.- *Terra Nostra Abstracts*, **3**: 12-13.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1963): *Rock forming minerals - Chain Silicates.*- London, Longman.
- DEL-NEGRO, W. (1977): *Abriss der Geologie von Österreich.*- Wien, Geologische Bundesanstalt (Bundesländerserie).
- DICK, H. J. B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as an petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 54-76.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions.- *AAPG Bull.*, **63**: 2164-2182.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of greywackes and arkose.- *J. of Sed. Petr.*, **40**: 695-707.
- DICKINSON, W. R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.- In: Zuffa, G.G. (1985): *Provenance of arenites.*- Dordrecht, Reidel., **148**: 333-361.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A. & RYBERG, P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**(2): 222-235.
- DIENER, R., KUTTEROLF, S., STEUDLE, M. & KRAWINKEL, H. (IN VORBEREITUNG): *Tektonische Untersuchungen in den Karawanken - Implikationen für die variszische und alpidische Orogenese innerhalb der Südalpen.*- *Geol. B.-A.*
- DIETZ, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals.- *Contrib. Sediment.*, **1**: 103-125.
- EBNER, F., ED. (1990): *Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation.* - Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo Nassfeld Basin (Carnic Alps).
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K. (1987): *The Caledonian event in the Eastern Alps; a review.*- Bratislava, Alfa.
- EXNER, C. (1972): *Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten.*- *Mitt. Geol. Ges, Wien* **64**: 1-108.
- EYNATTEN VON, H. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: Constraints from framework petrography, heavy mineral analysis, and mineral chemistry.- *Sedimentary Geology*, **124**: 81-111.
- EYNATTEN VON, H. (1996): *Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen – Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpidsch umgelagerten Detritus.*- Dissertationen in Mainz: 1-134.
- FELS, A. (1999): *Kurs und Einführung am Rasterelektronenmikroskop.*- <http://www.reclot.de/>.
- FLOYD, P. A., LEVERIDGE, B. E., FRANKE, W., SHAIL, R. & DÖRR, W. (1991): Provenance and depositional environment of Rhenohercynian synorogenic greywackes from Giessen Nappe, Germany.- *Geol. Rundsch.*, **79**(3): 611-626.
- FLOYD, P. A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B. E. & FRANKE, W. (1991b): Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination.- In: MORTON, A.C., TODD, S.P., HAUGHTON, P.D.W (1991): *Developments in Sedimentary Provenance studies.*- *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **57**: 611-626.
- FLÜGEL, H. (1975a): *Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa.*- *Geol. Rundsch.*, **64**: 1-62.
- FLÜGEL, H. W. (1990): *Das voralpine Basement im alpin-mediterranen Belt - Überblick und Problematik.*- *Jb. Geol. B.-A.*, **133**(2): 181-221.
- FOLK, R. L. (1980): *Petrology of sedimentary rocks.*- Austin, Texas, Hemphill Publishing Company.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986): Synorogenic sedimentation in the Variscan belt of Europe.- *Bull. Soc. Geol. France.*, **8** II(1): 25-33.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe.- *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **290**: 67-89.

- FREISE, F. W. (1931): Untersuchung von Mineraldaten auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser.- Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., **41**: 1-7.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps.- Geol. Runds., **73**: 47-68.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle.- Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **230**: 91-100.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., MÉNOT, R. P. & RAUMER, J. F. (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**: 265-286.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. Sedimentpetrologie 2.- Stuttgart, Schweizerbart.
- GARDNER, T. W., VERDONCK, D., PINTER, N. M., SLINGERLAND, R., FURLONG, K. P., BULLARD, T. F. & WELLS, S. G. (1992): Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica.- Geo. Soc. Am. Bull., **104**: 219-232.
- GARZANTI, E. (1991): Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting.- J. of Sed. Petr., **61**: 959-975.
- GEBAUER, D. (1993): The Pre-Alpine Evolution of the Continental Crust of the Central Alps - An Overview.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- GEBAUER, D., QUADT, A., COMPSTON, W., WILLIAMS, I. & GRÜNENFELDER, M. (1988): Archaische Komponenten in retrograden Eklogiten des Gotthardmassivs.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**: 485-490.
- GIJBELS, R. & ADRIAENS, A. (2000): Einleitung zu den massenspektrometrischen Methoden.- Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- GOSEN, W. V. (1989): Fabric development and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria.- Geol. Mag., **126**: 55-71.
- GRÄNICHER, W. H. H. (1994): Messung beendet - was nun?: Einführung und Nachschlagewerk für die Planung und Auswertung von Messungen.- Stuttgart, Teubner.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen.- **168**, Universität Bern.
- GRIMM, W. D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the residual quartz gravel, Bavarian Molasse (Germany).- Contrib. Sediment., **1**: 103-125.
- GÜLDENPFENNIG, M. (1997): Geologische Neuaufnahme der Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Südschwarzwald) unter besonderer Berücksichtigung unterkarbonischer Vulkanite und Grauwacken.- Tüb. Geowiss. Arb., **32**: 120.
- GÜLDENPFENNIG, M. (1998): Zur geotektonischen Stellung unterkarbonischer Grauwacken und Vulkanite der Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Südschwarzwald).- Z. Deutsch. Geol. Ges., **149**(2): 213-232.
- HACQUET, B. (1784): Mineralogisch-botanische Lustreise, von dem Berg Terglou in Krain, zu dem Berg Glogner in Tyrol, im Jahr 1779 und 81, Kraus.
- HAUER VON, F. (1847): Versteinerungen von Dienten in Salzburg, Heidingers Ber. 1.
- HAUGHTON, P. D. W. & FARROW, C. M. (1989): Compositional variations in lower Old Red Sandstone garnets from the Midland Valley of Scotland and the Anglo-Welsh Basin.- Geological Magazine, **126**: 373-396.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**: 407-418.
- HELLER, P. L. & DICKINSON, W. R. (1985): Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems.- Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **69**: 960-976.
- HELMOLD, K. P. (1985): Provenance of feldspathic sandstones - the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review.- In: ZUFFA, G.G. (1985): Provenance of arenites.- Dordrecht, Reidel. **148**: 139-164.
- HENNINGSSEN, D. (1966a): Crushing of sedimentary rock samples and its effects on shape and number on heavy minerals.- Sedimentology, **8**: 253-255.
- HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine.- American Mineralogist, **70**: 1-15.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm - Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. Klagenfurt, Carinthia II.
- HERRON, M. M. (1988): Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data.- J. of Sed. Petr., **58**(5): 820-829.
- HINDERER, M. (1992): Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen - Sedimentologie, Petrographie, Geochemie.- Jb. Geol. B.- A., **135**: 335-379.
- HOWELL, D. G., JONES, D. L. & SCHREMER, E. R. (1985): Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific region, Earth Science Series.

- HUBICH, D. (2000): Geodynamische Entwicklung der Karnischen Alpen.- Tüb. Geo. Arb., **A58**: 1-101.
- HUENE VON, R. & LALLEMAND, S. (1990): Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins.- *Geo. Soc. Am. Bull.*, **102**: 704-720.
- HUMPHREYS, B., MORTON, A. C., HALLSWORTH, C. R., GATLIFF, R. W. & RIDING, J. B. (1991): An integrated approach to provenance studies: a case example from the Upper Jurassic of the Central Graben North Sea.- In: MORTON, A.C., TODD, S.P., HAUGHTON, P.D.W (1991): *Developments in Sedimentary Provenance studies*.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **57**: 251-262.
- HUSEN, D. v. (1976): Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Heraushebung der Karawanken.- *Carinthia II*, **86**: 113-126.
- HUSEN, D. v. (1984): Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes im terrestrischen Jungtertiär der Karawanken.- *Geol. Rundsch.*, **73**: 433-445.
- HUTCHEON, I. (1990): Aspects of the Diagenesis of coarse-grained Siliciclastic Rocks.- McIlreath, I.A. & Morrow, D.W.: *Aspects of the Diagenesis of coarse-grained Siliciclastic Rocks*.- Ontario, Geoscience Canada. 4.
- INGERSOLL, R. V. & SUCZEK, C. A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218.- *J. of Sed. Petr.*, **49**: 1217-1228.
- INGERSOLL, R. V., BULARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P. & PICKLE, J. D. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method.- *J. of Sed. Petr.*, **54**: 103-116.
- IRVINE, I. N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, Petrologic applications.- *Canadian Journal of Earth Science*, **4**: 71-103.
- JOCHUM, K. P., GIJBELS, R. & ADRIAENS, A. (2000): *Multielementmassenspektrometrie (MMS)*.- Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- JOHNSON, M. J., STALLARD, R. F. & LUNDBERG, N. (1991): Controls on the composition from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Columbia.- *Geo. Soc. Am. Bull.*, **103**: 1622-1647.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.- *Carinthia II*, **16**(Sonderheft): 78.
- KAHLER, F. (1971): Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente.- *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**: 137-143.
- KAHLER, F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen.- *Carinthia II*, **176**(96): 1-17.
- KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon Schichten der Karnischen Alpen.- *Carinthia II*, **176**(96): 425-441.
- KENT, D. V. & VOO, R. V. D. (1990): Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents - Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*
- KNOLL, R. (1999): Petrographie und Provenanzanalyse der Sandsteine der Hochwipfel- und Auernigschichten (Karbon) im Bereich westlich des Seebergsattels (Karawanken, Österreich und Slowenien).- (unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Stuttgart).
- KOLARSKY, R. A., MANN, P. & MONTERO, W. (1995): Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica.- *Geo. Soc. Am. Spec. Pub.*, **295**: 235-262.
- KÖPPEL, V., NEUBAUER, F. AND SCHROLL, E. (1993): *Pre-Alpidic Ore Deposits in the Central, Eastern and Southern Alps*.- Berlin, Springer.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Hallstatt Ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and western Carpathians.- In: CHANNEL, J.E.T., WINTERER, E.L., JANSKA, J.F. (1991): *Palaeogeography and palaeoceanography of Tethys*.- *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **87**: 109-135.
- KRAINER, K. (1989): Das Karbon in Kärnten.- *Carinthia II*, **179** / 99. Jhrg.: 59-109.
- KRAINER, K. (1990): Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten).- *Jb. Geol. B.- A.*, **133**(4): 567-574.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135**(1): 99-193.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan-Sediments of the Eastern and Southern Alps.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*.- Berlin, Springer.
- KRAWINKEL, H., KUTTEROLF, S., SPENGLER, N. & KNOLL, R. (review): Petrographische und geochemische Provenanz-Indikatoren der Hochwipfel Formation (Karbon, Karawanken).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*
- KRAWINKEL, H., WOZAZEK, S., KRAWINKEL, J. & HELLMANN, W. (1999): Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Soná Complex (NW Panama).- *Sedimentary Geology*, **124**: 149-168.
- KREUTZER, L. H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon.- *Jb. Geol. B.-A.*, **133**: 275.

- KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1994): Olistholithe in Flysch-Sedimenten der Karawanken: Die Entwicklung eines aktiven Kontinentalrandes im Karbon der Südalpen (Paläozoikum von Seeberg und Eisenkappel / Österreich).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **194**(1): 115-142.
- KUTTEROLF, S. & KRAWINKEL, H. (2000a): Petrofacies of the carboniferous Hochwipfel Formation of the Karawanken Mountains (Austria/Slovenia).- Terra Nostra, **2000/1**(Geology 2000 in Wien).
- KUTTEROLF, S. & KRAWINKEL, H. (2000b): Die Petrofazies der karbonen Hochwipfel Formation der Karawanken (Österreich/Slowenien).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43/2000** (Sediment 2000, Kurzfassungen/Abstracts).
- KUTTEROLF, S. & KRAWINKEL, H. (2001): Petrographische und geochemische Provenanz-Indikatoren der Hochwipfel Formation (Karbon, Karawanken).- Jena, Schriftr. Deutsch. Geol. Ges.: 68
- KUTTEROLF, S. (1996): Strukturgeologische Untersuchungen im Forearc von Südwest-Costa Rica (Raum Dominical).- Unveröff. Diplomarbeit, Universität Stuttgart: **107**.
- LASH, G. G. (1987): Longitudinal petrographic variations in a Middle Ordovician trench deposit, Central Appalachian orogen.- Sedimentology, **34**: 227-235.
- LÄUFER, A. L. (1996): Variscan and alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - Structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology.- Tüb. Geowiss. Arb. **A26**: 102.
- LÄUFER, A., LOESCHKE, J. & VIANDEN, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation.- Jb. Geol. B.-A., **136**(1): 137-162.
- LEAK, B. E. (1978): Nomenclature of Amphibolites.- Canadian Mineralogist, **16**: 501-520.
- LEFORT, J. P. (1989): Basement correlation across the North Atlantic.- Berlin, Heidelberg, New York, Springer.
- LICHTE, F. (1995): Determination of element content of rocks by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry.- Anal. Chem., **67**: 2479-2485.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the the Eastern Alps and its Palaeotectonic Significance.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J. (1971): Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich).- Z. Deutsch. Geol. Ges., **122**: 145-156.
- LOESCHKE, J. & SCHNEPF, H. (1987): Zur Geologie des Diabaszuges östlich Eisenkappel (Kärnten/Österreich).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174**(3): 303-329.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K. (1973): Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**: 115-138.
- LOESCHKE, J. (1970): Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebrichtal/Karawanken/Österreich).- Oberrhein. Geol. Abh., **19**: 73-100.
- LOESCHKE, J., SONNTAG, A. & KULLMANN, J. (1996): Zur Geologie des Koschuta-Zuges südlich von Eisenkappel (Karawanken).- Jb. Geol. B.-A., **139**(1): 35-43.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic.- Tectonophysics, **107**: 25-56.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II - depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.- J. of Sed. Petr., **52**.
- MACK, G. H. (1984): Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition.- J. of Sed. Petr., **54**: 212-220.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- MAGGETTI, M., FLISCH, M. & BOLLIN, R. (1990): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**: 121-157.
- MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. (1991): Schwerminerale in Farbe.- Stuttgart, Enke.
- MARSAGLIA, M. M. & INGERSOLL, R. V. (1992): Compositional Trends in arc related, deep marine sand and sandstones: A reassessment of magmatic-arc provenance.- Geo. Soc. Am. Bull., **104**: 1637-1649.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe.- Tectonophysics, **126**: 329-374.
- MATTHES, S. (1993): Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Springer.
- MAYNARD, B. J., VALLONI, R. & YU, K.-M. (1982): Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins, Geol. Soc. London Spec. Publ.
- MCCBRIDE, E. F. (1963): Classification of common sandstones.- J. of Sed. Petr., **33**: 664-669.
- MCGEARY, S. NUR, A., BEN-AYRAHM, Z. (1985): Spatial Gaps in arc volcanism: The effect of collision of subduction of oceanic plateaus.- Tectonophysics, **119**, 195-221

- MCLAUGHLIN, R. J. (1996): Large-scale right-slip displacement on the East San Francisco Bay Region fault system, California: Implications for location of late Miocene to Pliocene plate boundary.- *Tectonics*, **15**(1): 1-18.
- MCLENNAN, S. M. (1989): Rare Earth Elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.- In: Lippin, B.R., Mackay, G.A. (1989): *Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements*.- Min. Soc. of America., **21**: Review in Mineralogy.
- MCLENNAN, S. M., HEMMING, S., MCDANIEL, D. K. & HANSON, G. N. (1993): *Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics*.- Boulder, GSA Special Paper.
- MCLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., MCCULLOCH, M. T. & MAYNARD, B. J. (1990): Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal Evolution and plate associations.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2015-2050.
- MÉNARD, G. & MOLNAR, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into Late Palaeozoic European basin and range province.- *Nature*, **334**: 235-237.
- MIALL, A. D. (1990): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*.- New York, Springer.
- MILLIKEN, K. L. (1988): Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sandstones Northern Gulf Mexico.- *J. of Sed. Petr.*, **58**: 992-1002.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites.- *J. Geol. Chicago*, **83**: 249-281.
- MOLINAROLI, E., BLOM, M. AND BASU, A. (1991): Methods of Provenance Determination tested with Discriminant Function Analysis.- *J. of Sed. Res.*, **61**(6): 900-908.
- MORLOT von, A. (1847): *Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen*.- Wien, Braumüller.
- MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.- *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- MORTON, A. C. (1984): Stability of detrital minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin.- *Clay Miner.*, **19**: 287-308.
- MORTON, A. C. (1985a): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea.- *Sedimentology*, **32**: 553-566.
- MORTON, A. C. (1991): Geochemical Studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research.- In: MORTON, A.C., TODD, S.P., HAUGHTON, P.D.W (1991): *Developments in Sedimentary Provenance studies*.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **57**: 31-45.
- MOSHAMMER, B. (1989): Das südalpine pelagische Eisenkapeller Paläozoikum (Trögener Gruppe der Ostkarawanken) - Teil1: Aufschlußverhältnisse und Conodonten-Biostratigraphie.- *Carinthia II*, **99**(179): 611-640.
- MULLEN, E. D. (1983): Mn/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic enironments and its implications for petrogenesis.- *Earth and Planetary Science Letters*, **62**: 53-62.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts.- London, Graham & Trotman.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1978): *Turbidite facies and facies associations*.
- MUTTI, E. (1985): *Turbidite systems and their realtions to depositional sequences*.- Dordrecht, NATO Advanced Scientific Institute.
- NECHAEV, V. P. & ISPHORDING, W. C. (1993): Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments.- *J. of Sed. Petr.*, **63**: 1110-1117.
- NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from mayor element chemistry of lutites.- *Nature*, **299**: 715-717.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*.- Berlin, Springer.
- NEUBAUER, F. (1985): Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**: 46-64.
- NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 339-349.
- NEUBAUER, F. (1988a): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen).- *Abh. Geol. BA.*, **A 42**: 1-137.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement of the eastern Alps.- *Tectonophysics*, **164**: 49-62.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Japetus model".- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 313-333.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The Japetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe.- *Tectonophysics*, **169**: 229-256.

- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution.- *Contrib. Sediment.*, **1**:1-68.
- ORTON, G. J. AND READING, H. G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size.- *Sedimentology* **40**: 475-512.
- PAVICEVIC, M. K. (2000): Elektronenstrahlmikrosonde (ESMA).- Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- PEARCE, J. A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. Ophiolites, Geological Survey Department, Cyprus.
- PERROUD, J. A., VAN DE VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984): Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data.- *Geology*, **12**: 579-582.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstones.- New York, Springer.
- PFIFFNER, O. A. (1993): Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: The Central Alps.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- PHARAOH, T. C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. – *Tectonophysics*, **314**, 17-41.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff.- Stuttgart, Enke.
- PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N. & HEIN, F. J. (1989): Deep Marine Environments - Clastic Sedimentation and Tectonics.- London, Unwin Hyman.
- PITCHER, W. S. (1983): Granite Type and tectonic environment.- London, Academic Press.
- PITCHER, W. S. (1987): Granites and yet more granites forty years on.- *Geol. Rundsch.*, **76**: 51-79.
- PLAS, L. V. D. & TOBI, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results.- *Am. J. Soc.*, **263**: 87-90.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps.- *Geol. Rundsch.*, **77**:641-670.
- POHL, W. (1984): Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement.- *Geol. Rundsch.*, **73**: 131-147.
- POLINSKI, R. K. & EISBACHER, G. H. (1992): Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, Southeastern Alps.- *J. Struct. Geol.*, **14**: 1203-1213.
- POLINSKI, R. K. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Südkärnten, Österreich.- Dissertation, Universität Freiburg.
- RAMOVŠ, A. (1969): Entwicklung der Devon-Schichten in der Umgebung von Jezersko.- Bericht im Manuskript, Univ. Ljubljana.
- RAMOVŠ, A. (1969): Geologische Forschungen (1959-1968) im Paläozoikum der Karawanken (Jugoslawischer Anteil).- *Carinthia II*, **27**: 29-37.
- RAMOVŠ, A. (1971): Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken.- *Z. deutsch.Geol. Ges.*, **122**: 157-160.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: The Eastern Alps.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (1993A): History of Geological Investigations in the Pre-Triassic Basement of the Alps.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (1993B): Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement - An Overview.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- RAUMER, J. F. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea.- *J. of Earth Science*, **87**(3): 407-435.
- RAUMER, J. F., NEUBAUER, F. (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- Berlin, Springer.
- RAVNAS, R. & FURNES, H. (1995): The use of geochemical data in determining the provenance and tectonic setting of ancient sedimentary successions: The Kalvag Melange, western Norwegian Caledonides.- *Special Pub. of IAS*, **22**: 237-280.
- READING, H. G. & RICHARDS, M. (1994): Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system.- *AAPG Bull.*, **78**.
- READING, H. G. (1996): Sedimentary Environments.- Oxford, Blackwell.
- ROLSER, J. & TESSENHORN, F. (1974): Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament.- *Jb. Geol. B.-A*, **25**: 23-53.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio.- *Journal of Geology*, **94**: 635-650.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1988): Provenance signatures of Sandstone-Mudstone suites determined using discriminant function analysis of Major-Element data.- *Chemical Geology*, **67**: 119-139.

- SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back arc spreading centre in the Esat Scotia Sea.- *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 555-572.
- SAWYER, E. W. (1986): The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province; Canada.- *Chemical Geology*, **55**: 77-95.
- SCHALTEGGER, U. (1991): Die polymetamorphe Geschichte des Aarmassivs - neue U-Pb-Resultate.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Ges., Jahrestagung Chur 1991, Abstracts* 20.
- SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten).- *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**: 301-304.
- SCHENK-WENGER, K. & STILLE, P. (1989): Geochemical and isotope evidence for an extensive Proterozoic ophiolite-suite in the Central Alps (Switzerland).- *Eur. J. Mineral*, **11**:1-160.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1971): Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **138**: 157-168.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Conodontenstratigraphische Arbeiten im Altpaläozoikum.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**: A81-A83.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- *Abh. Geol. B.-A.*, **33**: 124.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1993): The Pre-Alpine Evolution of the Continental Crust of the Central Alps- An Overview.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (1993): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*.- Berlin, Springer.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised world maps and introduction.- In: MCKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. (1990): *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*.- *Geol. Soc. Mem.*, **12**: 1-21.
- SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P. (1980): Magnetische Messungen entlang dem östlichen Teil des Periadrischen Lineaments.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**: 291-298.
- SHANMUGHAM, G. (1996a): High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?- *J. of Sed. Res.*, **66**.
- SHANMUGHAM, G. (2000): 50 years of the turbidite paradigm (1950s - 1990s): deep water processes and facies models - a critical perspective.- *Marine Petroleum Geology*, **17**: 285-342.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lava.- *Earth and Planetary Science Letters*, **59**: 101-118.
- SIEWERT, W. (1984): Der Werdegang der Karawanken - Stratigraphischer Abriß und Strukturgeschichte.- *Jb. Geol. B.- A.*, **127**: 29-133.
- SILVER, E. A. & REED, D. L. (1988): Backthrusting in acretionary wedges.- *J. geophys. Res.*, **93**: 3116-3126.
- SONNTAG, A., BRACKE, G., LOESCHKE, J. & SATIR, M. (1997): Untersuchungen an Zirkonen aus dem Flysch der Karawanken: Ihre Bedeutung für potentielle Liefergebiete und paläogeographische Fragen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **140**(2): 251-273.
- SPENGLER, N (1999): Petrographie und Provenanzanalyse der Hochwipfel- und Auernigsschichten im Bereich östlich des Seebergsattels (Südkarawanken, Kärnten, Österreich).- (unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Stuttgart)
- STACHE, G. (1874): Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permschichten dieses Gebietes.- *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **36**: 277-378.
- STAMPFLI, G. M. (1996): The Intra-alpine terrain: a paleotethyan remnant in the alpine Variscides.- *Ecloga geol. Helv.*, **89**(1): 13-42.
- STAMPFLI, G. M., MARCOUX, J. & BUND, A. (1991): Tethyan margins in space and time.- *Palaeo. Palaeochim. Paleoeco.*, **87**: 373-409.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., ZYCH, D. & RUESS, D. (1980): Bestimmung des Bouger-Schwerefeldes der Karawanken und der Sattnitz.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**: 299-306.
- STEUDEL, M. (2000): Strukturelle Entwicklung der Karawanken entlang der Traverse Ebriachtal - Paulitschsattel (Kärnten, Österreich).- unveröffent. Diplomarbeit.
- STEVENS, R. E. (1944): Composition of some chromites of the Western Hemisphere.- *Am. Min.*, **29**: 1-34.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M. (1985): Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Penninic nappe system of the Alps: evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**: 184-192.
- STOSCH, H. G. (2000): *Geochemie der Seltenen Erden*.- Vorlesungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln, 1988 – 1993, Skript mit Ergänzungen von 1998 und Sommer 2000; http://129.13.109.66/WWW_only/html/ftp.html.
- STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. (1980): A physical model for the transport and sorting of finegrained sediments by turbidity currents.- *Sedimentology*, **27**: 31-46.
- STOW, D. A. V. (1986): *Deep clastic seas*.- Oxford, Blackwell.
- STRUCL, L. (1970): Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken.- *Geologija*.

- SUTTNER, L. J. & BASU, A. (1985): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method - Discussion.- *J. Sed. Petrol.*, **55**: 616-617.
- SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-Mittel- und Unterostalpins.- *Jb. Geol. B.-A.*, **132**: 791-821.
- TAYLOR, S. R. & MC LENNAN, S. M. (1985): *The Continental Crust: its composition and evolution*, Blackwell.
- TELLER, F. (1898): Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Eisenkappel-Kanker, 1:75000 mit Erläuterungen.
- TESSENSOHN, F. (1968): Unterkarbon-Flysch und Auernig-Oberkarbon in Trögern, Karawanken, Österreich.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*: 100-121.
- TESSENSOHN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **138**: 169-220.
- TESSENSOHN, F. (1974): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**: 89-130.
- TESSENSOHN, F. (1983): Eisenkappler und Seeberger Paläozoikum. Geologische Karte der Karawanken 1:25 000, Ostteil. Wien, Geol. Bundesanstalt.
- THIEL, G. A. (1945): Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**: 127.
- TORTOSA, A., PALOMARES, M. & ARRIBAS, J. (1991): Quarz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis.- In: MORTON, A.C., TODD, S.P., HAUGHTON, P.D.W (1991): *Developments in Sedimentary Provenance studies*.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **57**: 47-54.
- TOTTEN, M. W., HANAN, M. A. & WEAVER, B. L. (2000): Beyond whole-rock geochemistry of shales: The importance of assessing mineralogic controls for revealing discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**(7): 1012-1022.
- TOULKERIDIS, T., CLAUER, N., KRÖNER, A., REIMER, T. & TODT, W. (1999): Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaen Barberton Greenstone Belt, South Africa.- *Sedimentary Geology*, **124**: 113-129.
- TRÖGER, W. E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*.- Stuttgart, Schweizerbart.
- UNGER (1843): *Geognostische Skizze der Umgebung von Grätz*.- Graz, Ferstl.
- VAI, G. B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy.- *Bull. Soc. Geol. France.*, **1986**(8): 95-114.
- VAI, G. B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction.- *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **20**: 39-45.
- VALLONI, R. (1985): Reading provenance from modern marine sands.- In: Zuffa, G.G. (1985): *Provenance of arenites*.- Dordrecht, Reidel., **148**: 309-332.
- VEBLEN, D. R. & RIBBE, P. H. (1982): Amphibolites: Petrology and experimental phase relations, *Min. Soc. of Am.*, **9b**: 390
- VELBEL, M. A. (1985): Mineralogically mature sandstones in accretional prisms.- *J. of Sediment. Petrol.*, **55**(5): 685-690.
- VENTURINI, C., FERRARI, C., SPALETTA, C. & VAI, G. B., EDS. (1982): *La discordanza ercinica, il tardo-orogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Bologna, Guide geol. reg. S.G.I.
- VISONÀ, D. (1992): The gabbro-amphibolite complex of Corno Bianco (Bolzano, NE Italy): an Eoalpine pluton in the Austroalpine of the eastern Alps?- *Sienna, IGCP project 276 newsletter*.
- VISSER, J. N. J. (1990): The age of the late Palaeozoic glacial deposits in southern Africa.- *S. Afr. J. Geol.*, **93**: 366-375.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- *Liverpool and Manchester Geological Journal*, **2**: 503-567.
- WALKER, N. W. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.- *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**: 932-966.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J. (1983): *Geodynamic interpretation of the Varescides*, Springer.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (2000): *Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)*.- Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- WELTJE, G. J. (1994): Provenance and dispersal of sand-sized sediments.- *Geologica Ultraiectina*, **121**: 1-208.
- WESTGATE, J. A., PERKINS, W. T., FUGE, R., PEARCE, N. J. G. & WINTLE, A. G. (1994): Trace-element analysis of volcanic glass shards by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: application to tephrochronological studies.- *Appl. geochem.*, **9**: 323-335.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*.- London, Chapman & Hall.
- WIMMENAUER, W. (1984): Das prävariszische Kristallin im Schwarzwald.- *Forscht. Miner., Beih.*, **62**: 69-86.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*.- Stuttgart, Enke.

- YOKOYAMA, K., AMANO, K., TAIRA, A. & SAITO, Y. (1990): Mineralogy of silts from the Bengal Fan.
- ZIEGLER, P. A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe - a working hypothesis.- *Geol. Mijnbouw*, **63**: 93 - 108.
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe.- *Tectonophysics*, **126**: 303-328.
- ZIMMERLE (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete?- *Geol. Rundsch.*, **61**: 116-139.
- ZIMMERLE, W. (1984): The geotectonic significance of detrital brown spinel in sediments.- *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **56**: 337-360.
- ZUFFA, G. G. (1985): Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results.- In: ZUFFA, G.G. (1985): Provenance of arenites.- Dordrecht, Reidel., **148**.

ANHANG

ANHANG

Übersicht:

1	Tabellarische Profilbeschreibung	1
2	Einzelprofile	13
3	Leichtmineralanalyse	34
4	Schwermineralanalyse	44
5	Mineralchemie	48
6	Gamma-Ray-Messungen	51
7	Gesamtgesteinschemie	56

Profil 2		Koordinaten: R:54 31 800 / H:14 59 400		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit		Beschreibung
(1)		120		Feinkies, weniger lila und Feinsandlamellen
(2)	S1.2	70	P 2/1	Fs lila
(3)	G1.1	220		Grobsand - Feinkies mit lila Klaster und Schwarzen Tonklaster konglomeratisch
(4)	G1.1	120		
(5)	G1.1	120		Grob-Mittelkies wie 2, aber größer Feinsandlamellen; Mischung von runden und größeren Klaster nach oben hin feiner; grau – lila
(6)	S2.1 + T1.1	40		Grau – lila; Mittel-Grobsand mit wenigen groben Qz- Klaster, massig, untergeordnet planar schräggeschichtet
(7)	G1.1 → G1.2	340		MK nach oben hin feiner aber auch runder. 3 Schübe mit 110 Mittelkies; eckige Komponenten nach oben hin in Feinkies und gerundet übergeht
(8)	G2.1	100		Feinkies ohne Feinsandlinsen, schräggeschichtet, gradiert
(9)	T1.1	50+		Feinsand – Siltstein
(10)	G1.1	100		Hier unregelmäßige Schichtgrenze nach oben; massives Quarzgeröll mit großen Qz-Klaster bis 5 cm; darin Qz im Zentimeter-Bereich erscheint weißlich-rosa, nicht so gut gerundet. Quarzschicht eingeregelt drin mit Linear von 150/30. Danach war Fließrichtung ca. nach SSW
(11)	G1.2	220		Mittelkies 2-4 cm große Qz-Klaster sehr gut gerundet, erscheinen in einer welligen Oberfläche (evtl. Rinnenfüllung) grau-weiß, kaum Matrix, fast nur dieses Klaster gut sortiert. Rinnenachse mit 210/57, nach SW einfallend; weitere Rinne mit 90/11 nach E einfallend
(12)	S2.1	180	P2/8	Weiterhin von Qz-Klaster dominiert (100%) vereinzelt Glimmer zu sehen; Grobsandstein grau-weiß; Qz Klaster eingeregelt: Längsachse = 176/11; 186/19; Querrichtung: 67/25 → ca. Fließrichtung nach S; Rinnenstruktur mit Rinnenachse 189/22 = nach Süden einfallend;
(13)	S2.2	50		grau, leichte Bänderung zu sehen (dunkler); Mittelsandstein – Grobsandstein mit viel Glimmer, langwellige trogförmige Schrägschichtung → Hummocky
Profil 3		Koordinaten: R:54 81 000-54 80 200 / H:14 40 150-14 40 000		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	S1.1	200	P3/1	Grobsand; Quarzit, horizontal geschichtet, grau-violett, fast nur Qz, stark suturiert
(2)	S1.2	400	P3/2	Mittelsand – Feinsand; Quarzit; violett-grau
(3)	G1.2	270		Feinkies, Quarze gerundet, 1-2 cm, keine Matrix vorhanden, gut sortiert
(4)	S2.2	10		Fein-Mittelsand, gut gerundet, Schrägschichtung ?
(5)	G1.1	300		Klaster in 0,5 - 1 cm Größe → Feinkies, Lydite drin, Einregelung der Klaster : L = 52/33= NE; Sf= 328/60; Sl= 50/16 → NE
(6)	T1.1	40		Silt-Feinsand, geschiefert
(7)	S1.1	120	P3/3	Grobsand gut sortiert, Glimmer vorhanden
(8)	G2.1	170		Matrix mit Grob-Mittelsand darin schwimmen gerundete 1 cm große Qz-Klaster, Sandsteinfaser drin, gradiert, nach oben hin feiner,
(9)	S2.2	370	P3/4	Grobsand gut sortiert, Qz-reich im Wechsel mit großen Quarzklaster die lagig angeordnet sind (4-6 cm), Glimmer vorhanden, langwellig trogförmige Schrägschichtung? oder Hummocky ?
(10)		100		Schichtlücke
(11)	G2.1	470	P3/5	Matrix aus Grobsand, darin eingeschaltet 1-2 cm große gerundete Qz-Klaster in manchen Zonen auch 4-5 cm große Feinsandklaster, schräggeschichtet
(12)	S2.1	110	P3/6	Grobsand mit 0,5 cm, Qz-Klaster, grünlich, kaum andere Komponenten
(13)	S2.2	270	P3/7	Mittelsand-Feinsandmatrix mit Klaster im cm-Bereich, subrounded, elongiert
(14)	S2.1	30	P3/8	Grobsand Matrix mit 0,5 - 1 cm großen Qz-Klaster gut gerundet und Glimmer
(15)	G1.2	210	P3/9	Klaster eingeregelt, Linear = 310/15→NW. Fein - Mittelkies, bimodale Klasterführung; kleinere (0,5 cm) gut gerundete Qz-Klaster und große 1-2 cm große Ton-Sandsteinklaster
Profil 4		Koordinaten: R:54 53 250-54 624 00 / H:14 42 000-14 39 500		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	F2.1	400		Tonstein hellgrau; Fältelung ohne Glanz, leicht geschiefert
(2)	E1.1	200		Tonstein – Siltstein , grau glänzend, stark geschiefert
(3)	D1.1	300		Siltstein mit Lyditklaster → größer + roter Verwitterung, leicht glänzend, stark geschiefert
(4)	C1.1	200		Siltstein – Feinsandstein, dunkelgrau ohne Klaster leicht geschiefert
(5)	D1.2	150		Siltstein braun/grau + rötlich, weniger stark geschiefert
(6)		25	P4/1	Tuff, wie am Seeberg
(7)	D2.2	130		Siltstein – Tonstein hellgrau stark geschiefert
(8)	B1.1	60	P4/2	Sandstein rötlich, Feinsandstein – Mittelsandstein
(9)	F2.1	130		Verfältete Tone mit Qz + anderen Klaster im mm – cm Bereich, stark geschiefert, Auflastmarken,
(10)	B1.2	40	P 4/3	Grobsandstein mit großen (mm) Lyditen und ripp up clasts
(11)	A2.5	120	P4/4	Lyditbrekzie, eingeregelt zwischen Tonfasern. Matrix ist Grobsand + Klaster in mm – 0,5 cm groß, hellgrau
(12)	B1.2	70	P4/5	Mittelsandstein , hellgrau, Fsp erkennbar, dunkle Klaster
(13)		35	P4/6	Grobsandstein , hellgrau, Fsp erkennbar, dunkle Klaster
(14)	F2.1	300		Ton schwarz glänzend gefaltet, stark geschiefert
(15)	C2.2	450		Siltstein hellgrau, matt, weniger stark geschiefert
(16)		190		Siltstein – Tonstein, schwarz, matt, weniger stark geschiefert
(17)		40		Siltstein – Feinsandstein , hellbesch, matt wenig stark geschiefert
(18)		170		Siltstein – Tonstein leicht glänzend, stärker geschiefert
(19)		120		Siltstein übergehend in Feinsandstein mehr Feinsand weniger stark geschiefert, dunkelgrau
(20)		140		Feinsandstein übergehend in Siltstein mit Laminierung in 0,5 cm Abständen durch Tonhäutchen getrennt; nach oben hin engständiger werdend im mm-Bereich
(21)	C2.2	300		Schichtlücke
(22)		140		Siltstein übergehend in Tonstein beige rötlich, stark geschiefert
(23)		80		Siltstein hellgrau, faserig, ungeordnet, stark tektonisch geschiefert
(24)		570	P4/7	Bescher Feinsandstein laminiert und durch Tonschichten voneinander getrennt im 0,5 cm – Bereich, Ton=0,5mm, nach oben hin engständiger werdend + mehr Tonschichten (1 mm- Abstand)
Profil 5		Koordinaten: R:54 71 600-54 75 500 / H:14 41250-14 49500		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	S1.1	70	P 5/1	Grobkörnig violetter Sandstein
(2)		50	P5/2	Grobsandstein violett, planare Schrägschichtung
(3)	S1.2	1000		Schichtlücke ; ab hier Sandstein – Schiefer Wechsellagerung, violetter Schiefer+ Glimmerreicher weißer Qz – Sandstein
(4)		20		Siltstein, sandig weiß, glimmerreich
(5)		70		Violetter Sandstein an der Basis (30) Mittelsandstein ; violette Silte – Tone(40 cm)
(1)	T1.1	10	P 5/3	Ton violett – schwarz
(2)	S1.2	400		Weißlich violetter Grobsandstein mit Qz-mobilisat
(3)	S1.2	30	P 5/4	Wechsellagerung Tonschmiere – Mittelsandstein/ Feinsandstein
(4)	S1.1	20	P 5/5	Grobsandstein – Feinkies
(1)	G1.2	120		Konglomeratischer Sandstein mit Qz-Klaster in cm- Größe (2cm); total weiß gut gerundete Klaster
(2)	G2.1	220	P 5/6	Rötliches Grobkonglomerat. Matrix Mittelsandstein – Grobsandstein , vereinzelt Qz – Klaster in cm-Größe.
(3)	G1.2	410		Nach oben hin mehr und größere Klaster (3-5 cm) + größere Matrix Violettes Konglomerat gut sortiert mit Klaster in 0,5 – 1cm Größe. Nach oben hin feiner werdend in Grobsandstein übergehend, mit Qz-Mobilisaten (3 cm Ø); Oben kommen Tonfasern dazu.
(1)	G1.2	190	P 5/7	Eventuell violettes Konglomerat von vorher
(2)	S2.2	50	P 5/9	Glimmerreicher Feinsandstein, übergehend in Mittelsandstein, vereinzelt Lydite; evtl. noch Spuren von langweiliger Schrägschichtung → Hummocky
(3)	S2.1	70	P 5/8	Hellgrauer Grobsandstein mit wenig großen Klaster(1-2 cm) (Lydite + Quarze). Sandstein verwittert lamineartig-> war horizontal geschichtet
(4)	G1.2	110 nach oben ?		Konglomerat mit gut gerundeten Qz- Klaster, kaum Matrix, weiß; Klaster in 1-2 cm Ø; gut sortiert
(1)	T1.1	400		Übergang in Hochwipfel Formation ?
(2)	S1.1	200–300		Grobsandstein Quarz, rötlich
(3)	S1.1	70		Weißlicher Grobsandstein
(4)	T1.1	170		Violetter Siltstein –Feinsandstein
(5)	S1.1	250		Weißlicher glimmerreicher Mittelsandstein
(6)		300		Schichtlücke
(7)	G1.2	800		Grobes Auernigkonglomerat 3-5 cm Ø
(8)	S2.1	300		Grobsandstein – Feinkies, planar schräggeschichtet, gebankt in dm
Profil 6		Koordinaten: R:54 71 250 / H:14 37 500		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.3	110		Schwarz glänzende Siltstein stark geschiefert/laminiert mit Qz – Mobilisate im oberen Teil (80 cm) welche 8 cm dick ist
(2)	C2.3	180		Schwarze Wechsellagerung von dünnen schwarzen Tonhorizonten stark geschiefert und Feinsandstein Lagen im 0,5 cm Bereich; Bioturbation
(3)	C2.2	130	P6/1	Dunkelgrauer Mittelsandstein mit vereinzelt schwarzen Tonlamellen; Bioturbation
(4)		115	P6/2	Mittelsandstein – Grobsandstein mit deutlich mehr Klaster/Fsp, weniger geschiefert, verwittert hervor
(5)	F2.1	10		Schwarzer stark geschieferter Ton
(6)		70		Dunkel grauer Siltstein gefaltet und mäßig geschiefert mit Qz-Mobilisaten

(7)	C2.4	30		Mittelsandstein kompakt, leicht geschiefert, mit Tonhäutchen dazwischen
(8)		410		Wechsellagerung Tonstein mit Feinsandstein im 1-2 mm Bereich, beide gleich dick
(9)		260		Wechsellagerung Siltstein /Mittelsandstein – Grobsandstein im cm Bereich
(10)	B1.2	50	P 6/3	Grobsandstein rot – Bank
(11)		100	P 6/4	Hellgrauer Grobsandstein mit vielen Quarzen
(12)		25		Dunkelroter Grobsandstein
(13)		210	P 6/5	Hellroter – hellbrauner Mittelsandstein – Grobsandstein
Profil 7 Koordinaten: R:54 51 900 / H:14 41 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)		22	P 7/6	Dunkelgrauer – grauer Mittelsandstein, sehr gut sortiert; planare Schrägschichtung; eventuell Rippel
(2)		4		Siltstein + vereinzelt Tonhäutchen
(3)	C2.2	25	P 7/4	Dunkelgrauer Grobsandstein normal gradiert an Tonlamellen –> Ripp up clasts+ Brüchen bräunlich rot verwitternd
(4)		30	P 7/3	Wechsellagerung Feinsandstein – Tonhäutchen; Feinsandstein immer 1-3 mm; Tonhäutchen ganz dünn
(5)	B2.1	60	P 7/2 + P 7/5 P 7/1	Mittelsandstein rötlich, kaum ausgeprägte Wechsel mit ganz dünnen Tonhäutchen; die letzten 20 cm vor (5) kommen viel Qz-Mobilisate dazu und starke rötlich verwitterte Ton + Silt Horizonte + die eingeschalteten Mittelsandsteine; planare Schrägschichtung
(6)		35		Wechsellagerung Tonstein / Feinsandstein im 0,5 – 1cm Bereich
(7)		310		Wechsellagerung Silt – Feinsandstein im 1-2 mm – Bereich, dunkelbraun – rot
(8)	C2.3	500		Wechsellagerung Ton – Silt/Feinsandstein, schwarz – grünlich mit rotem Verwitterungshorizonten an den Tonen. Verwittert Bänkechen artig in mm – cm Bereich
Profil 8 Koordinaten: R:54 50 900 / H:14 40 750				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	E2.2 ?	100		Schwarzer geschieferter Tonstein in Zwischenlagen rot verwitternd
(2)	C2.3	190	P 8/1	Grobsandstein normal gradiert mit Zwischenlagen von Ton; Tonhäutchen und Sandstein im 0,5 – 1 cm Bereich
(3)		30		Tonstein schwarz glänzend, stark geschiefert
(4)		30		Vulkanische Aschenlage
(5)		150		Tonstein / Feinsandstein Wechsellagerung im mm – Bereich mit Tonhäutchen dazwischen
(6)		160		Tonstein / Mittelsandstein Wechsellagerung im 1 mm - Bereich
(7)	C2.3	40	P 8/2	Mittelsandstein – Grobsandstein rötlich, normal gradiert
(8)		550		Schwarz – bescher, glänzender, stark geschieferter Tonstein, nach oben richtig schwarz
(9)		490		Siltstein besch mit Tonhäutchen zwischen drin im mm-Bereich; nach oben hin geht Siltstein in Siltstein – Feinsandstein über.
(10)		350		Schwarzer Siltstein mit Tonlamellen
(11)		80		Feinsandstein (im cm Bereich) im Wechsel mit tonigen Lamellen (2 mm). Eventuell planare Schrägschichtung vorhanden, allerdings stark verwittert.
(12)		100		Schichtlücke (tektonisch)
(13)	D1.1	470		Schwarzer geschieferter glänzender Schlammstein ; obere 65 cm mit vielen schieferungsparallelen Qz-Mobilisaten
(14)	C2.2	115	P 8/3	Feinsandstein – Mittelsandstein ? durch Tonlamellen mit Laminierung, getrennt, einzelne Lagen im 5 - 10 cm Bereich
(15)		40		Grobsandstein dunkelgrau; planare Laminierung,
(16)		410		Siltstein / Tonstein Wechsellagerung geschiefert
(17)		200		Feinsandstein /Siltstein Wechsellagerung leicht geschiefert
(18)	B1.1	60 + ?	P 8/4	Feinsandstein – Mittelsandstein grau-bräunlich/rot. evtl. Rip-up-clasts
Profil 9 Koordinaten: R:54 52 500 / H:14 43 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D1.1	250		Schwarze Tonstein/Schlammstein; glänzend; stark geschiefert
(2)	C2.4	110		Feinsandstein / Tonstein Wechsellagerung
(3)		30		Siltsteinlagen schwarz geschiefert
(4)	C2.2	140		Feinsandstein – Mittelsandstein (0,5 – 1cm) Wechsellagen mit Siltstein – Tonstein (1 mm) ; verwittert plattig.
(5)		10		Tonstein – Siltstein / Feinsandstein Wechsellagerung schwarz
(6)	C2.1	330	P 9/1	Wechsel von Grobsandstein – Mittelsandstein mit Tonhäutchen, die tektonisch ausgeschmiert wurden (phyllitartig) glänzend
(7)		30		Feinsandstein rötlich laminiert mit Tonhäutchen
(8)	C2.1	20		Grobsandstein – Feinkies; normal gradiert, dunkelgrau mit großen Lyditen; oben 8 cm Quarzmobilisate
(9)		125		Feinsandstein laminiert, beige Farbe
(10)	C2.2	40		Grobsandstein hellgrau – beigelaminiert mit Siltstein
(11)		210		Feinsandstein/ Siltstein Wechsellagerung dunkelgrau glänzend, geschiefert
(12)		180		Wechsellagerung Mittelsandstein (0,5 cm – 1 cm Bereich)
(13)		110		Feinsandstein mit Tonhäutchen laminiert im mm - Bereich
(14)		70 + ?		Schwarzer glänzender Tonstein; geschiefert
Profil 10 Koordinaten: R:54 73 000-54 75 000 / H:14 45 750-14 31 250				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	160		Wechsellagerung dunkelgrauer Feinsandsteine (0,5 cm) mit schwarzen Silten; evtl. Schrägschichtung; wieder Qz gefüllte Extensionsgänge zu finden (Ø 5 cm) im unteren Drittel
(2)		460		Glänzende Silt – Tonstein (Tonhäutchen) Wechsellagerung, schwarz im mm-Bereich
(3)		130		Dunkel schwarz stark glänzender Tonschiefer, teilweise ausgequetscht
(4)	C2.3	140 + ?		Wechsellagerung Feinsandstein /Ton im halben cm – Bereich; laminiert ca. gleichdick. Quarzmobilisat im unteren Bereich
(1)	C2.2	320		Schwarz glänzender Siltstein – Feinsandstein nach oben in Feinsandstein / Silt Wechsellagerung übergehend, sehr fein laminiert; weiter nach oben in Feinsandstein übergehend
(2)	C2.3	70	P 10/1	Dunkelbrauner Feinsandstein – Mittelsandstein, planare Schrägschichtung in Wechsellagerung mit dunklem Feinsandstein (1-2 cm); bei frischem Anschlag dunkelgrau
(3)		5		Feine Tonschicht schwarz, geschiefert
(4)		100		Dunkelgrau glänzender Feinsandstein, stark geschiefert mit evtl. Tonhäutchen dazwischen
(5)		800	P 10/2	Schwarzer Silt – Feinsandstein, stark geschiefert und glänzend, mit glänzenden Partikel, dazwischen geschaltet dünne Vulkanitlage (5cm)
(1)	C2.3	120		Feinsandstein (1-3 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung dunkelgrau
(2)	D2.2	30		Plattige Tonlagen (0,5 mm) und 1-2 mm dicke Mittelsandstein Lagen in Wechsellagerung; extrem schiefrige Platten, normal gradiert
(3)		130		Schwarze glänzender Feinsandstein – Siltstein in dem bevorzugt Faltung zu sehen ist
(4)		1170	P 10/3	Schwarze Feinsandstein – Siltstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung; stark verfalltet mit stellenweise 2-3 cm mächtigen Mittelsandstein Lagen; Man findet Blattabdrücke in den Tonlagen und Quarzmobilisate 2-5 cm mächtig, teilweise bis 10 cm. Immer wieder glänzende Schieferstone dazwischen (5 – 10 cm) (Bsp. nach 40,10 t, 210, 5 t, 265, 10 t, 410, 5 t, 830, 5 t, 970, 10 t, 1170
(5)		70		Schwarze glänzende sehr stark geschieferte Tonstein
(6)		335		Wie 4 nur jetzt vermehrt talgige Tonschieferlagen dazwischen (5-10 cm): nach 50, 10 t, 90, 5 t, 135, 5 t, 210, 10 t, 240, 5 t, 90
(1)	C2.3	130 +		Feinsand gradiert – Siltstein(1-3 mm) /Tonlamellen(0,5 mm) ; dunkelgrau mit Glimmer bis hellgrau massig
(2)		100		Feinsand gradiert – Siltstein(1-3 mm) /Tonlamellen(2 mm) ; dunkelgrau mit Glimmer bis hellgrau massig extrem schiefrige Platten
(3)		70		Brauner Siltstein
(4)		60		Schwarze Siltstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm) laminiert
(5)		200 +?		Siltstein grau/braun mit Feinsandlagen (2cm)
Profil 11 Koordinaten: R:54 76 500 / H:14 47 500				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	T1.1	80		Violette Siltstein – Feinsandstein
(2)	S1.2	100		Schlecht sortierter weiß – brauner Qz – Grobsandstein
(3)	T1.1	120		Tonstein grünlich – weiß – braun
(4)		150		Schichtlücke
(5)	S2.1	210		Hellgrau – violetter Qz Grobsandstein – Feinkies, viel Lydite, Qz –Komponenten 2-3 mm; Qz – Matrix ?, glänzt wenn frisch; Hellglimmer vorhanden
(6)	S2.1	10	P 11/5	Feinsandstein – Siltstein ; violett stark geschiefert
(7)	G1.1	30	P 11/4	Hellgrau – violetter Qz Feinkies, viel Lydite, Qz –Gerölle 2-3 mm; Qz – Matrix ?, glänzt wenn frisch; Hellglimmer vorhanden
(8)	G2.1	100	P 11/3	Feinkies. Hellgrau – violett, nach unten hin feiner werdend
(9)	T1.1	20		Brauner Feinsandstein – siltiger Horizont, nicht verfestigt mit ab und zu Qz-Komponenten in 0,5 – 1 cm Größe
(10)	S2.2	70	P 11/2	Violetter Grobsandstein, gut sortiert, weiße Klaster im 1 mm-Bereich + evtl. Muskovit
(11)	G1.1	70		Konglomerat mit violetten Tonen und 1-2 cm großen Geröllen; fühlt sich talgig an, Lydite vorhanden
(12)	S1.1	60	P 11/1	Qz – Sandstein weiß gering violett; Qz-Körner bis 1-2 mm Bereich, viel Qz-Matrix → Grobsandstein
Profil 12 Koordinaten: R:54 90 500 / H:14 43 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	180		Wechsellagerung Feinsandstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm); schwarz plattig, stark geschiefert, verwittert dunkelgrau/braun
(2)		140		Siltstein(1-2 mm) / Tonstein (Häutchen) Wechsellagerung; schwarz
(3)	C2.3	200		Feinsandstein – Siltstein / Tonstein Wechsellagerung mit Quarzmobilisaten; relativ hell, nach oben hin mehr Feinsandstein
(4)				dazwischen Störung
(5)	C2.3	1170	P 12/1	Siltstein – Feinsandstein (2-3 cm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung, auch hier Faltung, aber nicht so viel und ausgeprägt; verwittert äußerst plattig→ stark geschiefert; nach oben wird die Sache gröber; Hier Rinnenstruktur an Basis. In der Rinne mehr Feinsandstein/Mittelsand als Siltstein und Farbe bekommt einen braun- beigen Stich, planare Schrägschichtung→ Nach oben feiner werdend
Profil 13 Koordinaten: R:54 97 500 / H:14 44 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung

(1)	C2.2	110	P 13/1	Feinsandstein geschiefert, bräunlich rot; alle 1-2 cm Tonhäutchen schwarz horizontal geschichtet
(2)		190	P 13/2	Mittelsandstein (2-3 cm) in Wechsellagerung mit 1 mm starken Tonlamellen schwarz; dunkelgrau / rötlich
(3)	C2.3	110		Dunkelgrauer Feinsandstein (1-2 mm) engständig mit Tonlamellen (0,5 mm) wechselnd
(4)		130		Tonstein (0,5 mm) / Siltstein – Feinsandstein (1 mm) Wechsellagerung, tektonisch beansprucht; stark geschiefert
(5)	B1.2	210		Feinsandstein bräunlich – grau, rote Verwitterungsränder, glänzt bei frischem Anschlag → Glimmer → tektonisch beansprucht → geschiefert, Tonlamellen nicht regelmäßig
(6)	B1.2	120	P 13/3	Gräulich – weißer Mittelsandstein – Grobsandstein; viel Qz drin, rip-up-clasts

Profil 14		Koordinaten: R:55 04 000 / H:14 44 200		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.3	1100		Siltstein (2 mm) / Tonstein (1 mm) Wechsellagerung; schwarz – braun; sehr engständig
(2)		800		Schichtlücke
(3)	C2.3	460	P 14/10	Siltstein / Sandstein / Dolomit / Kalk Wechsellage; → 1 cm Silt; 0,5 – 3 cm Sandstein, Dolomit, Kalk. Sprudelt teilweise stark, aber auch teilweise gering. Im Gelände verwittert das Material gering bankig (in 2-5 cm Bänkchen)
(4)		380	P 14/9	Siltstein mit Tonlamellen alle 3-5 mm; stark glänzend. Ab und zu harte ca. 5 cm mächtige Lagen sehr feinkörnig, schwarz, sprudelt kurz und heftig → evtl. Dolomit; horizontal laminiert
(5)		160	P 14/8	Feinsandstein mit Tonlamellen alle 3 – 5 mm; dunkelgrau mit glänzenden Komponenten; stärker geschiefert; Horizontalschichtung
(6)	C2.3	1040		Siltstein – Feinsandstein (2-3mm) / Tonstein (1mm) Wechsellagerung dunkelgrau – braun. Nach unten weniger Feinsandstein; Dolomit Klast, eingeregelt mit 218/8 L → Strömungsrichtung= nach SSW; 2. Klast mit L= 190/16 → Strömungsrichtung S
(7)	C2.3	660	P 14/7	Feinsandstein Lage mit allen 1-2 cm eine Tonlamelle (0,5 – 1mm); stark glänzend, hellgrau; Planare Schrägschichtung; mit L: 218/20; 220/5; 230/25; 243/8; 198/20 → Strömungsrichtung des Klastes wird bestätigt : Grob S bis SW
(8)		630		Feinsandstein – Siltstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung; dunkelgrau – braun
(9)	C2.3	150	P 14/1	Feinsandstein – Siltstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung; dunkelgrau – braun, Horizontalschichtung
(10)	C2.3	30	P 14/2	Mittelsandstein mit glänzenden Komponenten; hellgrau- braun/ teilweise rötlich, normal gradiert, planare Schrägschichtung
(11)		160		Feinsandstein – Siltstein (1-2 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung; dunkelgrau – braun; eingeschaltet ist eine dünne Vulkanitlage (5cm)
(12)		40	P 14/3	Dunkelgrauer – schwarzer Mittelsandstein; leicht glänzend durch Komponenten, planare Schrägschichtung
(13)		170		Tonstein – Siltstein (0,5 mm) / Feinsandstein (0,5 – 2 mm) Wechselfolge. Stark ausgequetscht, verwittert extrem plattig, stark geschiefert; ab und zu Mittelsandstein Lagen in cm Stärke dazwischen, horizontal geschichtet
(14)		1170		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung im mm – Bereich; stark ausgequetscht. Dunkelgrau – grünlich
(15)	C2.3	180	P 14/4	Feinsandstein dazwischen bis 5 cm dicke hellgraue – rötliche Mittelsandstein; stark glänzend
(16)	B2.1	500	P 14/5	Grobsandstein – Mittelsandstein stark quarzitisch; dicke Bank (10 cm) im Wechsel mit ausgequetschten Tonstein – Siltstein Horizonten; stark glänzend; grau – rötlich. Eventuell calzitisch. Nach oben in MS übergehend
(17)		250	P 14/6	Dünne Mittelsandstein – Grobsandstein Lagen (1-2 cm) im Wechsel mit Tonhäutchen (1mm); stark tektonisch ausgequetscht. Reagiert calzitisch. Außerdem Feinsandstein Lagen. Alles stark miteinander verworstelt. Stark mineralisiert, dunkelgrau – schwarz, eventuell Schrägschichtung und horizontale Schichtung

Profil 15		Koordinaten: R:55 05 000-55 04 200 / H:14 51 000-14 50 000		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.3	270 + ?		Schwarze Siltstein / Tonstein (Häutchen) Wechsellage; stark geschiefert → Ton ausgequetscht
(2)	B2.1	510	P 15/7	Mittelsandstein dunkelgrau; oben in 3-5 cm Bänken; nach unten hin in 0,5 – 1 cm dicken Bänken
(3)		40		Feinsandstein beginnt dazwischen; ab hier dunkelgrau und 40 zu sehen
(4)		2000		Schichtlücke
(5)	C2.3	260	P 15/6	Feinsandstein – Siltstein ; sieht aus, als ob er nachträglich erhitzt wurde; violett bräunlich angelauten. Wechsellagerung mit Tonhäutchen alle 1-2 mm. Wahrscheinlich mehr wie 260, weil er auf dem Weg nach unten immer wieder auftritt
(6)		3000		Schichtlücke
(7)	D2.3	1300		Im Hang kommen über die Mächtigkeit immer wieder plattige Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagen; dunkelgrau – schwarz; wahrscheinlich durchgehende Schicht
(8)		140		Schwarzer Siltstein mit Tonhäutchen alle 3-4 mm
(9)	C2.2	30	P 15/4	Grobsandstein mit extrem grober Basislage (P15/4); hellgrau
(10)		40	P 15/5	
(11)		170		Feinsandstein dunkelgrau mit paralleler Schichtung
(12)	C2.2	160	P 15/3	Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechselfolge; dunkelgrau Mittelsandstein – Grobsandstein; lagig angeordnet im Wechsel mit Tonlamellen → alle 2-3 cm; hellgrau. Nach unten hin engständiger werdend (im 1 – 0, 5 cm Breich Tonlamellen)
(13)		120		Siltstein – Feinsandstein (1mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagen; sehr stark laminiert; stark verfaltet; hellgrau
(14)	C2.3	25	P 15/2	Feinsandstein hellgrau, glänzende Komponenten, planare Schrägschichtung
(15)		380		Feinsandstein (2-5 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung
(16)		1500		Schichtlücke
(17)	C2 ?	330		Siltstein – Feinsandstein / Wechsellagerung; dunkelgrau, verwittert beige - braun
(18)	B1.2	160	P 15/1	Grobsandstein hellgrau mit Lyditen, rote Verwitterungsränder, Tonklasten, verdreht, eventuell Ripp up clasts

Profil 16		Koordinaten: R:55 09 000-55 11 250 / H:14 45 600-14 45 700		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.2	400 + ?		Schwarzer Siltstein – Feinsandstein gefaltet, glänzend an der Oberfläche
(2)		110		Schwarzer Tonstein
(3)		400		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellage grau - beige
(4)		15		Qz - Band
(5)		700		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellage grau - beige
(6)		400		Schichtlücke
(7)	C2.4	200		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellage grau - beige
(8)		350		Tonstein schwarz
(9)	D2.2	1300		Siltstein / Tonstein Wechsellage dunkelgrau
(10)		270		Feinsandstein mit Tonlamellen alle 0,5 – 1cm; hellgrau- rötlich, evtl. Schrägschichtung (planar)
(11)	C2.3	560		Siltstein – Feinsandstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagen, dunkelgrau ; sehr engständig, Horizontalschichtung
(12)	C2.3	200	P 16/8 P 16/9	Feinsandstein – Mittelsandstein in 0,5 – 1cm Bänkchen; nach unten hin größer werdend (planare Schrägschichtung)
(13)		260		Feinsandstein – Siltstein / Tonstein Wechsellagerung im mm- Bereich; dunkelgrau – schwarz mit Quarzmobilisaten in 2-3 cm Ø
(14)	C2.2	10		Tonstein schwarz
(15)		10		Qz
(16)		10		Feinsandstein (s.o)
(17)		10		Tonstein
(18)		10		Qz
(19)		30		Feinsandstein (s.o)
(20)		10		Qz
(21)		40		Feinsandstein (s.o)
(22)		20		Tonstein
(23)		10		Qz
(24)		60		Feinsandstein (s.o)
(25)		10		Tonstein
(26)		50		Feinsandstein (s.o)
(27)		5		Qz
(28)		100		Feinsandstein (s.o)
(29)		10		Tonstein
(30)		5		Qz
(31)		170		Feinsandstein (s.o)
(32)		160		Dunkelgrauer Siltstein mit Tonhäutchen alle 2 mm
(33)		330	P 16/7	Feinsandstein – Mittelsandstein in Bänken a 2-3 cm
(34)	C2.2	230		Tonstein + Siltstein ganz eng geschiefert, teilweise Minerale mobilisiert, extrem dünn blättrig.
(35)		30		Stark verbackene Schicht rötlich, violett angelauten; Qz –reich, teilweise mobilisiert, mit Ton dazwischen gequetscht
(36)		270		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung, noch stark tektonisch beansprucht; dunkelgrau
(37)		220		Tonstein (2-3 cm) / Feinsandstein (3-4 cm) Wechsellagerung; beides stark geschiefert und zerschert
(38)		130		Mittelsandstein stark geschiefert → in Bänkchen a 0,5 – 1 cm mit Qz-Mobilisaten
(39)	C2.3	740		Siltstein – Feinsandstein (0,5 – 1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagen, dunkelgrau – bräunlich
(40)		40	P 16/6	Feinsandstein hellgrau – rötlich in 5-7 cm Bänken in Wechsellagerung (siehe unten) mit Tonen und Quarzmobilisaten
(41)	B1.1	270		Grobsandstein hellbraun – rötlich
(42)		1600		Schichtlücke
(43)	C2.1 (vollständige Bouma)	30	P 16/5	Grobsandstein – Feinkies; hellgrau, mit Lyditen
(44)		410	P 16/4	Mittelsandstein hellgrau, mit glänzenden Komponenten, Parallellamination
(45)		270		Feinsandstein in Bänkchen a 1-2 cm; hellgrau – rötlich, planare Schrägschichtung
(46)		800		Feinsandstein – Siltstein in ca. 2-3 cm dicken Bänkchen; dunkelbraun – braun
(47)		50		Schwarzer Tonstein Horizont
(48)	D2.1	600		Beiger Siltstein
(49)		2300		Schwarze stark gefaltete Tone nach unten hin siltiger werdend; dazwischengeschaltet ist nach ca. 1500 eine dünne Vulkanitlage
(50)		1000		Schichtlücke

(51)	C2.3	170	P 16/3	Wechsellagerung Feinsandstein – Mittelsandstein / Siltstein im mm-Bereich; grau – rötlich
(52)		1200		Siltstein schwarz mit glänzenden Oberflächen, teilweise tonig, schwarz werdend
(53)	D1.1	770		Feinsandstein – Siltstein (2 mm) sehr dünnbankig, hellgrau verwitternd, schwarz – dunkelgrau frisch. Dazwischen Tonhäutchen. Nach oben hin mehr Silt + schwärzer
(54)	B2.1	70	P 16/2	Grobsandstein – Feinkies mit Qz – Mobilisaten
(55)		420	P 16/1	Feinsandstein – Mittelsandstein glänzend; braun - rötlich
Profil 17 Koordinaten: R:55 11 250 / H:14 50 750				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	140		Feinsandstein (1 mm) / Siltstein (1mm) Wechsellagerung im mm Bereich; dunkelgrau - rötlich
(2)		220		Siltstein / Tonstein Wechsellagerung
(3)	C2.3	340	P 17/1	Dunkelgrauer Mittelsandstein
(4)		140		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5) Wechsellagerung beige
(5)		300		Schichtlücke
(6)	D2.2	1400 + ?		Siltstein (1 mm) / Tonstein (0,5 mm) Wechsellagerung beige; frisch = schwarz mit einer sehr dünnen Vulkanitlage (2 cm)
Profil 18 Koordinaten: R:55 13 250-55 16 000 / H:14 54 250-14 54 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	1000		Siltstein – Tonstein (schwarz) / Feinsandstein (rötlich braun) Wechsellagerung im cm Bereich (jeweils 2-3 cm)
(2)		150		Siltstein schwarz
(3)		100		Feinsandstein – Siltstein dunkelgrau – schwarz
(4)	B2.1	240	P 18/17	Dunkelgrauer Mittelsandstein ; wenig glänzende Komponenten; oben in 20 – 30 cm Paketen; nach unten in 1-2 cm Bänken übergehend
(5)	C2.4	280		Siltstein schwarz, horizontal geschichtet
(6)	C2.2	110	P 18/16	Wie (25) nur Mittelsandstein – Grobsandstein, hellgrau - dunkelgrau
(7)		90		Wie (25); nur engständiger (1 cm);
(8)		120		Hellgrauer – bräunlicher Siltstein
(9)	C2.4	90	P 18/15	Hellgrauer – dunkelgrau / rötlicher Feinsandstein – Mittelsandstein oben dickbankig ca. 20 cm; nach unten dünnbankiger 2-3 cm; mit plattig glänzenden, gradiert, Mineralblätchen
(10)		440		Schwarzer Siltstein – Tonstein
(11)	C2.4	110	P 18/14	Schwarz – grauer Feinsandstein in Bänken von 3-4 cm, normal gradiert (nach oben in Si übergehend)
(12)		1150		Schwarzer Siltstein – Tonstein; nach unten siltiger
(13)	C2.3	310	P 18/13	Siltstein –Tonstein (1 mm) / Feinsandstein (1,5mm) (horizontal geschichtet) Wechsellagerung; schwarz glänzend; nach unten werden Lagen dicker + größer; 1-2 cm jede
(14)	C2.4	30	P 18/12	Grobsandstein hellgrau; Komponenten bis 2 mm, mit Ripp up clasts an der Basis
(15)		1220		Siltstein – Tonstein stark geschiefert; teilweise glänzende Oberfläche
(16)	C2.1 - C2.3	70	P 18/11	Grobsandstein dunkelgrau; Komponenten bis 2 mm; wird nach unten hin zum Feinsandstein, normal gradiert mit Ripp up clasts
(17)		150		Siltstein –Tonstein schwarz
(18)		70	P 18/10	Mittelsandstein – Grobsandstein dunkelgrau mit glänzenden Komponenten
(19)		190		Siltstein –Tonstein schwarz
(20)		80	P 18/9	Mittelsandstein grau in Bänken a 10 cm und kleiner
(21)		160		Siltstein – Tonstein schwarz
(22)		190	P 18/8	Mittelsandstein – Grobsandstein hellgrau – rötlich; nach unten hin größer werdend
(23)		80		Schwarzer Tonstein
(24)		20	P 18/7	Feinsandstein – Mittelsandstein; dunkelgrau;
(25)		510		Tonstein – Siltstein schwarz; stark geschiefert
(26)		290		Siltstein / Tonstein Wechsellagen jeweils 1 mm; stark geschiefert; dunkelgrau; dazwischen mehrere dunkelgraue 2 cm starke Mittelsandsteine
(27)		380		Feinsandstein dünnbankig dunkelgrau – rot
(28)	C2.1	270	P 18/6	Grobsandstein – Feinkies; hellgrau; viele Lydite, massig, gradiert (komplette Bouma)
(29)		30	P 18/5	Übergangzone Grobsandstein Parallelimination
(30)		400	P 18/4	Mittelsandstein – Grobsandstein hellgrau – rötlich; mit vielen weißen Mineralen; Qz-Mobilisaten; dünnbankig (2 – 4 cm)
(31)		280	P 18/3	Feinsandstein hellgrau – rötlich; dicke Bänke bis 70 cm; nach unten dünnbankiger, planare Schrägschichtung
(32)		160		Siltstein (1 mm) / Feinsandstein (1 mm) Wechsellagerung; verwittert stark plattig; hellgrau – dunkel
(33)	B2.1	510	P 18/2	Mittelsandstein hellgrau – rötlich, stark tektonisiert; dicke Bänke a 30 cm; nach unten dünnbankiger 1-2 cm
(34)				Schichtlücke mit viel Vulkanitschutt im Hang
(35)	B2.1	200 + ?	P 18/1	Mittelsandstein ; hellgrau – rötlich, grobbankig, ca. 10 – 15 cm Ø, leicht schrägschichtet, aber auch horizontal Schichtung an der Basis
(36)	D1.1	120		Schwarze Tonsteine, leicht geschiefert
(37)	B2.1	330		Mittelsandstein – Grobsandstein; dünnbankig ca. 1-3 cm Ø, hellgrau, in Wechsellagerung mit Silthäutchen, ca. alle 15 cm
Profil 19 Koordinaten: R:55 18 000-55 18 250 / H:14 52 500-14 51 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.1	450	P 19/9	Feinsandstein dünnbankig (2 –3 cm) hellgrau – rötlich; frisch dunkelgrau
(2)		50		Mittelsandstein hellgrau, viele glänzende Komponenten
(3)		180	P 19/0	Stark gebankter Grobsandstein , hellgrau/rötlich
(4)		500		Schichtlücke
(5)	C2.3	1220		Siltstein – Tonstein schwarz
(6)		490	P 19/8	Feinsandstein / Siltstein Wechsellagerung (in 1 mm Bereich) nach unten mehr Feinsandstein und dickere Bänke; hellgrau
(7)		320	P 19/6	Mittelsandstein hellgrau – rötlich
(8)	C2.2	250	P 19/7	Nach unten geht er in Mittelsandstein über nach ca. 140 (P 19/7)
(9)		90	P 19/5	Feinsandstein – Siltstein Wechsellage mit Qz –mobilisaten an Untergrenze von (6)
(10)	D1.1	140		Schwarzer Tonstein
(11)	B2.1	25		Mittelsandstein dunkelgrau (Rinnenstruktur)
(12)		230		Feinsandstein in dünnbankigen Lagen a 1 mm; hellbraun – rot
(13)			?	Schichtlücke
(14)	D2.1	570		Schwarzer Tonstein / Siltstein beige; nach oben in Ton übergehend
(15)	C2.3	60		Feinsandstein dünngebankt
(16)		120		Schwarzer Siltstein – Tonstein
(17)	B1.2	150	P 19/4	Dunkelgrauer Mittelsandstein mit glänzenden Komponenten
(18)		800		Schichtlücke
(19)	C2.3	830 + ?		Feinsandstein hellgrau mit glänzenden Mineralen, feinbankig, (0,5 – 1 cm); wieder in Siltstein übergehend
(20)		320		Feinsandstein dünnbankig (0,5 – 1,5 cm); hellgrau, nach unten in Siltstein übergehend
(21)		1100		Schichtlücke
(22)	D2.1 (F2.1)	560	P 19/3	Tektonisch stark verwurzeltes Material; ähnlich wie (2), mit Qz-Mobilisaten, dickbankig bis 40 cm; sieht brekziös aus; Komponenten bis 2 mm Größe; Horizontalschichtung
(23)	D2.1	250		Feinsandstein – Siltstein; mit glänzenden + weißen Oberflächen; dünnbankig geschiefert (1-2 mm); tektonisch stark zerschuppt
	C2.4	4200	P 19/2	Dunkelgrauer Siltstein – Feinsandstein ; sehr viele glänzende Komponenten; nach unten in Feinsandstein übergehend und die Farbe ändert sich nach violett-grau
Profil 0 Koordinaten: R:55 19 500 / H:14 52 500				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	240		Schwarzer Tonstein – Siltstein und dazwischen Feinsandstein Bänke a 2 cm alle 20 – 30 cm
(2)		600		Feinsandstein (1-2 mm) /Siltstein Wechsellage (1-0,5 mm)
(3)		320		Feinsandstein dünnbankig (1-2 cm)
(4)		210	P 0/1	Mittelsandstein dicke Bänke a 60 cm – 120 cm Rinnenstruktur: 4 m breit ca. 1,5 – 2m mächtig. → Richtung nach ESE
Profil 20 Koordinaten: R:54 81 500-54 80 200 / H:14 44 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	G1.1	1500	P 20/9	Tektonisiertes Material mit hellvioletten Feinsandstein , violetten Tönen, Konglomeratanteilen etc.
(2)	G1.1	500	P 20/8	Irgendwo unter dem Profil von oben; rosa/weißes Material reagiert karbonatisch
(3)				Schichtlücke
(4)	S2.2	230	P 20/1	Grobsandstein hell-dunkelgrau violett, subrounded Qz, glimmerreich, planare Schrägschichtung
(5)	S1.2	420	P 20/2	Feinsandstein (1 mm) – Siltstein (0,5 mm) Wechsellage, violett; stark glänzend Horizontalschichtung
(6)	S1.1	340	P 20/3	Mittelsandstein – Grobsandstein violett, eng geschiefert im mm - Bereich, Tonhäutchen dazwischen, ausgequetscht
(7)	S1.1	70		Feinsandstein – Mittelsandstein Wechsel mit Tonhäutchen im mm-Bereich, hellgrau - violett Horizontalschichtung
(8)	T1.1	60		Dunkelgrau – violetter Siltstein (Feinsandstein); stark geschiefert mit Tonhäutchen, die aus gequetscht sind, stark glänzende Schieferungsflächen; Horizontalschichtung
(9)	G2.1	1420	P 20/4	Grobsandstein – Feinkies, hellgrau – violett mit Qz – Geröllen bis 4 mm, talgig, planare Schrägschichtung, normal gradiert
(10)	S2.1	1220	P 20/5	Feinsandstein stark geschiefert, hell violett mit glänzenden Schieferungsflächen. Übergang nach oben über Mittelsandstein nach Grobsandstein; Horizontalschichtung
(11)	T1.1	100		Dunkelgrauer – violetter Siltstein + Tonhäutchen alle 1 mm Horizontalschichtung
(12)	S1.2	30	P 20/6	Sandsteinbank; Feinsandstein hellgrau rötlich mit glänzenden Mineralpartikeln planare Schrägschichtung
(13)	T1.1	530		Violetter Siltstein – Feinsandstein , alle 0,5m feines Tonhäutchen Horizontalschichtung
(14)	S2.2	510 + ?	P 20/7	Grobsandstein hellgrau, leicht violetter Grobsandstein mit Qz –Geröllen bis 2 mm und 10 cm großen Feinsandstein Lamellen (leicht violett) planare Schrägschichtung

Table with 4 columns: Layer number, Lithofazies, Mächtigkeit, and Probe. It lists geological data for layers (1) through (7) including lithological types like C2.3, C2.2, C2.1, C2.2, and C2.2, and their respective thicknesses and sample identifiers.

Table for Profil 28 with columns: Schicht, Lithofazies, Mächtigkeit, Probe, and Beschreibung. It provides a detailed stratigraphic column with 19 layers, describing lithological units such as C2.3, A2.5, B2.1, and C2.1, along with their thicknesses and detailed descriptions of sedimentary structures and textures.

Table for Profil 29 with columns: Schicht, Lithofazies, Mächtigkeit, Probe, and Beschreibung. This table details 30 layers, covering lithofacies like T1.1/K1.1, K1.2, S2.1, G1.2, S1.1, and S2.1, with comprehensive descriptions of the sedimentary sequences and their characteristics.

Table for Profil 30 with columns: Schicht, Lithofazies, Mächtigkeit, Probe, and Beschreibung. It describes the final profile section with 4 layers, primarily lithofacies G1.2 and S2.2, detailing their thicknesses and descriptions.

(30)		20		Siltstein talgig sehr stark geschiefert
(31)		210	P 38/10	Dunkelgrauer Mittelsand - Grobsand mit Qz + Lyditen in mm- Größe; Rinnenstruktur: Quersachse= 262/13 → Strömungsrichtung ca. NW/SE (Norden)
(32)	D1.2	180		Siltstein dunkelgrau in dünnen Lagen stark ausgequetscht
(33)	C2.2	40		Grobsand dunkelgrau
(34)		40		Feinsand - Siltstein schwarz
(35)	C2.2	200	P 38/11	Mittelsand dunkelgrau-schwarz
(36)		40		Schwarzer Siltstein
(37)		180	P 38/12	Vulkanit mit unregelmäßiger Unterfläche
(38)	C2.3	120	P 38/13	Stark geschieferter roter Feinsand - Siltstein
(39)		200 +		Tonstein - Siltstein

Profil 39				
Koordinaten: R:54 43 250 / H:14 33 750				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.2	150 +	P 39/1	Stark geschieferter Mittelsand - Feinsand braun-rötlich; an der Basis Mittelsand frisch (grau-schwarz mit einigen Helglimmern + weißen Klasten bis 1 mm Bankung mehrere 5 cm Bänkchen und alle 80 cm 20 - 30 cm Bänke
(2)		180		Wechselfolge :Siltstein beige - braun, stark geschiefert, frisch dunkelgrau (50 cm)/ Feinsand hellgrau stark geschiefert mit Bänken á 20 cm, nach unten Feinsand – Mittelsand; Rinnenfüllung: Breite ca. 300; Mächtigkeit ca. 100 → Schüttungsrichtung nach NW
(3)		350	P 39/2	Wechselfolge von grauen (dunkelrot-braun verwitterndem) Siltstein (30 cm) dünnlaminiert in 5 - 10 cm nach oben in 1 - 2 cm Bereich / mit Feinsand (20 cm) in Bänken á 5 cm, nach oben Schrägschichtung sichtbar L →112/36, evtl. ehemalige Rippe; auskeilend
(4)		100 +	P 39/3	Siltstein - Tonstein mit 2-3 cm dicken Feinsand - Lagen alle 10 cm entspricht (3); im Streichen weiterlaufen → weitere Sandsteinlinsen Mittelsand hellgrau

Profil 40				
Koordinaten: R:54 49 500 / H:14 40 150-14 34 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.1	160 +		Schwarzer Siltstein in mm-Laminierung mit Tonstein ; geschiefert
(2)	C2.3	30		Feinsand dunkelgrau-rötlich
(3)		40		Siltstein - Feinsand dunkelgrau, Horizontalschichtung
(4)	C2.3	860	P 40/1 P 40/2 P 40/3 P 40/4	Tonstein - Siltstein grau - schwarz; stark geschiefert, mit Feinsand - Linsen dunkelgrau (Hier Schrägschichtung (Linear242/29), viele Helglimmer (30 cm mächtig, ca. 1 m lang)(P40/1); Eine Rinnenstruktur (4 m breit 2 m mächtig) mit Grobsand, feiner werdende über Mittelsand bis Feinsand ; Rinnenachse fällt nach ENE ein
(5)		500 +	P 40/5	Wechsellagerung von Tonstein-Siltstein (5 - 10 cm) /Feinsand (5 cm) hellgrau; nach oben (nach 150) Übergang in 10 - 20 cm dünnbankigen Feinsand und 1-2 cm Siltstein Horizontalschichtung

Profil 41				
Koordinaten: R:54 45 750 / H:14 25 750				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.1	50+	P 41/1	Grobsand, dicke Bänke á 20 - 30 cm, grau - braun rot
(2)		120	P 41/2	Feinsand wie (1)
(3)		400		Wechsellagerung Feinsand wie (2) (1 cm)/Siltstein beige-schwarz (1-2 cm); nach oben dünner werdend (Feinsand 4 mm, Siltstein 2 mm
(4)	C2.1	180	P 41/3 P 41/4	Mittelsand - Grobsand hellgrau in dünnen Bänkchen á 2 - 3 cm. An der Basis Grobsand /Feinkies, ca. 10 cm dann schnell über Grobsand nach Mittelsand übergehend
(5)		90		Siltstein)-Feinsand (2-3 cm)/Tonstein (1 cm) schwarz Wechsellagerung; Schrägschichtung
(6)		460+		Siltstein - Feinsand dünnlagig (1 - 0,5 mm)

Profil 42				
Koordinaten: R:54 46 250-54 47 570 / H:14 24 000-14 24 250				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	B1.2	160+	P 42/1	Mittelsand, rot, mit vielen Klasten bis 0,5 cm; Bänke á 50 cm → Schichten á 2-3 cm
(2)	A2.5	310	P 42/2 P 42/3	Grobsand-Mittelsand mit einigen Klasten bis 0,3 cm, hellgrau; Nach oben in reinen Mittelsand übergehend, ohne oder mit vereinzelt Klasten im 1-2mm Bereich; eingeschaltet nach 100 eine Feinsand - Bank grau (P42/3) ca. 15 cm; danach Wechselfolge Feinsand / Grobsand
(3)	C2.1	280	P 42/4	Hellgrauer Grobsand mit einigen schwarzen Komponenten im 1-2 mm Bereich, massig (180), danach 2-3 Bänke á 30 - 40 cm
(4)		210	P 42/5	Mittelsand massig, hellgrau-rötlich, ganz selten Klasten >1 mm; dünnlagig in 4-5 cm
(5)		320	P 42/6	Mittelsand (4-5 cm)grau/Tonstein (1-2 mm) stark geschiefert (schwarz) Wechsellagerung in Bänken á 50 - 70 cm; Schrägschichtung= L:340/55; 320/45 → Fließrichtung ca. N bis NNE
(6)	C2.1	220	P 42/7	Grauer Grobsand mit teilweise schwarzen Komponenten bis 0,5 cm; massig; evtl. Rippelschichtung
(7)		40	P 42/8	Mittelsand-Feinsand hellgrau; wenig gröbere Komponenten; dünnbankig á 1-2 cm aber in Bänken á 20 cm
(8)	A2.5	80	P 42/9	Feinkies-Grobsand dunkelgrau-rötlich; viele Komponenten Ø 0,5 cm; in dünnen Bänken á 2-3 cm; stark geschiefert; Matrix= Mittelsand/Grobsand , Ripp up clasts
(9)		70		Mittelsand mit Komponenten bis 3 mm; dunkelgrau-rötlich in Bänken á 2-3 cm
(10)	C2.2	60	P 42/10	Grobsand hellgrau-rötlich in Bänken á 10 - 20 cm; Komponenten á 0,5 cm
(11)		140+		Wechselfolge Tonstein schwarz geschiefert (1-2 cm)/Feinsand - Mittelsand grau-rötlich (2-3 cm)

Profil 43				
Koordinaten: R:54 55 500-54 52 000 / H:14 35 500-14 35 200				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	40+	P 43/1	Feinsand-Mittelsand beige-braun/rot; massig
(2)		160	P 43/2	Feinsand (2-4 mm)/ Tonstein (1 mm) Wechselfolge + Mittelsand Lagen dazwischen (15 cm)die dünnlagig sind 1-2 cm + Tönhütchen (P43/2), Horizontalschichtung
(3)		620		Siltstein-Feinsand (1-2mm) / Tonstein (0,5 - 1mm) Wechselfolge; nach oben hin in Siltstein /Tonstein übergehend
(4)	C2.3	70		Feinsand - Mittelsand (1-0,5 mm) / Tonstein (Hütchen) Wechselfolge in 2-3 cm Bänken
(5)		350		Wie (3), ab und zu (alle 10 - 20 cm) dünne Feinsand-Siltstein - Linsen á 2-3 mm
(6)		30		Feinsand total verwittert
(7)		180		Wechselfolge von : Oben: Tonstein (1 - 2cm); Übergang hart Mitte: Siltstein (2-3 mm)/Tonstein (Hütchen) Wechsellagerung (2 cm); Übergang fließend Unten: Feinsand-Siltstein Bänke (2 -3 cm) mit Horizontalschichtung Gleich wie (7), nur daß Feinsand verschwindet = Siltstein
(8)		210		Stark geschieferter schwarzer Siltstein-Tonstein
(9)		10		Vulkanitlage
(10)		50		Feinsand - Siltstein (2-3 mm)/Tonstein (0,5 - 1 mm); schwarz mit einigen Quarzmobilisaten dazwischen
(11)	D2.3	560		Siltstein (2-5 mm)/Feinsand - Siltstein (1-2 mm) Wechsellagerung, dunkelgrau
(12)	D2.1	40		Tonstein - Siltstein dünnlagig in 1 mm - Bereich mit reinen Tönhütchen getrennt, schwarz-dunkelgrau
(13)	D2.3	170		Hellgrauer Mittelsand - Grobsand in Lagen á 1-2 cm; massig
(14)	C2.2	50+	P 43/3	≙(13) von a)
(15)	D2.3	40		≙(14) von a); Basis grob Grobsand nach oben in Mittelsand - Grobsand übergehend; dünnlagig á 2-3 cm; schiefrig
(16)	C2.2	150		Massige Lage Mittelsand - Feinsand mit viel Helglimmer; trogförmige Schrägschichtung
(17)		50	P 43/4	Feinsand (20 - 30 cm) hellgrau in Wechsellagerung mit Mittelsand-Feinsand (2-5 cm) ≙ (3); stark geschiefert; Oben weniger Mittelsand mehr Feinsand → geht in Feinsand über
(18)		200		Siltstein-Feinsand (3-4 mm)/Tonstein-Siltstein (1 mm) Wechsellagerung; nach oben mehr Tonstein
(19)		430		Roter Feinsand-Mittelsand (0,5 - 0,7 cm)/ Siltstein - Feinsand (1-2 mm) dunkelbraun
(20)	B2.2	70		Qz-Mobilisat
(21)		10		Feinsand - Siltstein (0,5 cm) / Tonstein (1 cm) Wechselfolge
(22)	D2.1	120		Feinsand (5-10 cm) hellgrau-rot in Wechsellagerung mit Siltstein (20 cm) dunkelgraubraun
(23)	D2.1	100		Hellgrauer Grobsand-Mittelsand nach oben in Mittelsand übergehend; Bänke á 5-20 cm
(24)	B2.1	310	P 43/5	Tonstein (1 mm) / Siltstein (1-2 mm) Wechsellagerung grau laminiert; Qz-Mobilisate dazwischen á 10 - 20 cm
(25)	D2.2	420		Schichtlücke
(26)				
(27)	B2.1	200 +	P 43/6	Feinsand - Mittelsand grau, glimmerreich in massigen Bänken á 50 - 60 cm; nach unten in Mittelsand/Grobsand übergehend
(28)	C2.4	730		Siltstein - Feinsand (2-3 mm) dunkelgrau, braun-rot/ Tonstein (0,5 mm) schwarz Wechsellagerung; immer wieder alle 30 cm Ton-Siltstein Lagen von 1-2 cm schwarz; sehr stark geschiefert
(29)		440		Nach oben hin eher Tonstein/Siltstein Wechselfolge im mm-Bereich
(30)		240		Tonstein (2-3 mm)/Siltstein 0,5 mm - Hütchen Wechselfolge
(31)	D2.2	530		Wieder Tonstein / Siltstein Wechselfolge beide in 2-3 mm Bereich
(32)	D1.1	150		Tonstein
(33)	D2.2	50		Tonstein /Siltstein Wechselfolge im mm-Bereich
(34)	C2.2	430+	P 43/7	Grobsand (20-30cm) grau-braun, frisch hellgrau-grau, geschiefert im Wechsel mit Feinsand-Siltstein (30-40 cm); nach oben werden Bänke zu Mittelsand bis Feinsand und sind richtige Bänke nicht mehr so geschiefert; nach oben nur noch Schutt im Hang ohne Verband, aber Mittelsand + Grobsand im Wechsel mit Siltstein - Tonstein

Profil 44				
Koordinaten: R:54 53 000 / H:14 29 500				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.3	1400+		Siltstein beige, dünnbankig (1-2 cm) stark geschiefert, mit Tönhütchen alle 1-2 mm → HW
(2)	D2.2	100	P 44/1	Feinsand - Siltstein Lage dünnbankig
(3)		50	P 44/2 violett P 44/3 grünlich	Tuffartige Lage mit 10 cm violetten Schiefen an Basis; + Kernbereich hellgrau-grün (20) + violette Schieferlage darüber (20); wahrscheinlich alles eine Lage, aber durch Verwitterung zioniert.
(4)		170		Tonstein - Siltstein schwarz, dünnlagig á 1 mm stark geschiefert
(5)		25		Rote Lage vergammelter Vulkanit mit starkem Tongehalt

(6)		270		Wie (4) nach oben hin toniger
(7)	D2.3	200		Wechsellagerung graue + leicht violette Tone; jeweils ca. 20 cm; gehen über in:
(8)		160		Normale schwarze HW-Tone
(9)	D2.2	1600	P 44/4	Siltstein - Feinsand dunkelbraun + mehrfache Farbwechsel, grau/braun/grünlich/rötlich
(10)		200	P 44/5	Siltstein violett
(11)	D2.1	400		Wieder wie (9)
(12)				Schichtlücke
(13)	D2.3	200	P 44/6	Grüner Siltstein /Tonstein /Tuff ?
(14)		260		Ton in alle Farben fühlt sich talgig an
(15)		350	P 44/7	Tief violette Lage Schichtlücke, aber wahrscheinlich gleiches Zeug, da es immer wieder aus dem Hang kommt; viel violett
(16)		1000		Schichtlücke
(17)	D2.3	110	P 44/8	Tiefbraun-rötliche Lagen á 10 - á 20 cm, frisch = hellgrau
(18)		400		Daneben wieder Tonstein-Siltstein in verschiedenen Farben, mit Devonkalk darin
(19)		300		Schichtlücke
(20)		1000	P 44/9-11	Vulkanit in Schichtlage, stark verwittert; dazwischen Lagen extrem fein + hart + grünlich-grau. Vulkanit bleibt gleich: Nach oben wird das Zeug Qz-reicher + härter

Profil 45				
Koordinaten: R:55 23 800-55 24 500 / H:14 55 500-14 55 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.2	1000+		Schwarzer Tonstein
(2)	C2.3	750	P 45/15	Hellgrauer Feinsand - Mittelsand, laminiert mit planarer Schrägschichtung und mit Tonschichten nach 300, nach 400, nach 600, á 20 - 30 cm;Tb-Tc (Bouma)
(3)		460		Schwarzer Siltstein - Tonstein geschiefert
(4)	C2.2	370	P 45/13 P 45/14	Feinsand wie (28), mit Tonflatschen = Ripp up clasts ca. 10 cm dick, nach 160 in Mittelsand übergehend (P45/14)
(5)		310		Ton schwarz geschiefert
(6)	C2.3	40		Feinsand braun
(7)		120		Schwarzer Tonstein geschiefert
(8)	C2.2	170	P 45/12	Grauer Mittelsand - Grobsand mit schwarzen Komponenten, Sohlmarken und Ripp up clasts
(9)		80		Tonschiefer schwarz glänzend
(10)	C2.4	30		Feinsand - Siltstein hellbraun - rötlich
(11)		50		Siltstein schwarz - grau
(12)		980		Schwarzer Tonstein geschiefert
(13)	C2.3	180		Übergang Feinsandstein (50cm) über Silt zu Ton
(14)		90		Schwarzer Tonstein übergehend in Siltstein nach 30 + später in Siltstein - Feinsand nach 60 (hellbraun); Schrägschichtung 20/47 L → T0-T6 (Stow)
(15)	C2.3	80		Der Mal Mittelsand - Feinsand dickbankig á 40 - 50 cm grau-braun; Trogförmige Schrägschichtung L: 245/50. Die zweite Schicht mit trogförmiger Schrägschichtung, normales Schichteinfallen der Schicht mit trogförmigen Schrägschichtung immer noch 330/70. Lineare der trogförmigen Schrägschichtung: 70/40, 50/60, 10/65, 10/45; nächste Schicht: 2/62,10/45, 0/37; eine Fläche bei dieser trogförmigen Schrägschichtung: 355/55; → Tb-Tc (Bouma)
(16)		20	P 45/11	Feinsand Generelles Schichteinfallen 325/70. Erste Bank planare Schrägschichtung 20/47 L; Nächste Bank wieder planare Schrägschichtung 25/28 L; Nächste Bank: L 10/45, 10/55, 35/40, 60/15 → Fließrichtung ca. N → T0-T1 (Stow)
(17)		470		Schwarzer Tonstein - Siltstein dünnlagig (0,5 - 1 mm) in größeren Paketen á 20 - 30 cm auftretend → T3-T5 (Stow)
(18)		760	P 45/10	Schwarzer Tonstein, nach unten gröber werdend → Siltstein - Feinsand ab 200; mehrere Wechsel: nach 150 - 200 immer von Feinsand - Siltstein über Siltstein nach Tonstein gehend → T0-T6 (Stow) Horizontalschichtung
(19)	C2.3	460	P 45/9	Feinsand dunkelgrau - schwarz mit vielen Hellglimmern, mehr Tönhäutchen (alle 1-3 mm) → T0-T3 (Stow); Horizontalschichtung
(20)		200	P 45/8	Weiter an der Straße: grauer Feinsand (Siltstein) in Lagen á 2-3 cm; dazwischen Tonstein-Siltstein Häutchen → T3-T6 (Stow)
(21)		1420	P 45/7	Änderung des Sf: 210/75 alt, 0/38 jetzt; Ca. 5 cm Bänken immer mit der Abfolge Feinsand → Siltstein → Tonstein
(22)	D2.1	800	P 45/5 P 45/6 P 45/4	Siltstein - Tonstein mit vielen Hellglimmern und Bänken mit harten Tonlamellen → T0-T6 (Stow); Schrägschichtung zu sehen 10/56 L und 313/51
(23)	D2.1	800		Tonstein-Siltstein mit kleinen Feinsand-Siltstein Linsen in Rinnen mit Schrägschichtung alle 100 - 150; Schrägschichtung zu sehen 351/55 L auch in Tonstein - Siltstein, wenn es siltiger wird → T0-T6 (Stow)
(24)	D2.1	20		Siltstein
(25)		40		Tonstein
(26)		110		Siltstein (Feinsand) mit allen 30 cm 5-10 cm Tonstein
(27)		270		Tonstein mit allen 30 - 40 cm 5-10 cm Siltstein (Feinsand)
(28)		60		Feinsand, Planare Schrägschichtung 350/53 L
(29)		70		Tonstein
(30)		20		Siltstein (Feinsand),
(31)		80		Tonstein, Planare Schrägschichtung, 22/47 L
(32)	D2.2	70	P 45/3	Feinsand, trogförmige Schrägschichtung
(33)		70		Wechsellagerung wie bei a) mit gleichem Material, stark tektonisch zerschert, immer in Rinnenform die Siltstein-Feinsand in mehr tonigem Material → beginnt mit Tonstein
(34)				Schichtlücke
(35)	D2.2	270+	P 45/2	Wie (1), stärker tektonisiert größere Partien in Rinnen form; planare Schrägschichtung
(36)	D2.2	230		Schwarzer horizontal laminiert (0,5 mm) Feinsand - Siltstein; glänzende Oberflächen → mehr Tektonik wie (1)
(37)		520+	P 45/1	Dunkelgrauer Siltstein (Feinsand) in 1-2 mm Abständen laminiert mit Tönhäutchen dazwischen, in Bänken á 30-50 cm; nach oben dünnere Bänke á 10 - 20 cm; viele Hellglimmer, größere Partien in Rinnen form

Profil 47				
Koordinaten: R:55 29 000 / H:14 50 800				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D2.3	4000+		Tonstein-Siltstein dünnlagig á 1-2 mm, stark geschiefert mit vielen Hellglimmern, antrazit schwarz + nach unten heller werdend + dünne Lagen von Siltstein - Feinsand
(2)	D2.2	1650	P 47/3 P 47/4 P 47/5 P 47/6 P 47/7	Jetzt Störung ca. 175/70; Wechsselfolge von 0,5 - 2 cm dicken Tonschichten und Brekzienzonen (P47/4); relativ dunkel im Wechsel mit violetten, roten, weißem, grauem Material, ähnlich wie am Paulitsch
(3)	C2.3	200		Vulkanitlage in Ton/Silt Wechsselfolge
(4)		400		Feinsand(1-2 mm) / Siltstein (0,5 mm) mit Schrägschichtung und verstärkt Faltung
(5)		200		Siltstein 1-2 mm + Tönhäutchen dazwischen
(6)		850		Siltstein und häufiger Wechsel zwischen Siltstein (2-3 mm) / Tonstein (1 mm)
(7)		400		Wieder Tonstein - Siltstein in dünnen Paketchen á 2-5 mm
(8)	D2.2	1300		Wie bei P 45/7
(9)	D1.1	1070		Schwarzer Tonstein geschiefert
(10)	B2.1	140	P 47/1 P 47/2	Mittelsand - Feinsand grau - braun in dünnen Lagen á 0,5 cm; nach unten Mittelsand
(11)	D1.1	1030		Schwarzer grauer Tonstein - Siltstein geschiefert, nach unten in grauen Siltstein übergehend, Wechsel mit Tönhäutchen alle 1-2 mm

Profil 48				
Koordinaten: R:55 30 500-55 31 250 / H:14 51 500-14 51 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	1070		Änderung des Sf: 210/75 alt, 0/38 jetzt; Ca. 5 cm Bänken immer mit der Abfolge wie bei P 45/7; → Slow mit Sediment-Strukturen wie bei Rüdiger → T0-T6 (Stow)
(2)	C2.3	220	P 48/1	Feinsand - Mittelsand mit vielen Hellglimmern, hellgrau-braun ≡ evtl. P 45/10-11; planare und trogförmige Schrägschichtung 5/47 L, 28/42 L, an der Basis normal gradiert
(3)	C2.3	1350		Wie (1)

Profil 49				
Koordinaten: R:55 32 300-55 32 700 / H:14 50 700 -14 49 800				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.4	50		Siltstein/Tonstein Wechsselfolge
(2)		500		Schwarzer Tonstein
(3)		20		Feinsand rotbraun
(4)	C2.3	110		Tonstein schwarz
(5)		130	P 49/7	Mittelsand dunkel-grau mit vielen Hellglimmern
(6)	C2.3	40		Schwarzer Tonstein
(7)		100		Wechsellagerung Siltstein (1-2 mm)/ Tonstein (1-2 mm);
(8)		400		Siltstein mit Tönhäutchen --> dünne Lagen á 1-0,5 mm
(9)		130	P 49/8	Harter grauer Feinsand - Mittelsand mit Lyditen (schwarzen Komponenten) und Hellglimmern, nach oben (nach 40) zu reinem Feinsand übergehend
(10)	D2.2	400		Horizontalschichtung
(11)		400+		Grauer Tonstein ebenfalls sehr fest
(12)				Ca. 5 cm Bänken Feinsandstein/Siltstein Wechsselfolge T0-T6 (Stow)
(13)	D2.2	620+		Schichtlücke oben wieder Schrägschichtung in Siltstein - Lage. Evtl. auch Rippel, die im cm Bereich auftreten (Linear der Rippel ist 78/4 → Fließrichtung N/S.. Weiterhin gibt es Schrägschichtung.
(14)	D2.3	840		Schwarzer Siltstein - Tonstein dünnlagig (0,5 - 1 mm) dazwischen Tönhäutchen stark geschiefert
(15)				

(16)	C2.2	340	P 49/5 P 49/6	Feinsand oben grau, in Lagen von 20 - 30 cm; nach 80 übergehend in Mittelsand, dünnlagig zurückwitternd á 2-3 cm; nach 180 übergehend in Mittelsand-Grobsand grau in Lagen á 10 - 20 cm
(17)		70		Schwarzer Siltstein - Tonstein dünnlagig (0,5 - 1 mm) dazwischen Tonhäutchen stark geschiefert
(18)	C2.2	420	P 49/4	Feinsand - Mittelsand grau, weniger Hellglimmer, weniger Lydite (kaum), nach unten Mittelsand bis Mittelsand-Grobsand
(19)		30		Schwarzer Siltstein - Tonstein dünnlagig (0,5 - 1 mm) dazwischen Tonhäutchen stark geschiefert
(20)	C2.3	200	P 49/3	Mittelsand braun-hellgrau, viele Hellglimmer + Lydite bis 4 mm
(21)		170		Tonstein - Siltstein grau - rötlich
(22)	B2.1	290	P 49/1 P 49/2	Oben Feinsand Unten Mittelsand ; grau - braun in Lagen á 5-10 cm

Profil 50		Koordinaten: R:54 59 200 / H:14 39 200		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	200 +	D2.2		Tonstein (3-5 cm) / Siltstein (0,5 cm) Wechselfolge mit Qz - Mobilisaten
(2)	90			Schwarzer Tonstein stark geschiefert
(3)	150	D2.2		Tonstein (2-3 cm) stark geschiefert schwarz / Siltstein (1-1,5 cm) leicht geschiefert hellgrau-rot Wechselfolge; dazwischen alle 40 cm ein dünnes Bänkchen Siltstein - Feinsand stark verfallert → nach unten mehr Siltstein (2-3 cm), Tonstein (2-3 cm) + Übergang in Siltstein-Feinsand
(4)	50			Stark geschieferter schwarzer Tonstein - Siltstein glänzend
(5)	140			Siltstein - Tonstein 20-30 cm; mit dazwischen gelagerten Siltstein-Feinsand Bänken á 1-2 cm → stark geschiefert (außer Siltstein - Feinsand) + gefaltet (Siltstein - Feinsand
(6)	180	C2.4		Feinsand (2-5 mm) / Siltstein (1-2 cm) Wechselfolge; viele Qz - Mobilisate an der Basis uns auch sonst: Ø5-10 cm
(7)	200			Tonstein (1mm) / Siltstein (1mm) Wechselfolge sehr stark geschiefert, mit Qz-Mobilisaten ca. 5-10 cm; nach unten mehr Siltstein (1-2 mm) Tonstein (Häutchen)
(8)	20			Schwarzer glänzender Tonstein sehr stark geschiefert
(9)	50	C2.4		Feinsand (1-2 cm) / Siltstein (1-2 mm) Wechselfolge, dunkel beige - grau; am Top Qz-Mobilisat ca. 5 cm
(10)	730 +			Tonstein (1mm) / Siltstein (1mm) Wechselfolge sehr stark geschiefert, mit Qz-Mobilisaten ca. 5-10 cm; nach unten mehr Siltstein (1-2 mm) Tonstein (Häutchen)

Profil 51		Koordinaten: R:55 46 000 / H:14 57 000		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.4	230 +		Feinsand schwarz mit Hellglimmer
(2)		320		Schwarzer Tonstein - Siltstein mit Hellglimmer
(3)	D1.1	100 +		Siltstein dunkelgrau mit Hellglimmer
(4)		350		Schichtlücke
(5)	D1.1	300 +		Schwarzer Tonstein unter Kalk (Devon)
(6)		300		Schichtlücke
(7)	C2.4	200	P 51/5	Feinsand
(8)		220		Siltstein
(9)		100		Tonstein
(10)		10		Vulkanitlage
(11)		390		Tonstein wie (4), nach unten in Siltstein - Tonstein übergehend
(12)	D2.2	410		Siltstein schwarz mit Hellglimmern
(13)		350		Schwarzer anthrazitfarbener Tonstein nach unten siltiger werdend ab 150; weiter unten wieder ca. 20 cm Feinsand - Siltstein
(14)	C2.4	50	P 51/4	Feinsand-Siltstein wie oben; zum Schluß Feinsand
(15)		200		Siltiger Schwarzer Tonstein
(16)		800	P 51/3	Schwarzer Tonstein
(17)		330	P 51/2	Siltstein
(18)		860 +	P 51/1	Schwarzer (antrazit) Tonstein - Siltstein in dünnen Lagen á 0,5 mm, nach unten in Wechsellagerung Siltstein (2-3 mm) / Tonstein (0,5 mm) übergehend ab 250; weiter unten Siltstein-Feinsand

Profil 52; Auernig, idealisiertes Profil, Sf evtl.: 20/36 → Tonschiefer → Einregerung von diversen längglicg, plattigen Komponenten (300/30); Weiter unten Sf: 310/55 Mehrere Phasen, die mit groben Konglomeraten beginnen und dann in Feinkies übergehen; Normal gradiert: Basis: alles mögliche, Glimmerschiefer, große Quarze, Kalke, Dolomite, Gneise, Vulkanite, Sedimente (Tonstein + Siltstein + Sandstein) Ø 3-4 cm → Subrounded - rounded; Größe: 10 - 20 cm → alles angular - subrounded → Kalke am wenigstens gerundet. Matrix: Grobsand (gut gerundete Quarze). Oben: Ø 1-2 cm gut gerundet vor allem Qz +ü anderes wie oben, nur kaum Kalke; Matrix= Feinsand-Mittelsand. Meist Rinneform aber nicht gut zu sehen.

Profil 52		Koordinaten: R:54 20 000 / H:14 16 000		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	G1.2, G2.1	400 +	P 52/4	Wechsel von grob nach fein allerdings invers gradiert: Im groben Part Ø Klaster 2-3 cm, gut gerundet - gerundet Im feinen Part: Grobsand mit einzelnen Klaster bis 0,5 mm; Wechsel alle 30 - 50 cm Wie (1) Wechsel alle 1,60 - 200
(2)	G2.1, G1.2, G1.1	560		
(3)	S2.2	40	P 52/3	Sandstein mit stark schwankender Mächtigkeit → Rinnenfüllung → eingeregelt Tonklaster: 252/38; Rinnenkontakte : oben: 298/75; unten: 290/55 ;Weiter unten an der Straße kommt wieder Feinsand/Siltstein bis schwarzer Tonstein dazu (hier ca. 20 - 50 cm) und langwellige Hummocky
(4)	G2.1, G1.2, G1.1	380	P 52/2	Wie (1) nur nicht so grobe Ø; der gröbste max. 9 cm Ø bei 5 cm
(5)	S2.1	30	P 52/1	Grobsand mit einzelnen Komponenten (wenig bis 8 cm, sehr gut gerundet)
(6)	S1.2	10		Schwarzer - grauer leicht violetter Feinsand - Siltstein
(7)	G2.1, G1.2, G1.1	520 +		Normal gradiert Wechsel von Konglomeraten und Sandsteinen wie in (1).

Profil 53		Koordinaten: R:54 30 700 / H:14 33 250		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	T1.1	180 +		Feinsand-Siltstein /Siltstein Wechsellagerung, mit Quarz drin (sehr hart), dünnlagig in 0,2-0,5 cm Abständen (Feinsand-Siltstein) und 1 mm (Siltstein), horizontal geschichtet; evtl. Übergang zu der Hochwipfel Formation
(2)	S1.1	50	P53/1	Feinsand grau, dickbankig
(3)	T1.1	10		Tonschiefer schwarz-grau
(4)	S1.2	110		Wie (2); ersten 40 cm sind eine Bank, dann Übergang in 10-5 cm Bänken, horizontal geschichtet
(5)	T1.1	20		Wie (3)
(6)	T1.1	900		Wie (1), nach oben dünnere Lagen → 1-2 mm / 1 mm, horizontal geschichtet
(7)	S1.2	500		Ähnlich wie (6), nur Lagen mit größeren Bestandteilen, Feinsand/Mittelsand; schwarze Kalkklaster drin 2 cm; horizontal geschichtet, evtl. ansatzweise sehr weitläufige trogförmige Schrägschichtung (HCS)
(8)	T1.1	600		Reiner Siltstein
(9)	T1.1	300		Wie (6), hier viel Auernigklaster im Bach, Horizontalschichtung
(10)	T1.1	90		Wie (8) Horizontalschichtung
(11)	T1.1	700		Wie (9) Horizontalschichtung
(12)	S1.2	300		Wie (1), mehr Feinsand-Anteil Horizontalschichtung
(13)	G2.1	70	P 53/2	Grobsand, Qz Grobsandstein grau mit gerundeten Quarzen bis 0,5 cm → Auernig
(14)	G1.2	100 +	P 53/3 P 53/4	Erstes Konglomerat anstehend, danach nur noch Schutt + Wechsel von mehr brekziösen Konglomeraten wie am Seeborg (Slowenien) mit gut gerundeten Konglomeraten; nach oben hin feiner werdend + mehr schwarze Matrix

Profil 54		Koordinaten: R:54 07 000 / H:14 23 000		
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	D1.1	2000 +		Tonsteinabfolgen
(2)	C2.3	400		Schichtlücke, viel Sandstein im Hangschutt (Mittelsand)
(3)		200		Tonsteinabfolgen
(4)	C2.2	50	P 54/5	Mittelsand - Grobsand grau - rötlich, Horizontalschichtung
(5)		400		Siltstein hellgrau, stark geschiefert + glänzende Oberfläche (20-30 cm) / Tonstein stark geschiefert (10 - 20 cm) Wechselfolge
(6)		200		Schichtlücke + whg. von (1)+(2)
(7)	D1.1	400		Tonschiefer mit glänzender Oberfläche, (80+) nach unten in Siltstein übergehend (20) Dann wieder Tonstein (150)
(8)		200		Schichtlücke
(9)	C2.3	530 +	P 54/4	Wie (5), nach unten gröber werdend: immer von Feinsand-Mittelsand nach grobem Mittelsand-Grobsand übergehend (die letzten 10-20 cm) und dann folgt eine 10 cm starke Tonlage. Nach unten wird die Abfolge aber feiner: 170 Feinsand-Mittelsand → 20 Mittelsand-Grobsand → 10 Tonstein → 130 Feinsand → 20 Mittelsand → 10 Tonstein → 80 Mittelsand-Feinsand → 20 Feinsand → 10 Tonstein → 50 + Feinsand
(10)		400		Siltstein (0,5cm) grau-braun / Tonstein (0,5 - 1cm) hellgrau-beige Wechsellagerung
(11)	C2.3	200		Wechselfolge von Feinsand-Mittelsand grau-rötlich, dünnbankig á 2-3 cm und grauer Feinsand - Siltstein alle 10-20 cm
(12)	C2.3	80		Feinsand - Mittelsand, nach unten in Mittelsand übergehend
(13)		160		Tonschiefer mit glänzender Oberfläche, (80+) nach unten in Siltstein übergehend (20) Dann wieder Tonstein (150)
(14)	C2.3	80		Grauer Feinsand - Siltstein, nach unten in braunen Feinsand-Mittelsand übergehend, dünnbankig á 1-2 cm ≡ wie (5)
(15)		20		Wieder Tonstein wie (1)
(16)	C2.3	120	P 54/3	Feinsand-Mittelsand grau-rötlich, dünnbankig á 2-3 cm
(17)		1000		Tonstein
(18)	A2.5	130	P 54/1 P 54/2	Lyditbreccie?, Grobsand mit vielen weißen + schwarzen Klaster im 0,3-0,5 Ø; grau; dünnbankig á 0,5-1,5 cm; je höher man kommt desto feiner (Mittelsand-Grobsand) bis zu Feinsand
(19)		300		Schichtlücke, aber wahrscheinlich alles Tonstein/Siltstein Wechselfolge in 50 - 100 cm Abständen

(20)	D2.2	250 +		Tonschiefer mit glänzender Oberfläche, (80+) nach unten in Siltstein übergehend (20) Dann wieder Tonstein (150)
Profil 55 Koordinaten: R:54 38 600 / H:14 29 850				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.3	200 +		Siltstein, hellgrau – beige (1-2 cm) in Wechselfolge mit Tonstein 1-3 mm
(2)	C2.3	40	P 55/1	Mittelsandstein – Feinsandstein, hellgrau, stark geschiefert mit vielen glänzenden Partikeln an der Schieferungs Oberfläche; nach unten teilweise in Grobsandstein übergehend; dünne Bänkechen á 3-4 cm
(3)		300		Wie (1)
(4)		150		Schichtlücke
(5)	C2.4	400		Wie (1) nur ab und zu 2-3 cm dicke Bänkechen Feinsandstein eingeschaltet + weniger Tonstein
(6)		30	P 55/2	Feinsandstein hellgrau, in einem Paket mit Bänkechen á 3-4 cm
(7)		60		Wie (1)
(8)	C2.4	20		Wie (6) nur dünnbankiger á 1-2 cm
(9)		10		Schwarz-grauer Tonstein
(10)		80		Wie (1)
(11)	C2.3	30		Wie (8) (Bänke jetzt 1,5 – 2 cm dick) insgesamt weiter massig durchhaltend
(12)		5		Tonstein braun – schwarz
(13)		280		Siltstein – Feinsandstein dünnbankig á 0,5 – 1 cm, Qz-Mobilisate dazwischen
(14)	C2.2	70	P 55/3	Mittelsandstein – Grobsandstein rot-braun; in dicken Bänkechen (2 starke unten + oben á 15 – 20 cm) dazwischen 3-5 cm Bänkechen
(15)		140		Wechselfolge teilweise mit Schrägschichtung in Feinsandstein – Linsen die weniger stark geschiefert sind (5 – 10 cm): - beginnend mit Siltstein + Tonstein (20 cm) - übergehend in mehr Tonstein (10 cm) - dann sind Feinsandstein Linsen drin von ca. 5-10 cm
(16)	C2.2	110	P 55/4 P 55/5	Mächtiges Sandsteinpaket: unten Feinsandstein nach oben in Mittelsandstein – Grobsandstein übergehend in 5-10 cm Bänkechen
(17)		40		Siltstein (0,5 – 1 mm) – Tonstein (Häutchen – 0,5 mm) Wechselfolge, laminiert
(18)		100		Siltstein Lagen (2-4 m) mit Tonhäutchen dazwischen
(19)	C2.2	130	P 55/6	Wie (16); nach oben + unten hin in Grobsandstein übergehend; dicke Bänke á 10 cm
(20)		160		Wie (5); Bänke á 5 – 10 cm, planare Schrägschichtung
(21)		95		Wie (16) zwischen einzelnen Sandsteinbänken Siltstein Lage von 5 cm; Grobsandstein = rot-braun (60cm), 5 cm Siltstein hellgrau – beige, Grobsandstein (30 cm)
(22)		290 +		Siltstein (3-5 cm) mit Toneinschlaltungen (0,5 – 1 cm); nach oben hin in Tonlagen (5 cm) übergehend,
Profil 56 Koordinaten: R:54 43 750-54 43 250 / H:14 29 250-14 28 000				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.2	210 +	P 56/1	Grauer Grobsandstein, geschiefert, weiße Komponenten bis 4 mm + wenige Lydite; dickbankig in 3 Paketen á 70 cm
(2)		50	P 56/2	Mittelsandstein – Feinsandstein, grau á 3-5 cm Bänkechen
(3)		20		Siltstein – Feinsandstein hellgrau, nach oben in Siltstein – Tonstein übergehend
(4)		30		Siltstein – Tonstein (1-2 mm) / Feinsandstein – Mittelsandstein (0,5 – 1 cm) Wechselfolge, stärker geschiefert
(5)	B1.2	80		Mittelsandstein rot – braun, dünnbankig á 1-2 cm; ein Paket
(6)	B1.2	100		Wie (5) aber jetzt Grobsandstein
(7)	B1.2	120	P 56/3	Wie (5)
(8)	B1.2	120		Wie (5), jetzt aber anfänglich Mittelsandstein – Grobsandstein dann in Grobsandstein übergehend
(9)	B1.2	60		Wie (5), jetzt aber Mittelsandstein – Feinsandstein
(10)	B1.2	40		Wie (5), jetzt aber Mittelsandstein – Grobsandstein
(11)	B1.2	270		Wie (5), jetzt aber Grobsandstein; Hier Bänkechen nur noch 0,5 – 1cm, dünne dazwischen lagernde ehemalige Tonhorizonten sind tektonisiert
(12)	B1.2	160		Wie (5), Bankdicke wie bei (11), weiter stark geschiefert
(13)	C2.3	220		Tonstein – Siltstein (1-2 mm) / Feinsandstein (0,5-2 cm) Wechselfolge; extrem dünnbankig + stark geschiefert. Nach oben werden Feinsandstein – Bänkechen dünner (1-5 mm)
(14)	B2.1	110		Mittelsandstein, ein Paket, nach oben in Grobsandstein übergehend
(15)		200	P 56/4	Wie (13), nur anstatt Feinsandstein Mittelsandstein – Grobsandstein und Bankmächtigkeit bis 20 cm
(16)	C2.1	180	P 56/5	Mittelsandstein grau, Bänkechen á 5-10 cm
(17)		20		Siltstein – Feinsandstein hellgrau – grau
(18)	B2.1	200 +		Wieder wie (16) nur Bänkechen á 1-5 cm
(19)		30 +		entspricht (18)
(20)	C2.1	150		Mittelsandstein – Grobsandstein dünnbankig, rot – braun
(21)		10		Schwarzer geschieferter Tonstein
(22)	B2.1	150	P 56/6	Grobsandstein – Mittelsandstein wie (1) aber ein Paket; stark geschiefert
(23)	B2.1	240		Wie (6)
(24)	B2.1	120		Mittelsandstein – Feinsandstein dünne Bänkechen
(25)	B2.1	240		Wie (4) aber Mittelsandstein – Grobsandstein Lagen dazwischen
(26)	C2.3	310		Wechselfolge von Abfolgen zwischen denen immer Tonstein – Siltstein Lagen von 1 mm – 0,5 mm liegen: - Mittelsandstein geht in Feinsandstein über (10-15 cm) - Siltstein – Feinsandstein (5 cm) - Siltstein (2-3 mm) / Tonstein (2-3 mm) Wechselfolge; Schrägschichtung zu sehen, sowie in den Tonstein + Siltsteinlagen Parallelschichtung
(27)	B1.1	100	P 56/7	Mächtige Mittelsandstein Lage
(28)	C2.2	540		Wie (7) aber mit Mittelsandstein – Grobsandstein als Sandsteinlage
(29)	B2.1	270		Feinsandstein – Mittelsandstein dünnbankig (1-2 cm), rot-braun wie immer, ein Paket
(30)	B2.1	180		Mittelsandstein – Grobsandstein, weiter extrem dünnbankig
(31)	D1.1	300 +		Tonstein – Siltstein schwarzgrau mit rot
Profil 57 Koordinaten: R:54 44 000 / H:14 25 250				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	C2.1	750 +	P 57/9 P 57/10	Gradiertes Sandstein, der mit Grobsand an der Basis beginnt (40 cm) und 2-3 Grobsand – Schübe beinhaltet, die dann nach oben hin wieder in Grobsand – Mittelsand übergehen
(2)		300 +		Danach jeweils 20 cm Mittelsand, gefolgt von 10 – 15 cm Feinsand
(3)		600-600		Schwarzer Siltstein
(4)	C2.2	830	P 57/8	Schichtlücke, aber gleiches Material (Sf bleibt gleich) mit viel Gesteinsbruchstücken aus einer vulkanischen Lage
(5)		1000		Mittelsand und Grobsand mit dazwischen ausgequetschten Siltsteinen und Tonsteinen; Unten Grobsand ca. 100 Dann Mittelsand ca. 50 Dann Feinsand ca. 150
(6)	C2.2	330	P 57/7	Dann 50 á 1-3 cm Feinsand/Siltstein Wechselfolge, nach oben in Siltstein laminiert (0-5 mm) übergehend. Störung + Hangschutt: Mittelsandstein – Feinsandstein; Material bleibt gleich wie bei (4)
(7)		390		Dicke Pakete á 60 – 80 cm (4-5 Stück) Grobsandstein – Mittelsandstein hellgrau – rötlich (frisch: grau) á Bänkechen von 20 – 30 cm; An der Basis ist es Grobsandstein. Nach oben wird alles dünnbankiger (5-10 cm); trogförmige Schrägschichtung im cm-Bereich
(8)	C2.3	1060	P 57/6	Tonstein (1-2 mm, beige) / Feinsandstein – Siltstein (2-5 mm, rötlich-braun) Wechselfolge; Tonstein stark geschiefert; Sandstein weniger stark geschiefert; horizontal geschichtet
(9)		40		Dunkelgrauer Feinsandstein – Mittelsandstein mit vielen Hellglimmern in Bänkechen á 2-3 cm. Farbe bei starken Verwitterung (rötlich – braun/grau)
(10)	B2.1	2250	P 57/3-5	Zwischen jedem Bänkechen kommen 1-2 mm Feinsandstein – Siltstein; Schrägschichtung zu sehen; Schwarzer Siltstein – Feinsandstein
(11)	C2.2	520	P 57/2	Grobsandstein mächtiges Paket, stark geschiefert. An der Basis grob (P57/3) nach oben in Mittelsandstein (grau, P 57/4) übergehend. Dieser Sf: 152/49; 158/52
(12)		120	P 57/1	Mittelsandstein - Grobsandstein wie (2) aber mit Siltstein – Tonstein – Horizonten alle 20 cm á 5 cm; nach oben in Feinsandstein + Mittelsandstein übergehend; Danach wieder Grobsandstein → immer wiederkehrende Wechselfolge
(13)		450		Feinsandstein – Mittelsandstein grau – braun/rot; frisch = grau, horizontal geschichtet Siltstein teilweise Siltstein – Feinsandstein (2-4 mm) / Tonstein (0,5 – 1 mm) Wechselfolge sehr stark geschiefert + teilweise gefaltet; nach unten in Feinsandstein übergehend
Profil 58 Koordinaten: R:54 44 250-54 45 500 / H:14 23 500-14 24 500				
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung
(1)	B1.1	40		Mittelsand grau, gut sortiert, eine Bank á 40 cm
(2)	D2.3	310		Stark geschieferter Tonstein dunkelgrau, mit 1-2 cm starken Siltstein dazwischengeschaltet
(3)	D1.1	80		Siltstein – Feinsand dunkelgrau mit vielen Hellglimmern
(4)		80	P 58/1	Vulkanit ? rötlich, frisch eher weiß, schichtparallel nach Brücke
(5)	D1.1	20		Teilweise erosiv eingeschaltete Lagen von Tonstein-Siltstein
(6)	C2.3	600	P 58/2	Feinsand grau in Bänken á 10-20 cm; nach oben in Bänke á 1-2 cm übergehend
(7)		40		Siltstein – Tonstein beige - grau
(8)	B1.2	100		Wie (6), aber nur 1-2 cm Bänkechen
(9)	C2.3	410	P 58/3	Hellgrauer Mittelsand massig, nach oben in Mittelsand – Feinsand grau übergehend (nach 200)
(10)		1600 +		Basis Siltstein – Feinsand nach oben in Siltstein übergehend, dünnbankig á 0,5 – 1cm; stark geschiefert
(11)				Schichtlücke
(12)		100	P58/v	Vulkanit
(13)				Schichtlücke

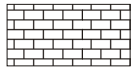
(14)	D1.1	1700 +		Grauer Siltstein – Feinsand mit glänzenden Komponenten; nach oben in Tonstein sehr stark geschiefert übergehend;
(15)	C2.3	350	P 58/4	Mittelsand rot – braun grau, in dünnen Bänken á 1-2 cm ; verfalltet; Nach 150 in Ms – Grobsand / Grobsand übergehend; stark geschiefert, immer mit 1-2 cm Siltstein dazwischen
(16)		50		Siltstein grau mit dünnen Tonstein Schichten
(17)		810		Tonstein dunkelgrau mit dünnen Siltstein Bänken
(18)	D1.1	300		Siltstein beige – grau, frisch dunkelgrau
(19)	D1.1	200		Wieder Tonstein schwarz – grau
(20)	C2.4	270		Wechselfolge Siltstein – Tonstein (2-3 cm) / Feinsand – Mittelsand (2-3 cm) glimmerreich
(21)		620	P 58/5	Siltstein – Feinsand grau mit einigen auskeilenden Sandsteinkörpern (Feinsand – Mittelsand) (alle 40 – 50 cm, 5 – 10 cm dick); nach oben in Wechselfolge Siltstein- Tonstein (2-3 cm) / Feinsand (2-3 cm) übergehend
(22)		640		Siltstein – Tonstein (2-4 cm) grau / Siltstein – Feinsand (1-2 cm) grau- rötlich Wechselfolge
(23)	A2.5	220	P 58/6	Grobsand rötlichbraun mit Komponenten bis 3-4mm (Lydite, weiße Komponenten) in Bänken á 10 cm dazwischen Siltstein / Tonstein (1 –2 m)
(24)	D1.1	120		Schwarzer Tonstein
(25)	A2.5	80		Wie (10)
(26)	D1.1	1420		Wie (11)
(27)	B1.1	130	P 58/7	Mittelsand – Grobsand hellgrau – braun – rot
(28)	D1.1	70 +		Tonstein
(29)	F2.1	2500		Tonstein – Siltstein grau – beige, mit einigen Lagen á 5 cm Siltstein/Feinsand grau
(30)	B1.2	130	P 58/8	Wechselfolge von Tonstein und Siltstein jeweils 1-2 cm, alle 100 dann Siltstein - Feinsand mit 5 cm; Es sind Slumpstrukturen vorhanden (nach 1800); nach oben hin Zunahme von Siltstein – Feinsand ab dem Slump
(31)	F2.1	410		Feinsand grau mit Lyditen
				Tonstein – Siltstein wie (1), aber dazwischen Lagen von Siltstein/Feinsand – Feinsand/Mittelsand und Slumps

Profil 42 review				Koordinaten: R:54 46 250 / H:14 24 000	
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung	
(1)	B2.1	220		Grobsand rötlich braun nach oben hin in Mittelsand übergehend	
(2)	C2.1	100		Grobsand/Feinkies rötlich in Grobsand → Mittelsand übergehend	
(3)		10		Tonstein stark geschiefert	
(4)	B2.1	200		Grobsand/Feinkies wie (2) aufgearbeitete Klatten an der Basis	
(5)		20		Wie (3)	
(6)	B2.1	700		Wie (4) aufgearbeitete Klatten an der Basis	
(7)		20		Wie (3)	
(8)	B2.1	270		Wie (4) aufgearbeitete Klatten an der Basis	
(9)		10		Wie (3)	
(10)	B1.1	110		Grobsand	
(11)	A2.5	110		Feinkies alles extrem dick gebankt ((1) – (11))	
(12)	B2.1	300		Grobsand dünnbankig, dann in Mittelsand/Feinsand übergehend	
(13)	A2.4	280		Grobsand/Feinkies in Grobsand → Mittelsand → Feinsand übergehend, ab hier wieder Bänke á 20 – 30 cm)	
(14)	B2.1	340		Feinsand/Mittelsand in Feinsand/Siltstein übergehend	
(15)	C2.1	520		Grobsand über Mittelsand in Feinsand übergehend, an der Basis gradiert und dann mit planarer Schrägschichtung	
(16)	C2.2	100 +		Siltstein – Feinsand Wechselfolge, mit trogförmiger Schrägschichtung und horizontal laminiert an der Basis	

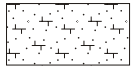
Profil 59				Koordinaten: R:54 45 800-54 46 500 / H:14 24 500-14 24 000	
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung	
(1)	D2.3	710		Siltstein schwarz – grau, massig mit Parallel Laminierung und Wechselfolge: Siltstein-Tonstein / Siltstein, je 1-3 mm Lagen und bis zu 1-2 cm dicke Bänken	
(2)	C2.3	50	P 59/1	Feinsand hellgrau, dicke Bank	
(3)		250		Siltstein-Feinsand (hellgrau-grau) / Tonstein (schwarz) Wechselfolge, Horizontalschichtung	
(4)		410		Reiner Tonstein schwarz mit 2-3 cm dicken Siltstein Lagen (beige-braun) alle 40 – 50 cm	
(5)	F2.1	350 (Mitte)	P 59/2	Mächtiges Sandsteinpaket leicht verfalltet → Slump, keilt in Sf aus → gestlumpte Rinne; Feinsand hellgrau, Horizontalschichtung	
(6)	D1.1	330		Tonstein/Siltstein schwarz	
(7)	C2.3	20	P 59/3	Feinsand-Mittelsand grau / Hellgrau, durchziehend; planare Schrägschichtung : L= 50/6 → Fließrichtung ca. NE	
(8)		30		Wie (6)	
(9)	C2.3	15		Wie (7)	
(10)		5		Wie (6)	
(11)	C2.3	30		Wie (7), unten Feinsand-Mittelsand nach oben hin Feinsand/Siltstein	
(12)		320		Siltstein beige – grauer Siltstein mit Tonhäutchen (1mm) alle 1-2 cm	
(13)	C2.3	20		Wie (7)	
(14)		160		Wie (12)	
(15)	F2.1	500		Wie (12) nur Siltstein-Feinsand und gestörter (Slump) Bereich, danach wieder gleiches Sf	
(16)	C2.3	200		Mittelsand dünnbankig (1-2 cm) stark verwittert, beige – rötlich	
(17)		70		Feinsand/Siltstein beige-braun	
(18)	C2.3	640	P 59/4	Wie (16)	
(19)		370		Stark geschieferter Siltstein/Tonstein frisch dunkelgrau, ansonsten beige – braun /rot	
(20)	D2.1	580		Wie (19) (1-4 cm mächtig) nur in Wechselfolge mit hellgrauen Feinsand (2-4 cm mächtig); nicht regelmäßige ab und zu auch Feinsand Bänke kurz hintereinander mit nur 1 mm (19) dazwischen eingeschaltet ist eine Vulkanitlage mit 10 cm Mächtigkeit	
(21)	D2.1	430		Wie (20) aber jetzt alles 1- 4 mm dick, stark geschiefert	
(22)	B1.1	280	P 59/5	Mittelsand/Grobsand mit schwarzen länglichen Komponenten (Tonsteinklatten, ausgelenkt), = Rip up clasts	
(23)		20		Quarzmobilisat	
(24)	D2.1	320		Feinsand-Siltstein (rötlich-grau, 1-3 mm)/ Tonstein – Siltstein (1 mm) Wechselfolge	
(25)	B2.1	30		Feinsand/Mittelsand dünnbankig mit Tonstein/Siltstein – Häutchen dazwischen	
(26)	B1.2	50 +		Feinsand stark geschiefert	

Profil 61				Koordinaten: R:54 49 900 / H:14 34 750	
Schicht	Lithofazies	Mächtigkeit	Probe	Beschreibung	
(1)	A2.5	90 +	61/1	Grobklastischen Sandsteinen, Ms-Gs, hell-dunkelgrau, Quarze, Lydite, Gesteinsbruchstücke	
(2)	A2.5	110	61/2	Fk, nach oben hin Gs, Farbe und Komponenten wie 1, Gs beginnt nach 60 cm	
(3)	A2.5	140		Grober teil am Anfang, Basis nur noch Grobsand/Fk; Material wird stärker geschiefert und sind keine ganzen Bänke mehr sonder kleinere Bänke á 4-5 cm, Farbe verändert sich bei nicht frischem Anbruch nach rotbraun-grau	
(4)		160 + ?	61/3	Gs, frisch grau mit größeren Quarzen und anderen Komponenten	
(5)		250 ca.		Schieferungs-Schichtfläche 270/20, 160/20, 155/35	
(6)	C2.4	210 +		Störung	
(7)		300		Si (3-4 cm)/Fs (2-3cm)Wechsellagerung	
(8)		150	P 61/4	Si (2-3 cm)/T(1-2 cm) Wechsellagerung stark geschiefert	
(9)	C2.3	600 +	P 61/5	T schwarz (fs-Ms Lagen drin (5-10 cm))kleine Rinnen	
(10)		300 +		Sandstein massig Ms/Fs ; am Anfang dünnbankig die ersten 50 cm mit Siltlagen(81 cm) dazwischen, dann massig, grob 90 cm eine Bank	
				Schwarzer geschieferter Ton mit kleine Fs-Linsen drin	

Legende:



Kalk



Mergel



Ton



Silt



Feinsand



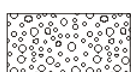
Mittelsand



Grobsand



Feinkies



Mittelkies



Grobkies



Vulkanit



Wechselfolge
Ton-Silt / Sand



Rinne



Horizontale
Schichtung



Planare
Schrägschichtung



Trogförmige
Schrägschichtung

HCS

Beulenschichtung



Slump



Lamination



Bioturbation



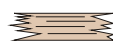
Lyditklasten



Größere
Quarzklasten



Aufarbeitungsklasten



Glimmer



Erosive
Schichtgrenze



Auflastmarken



Linear der Strömungsrichtung



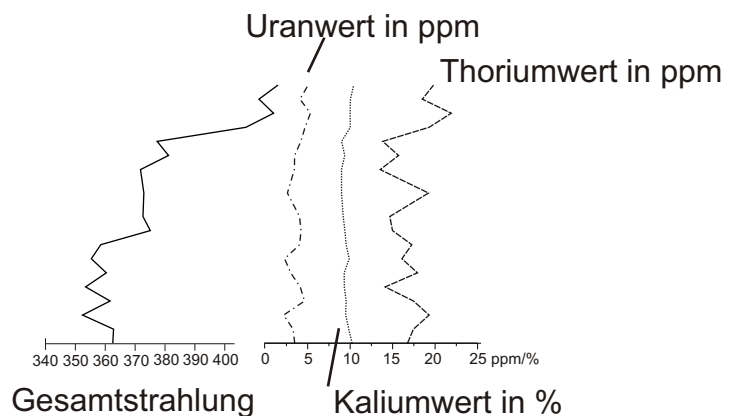
Probennummer

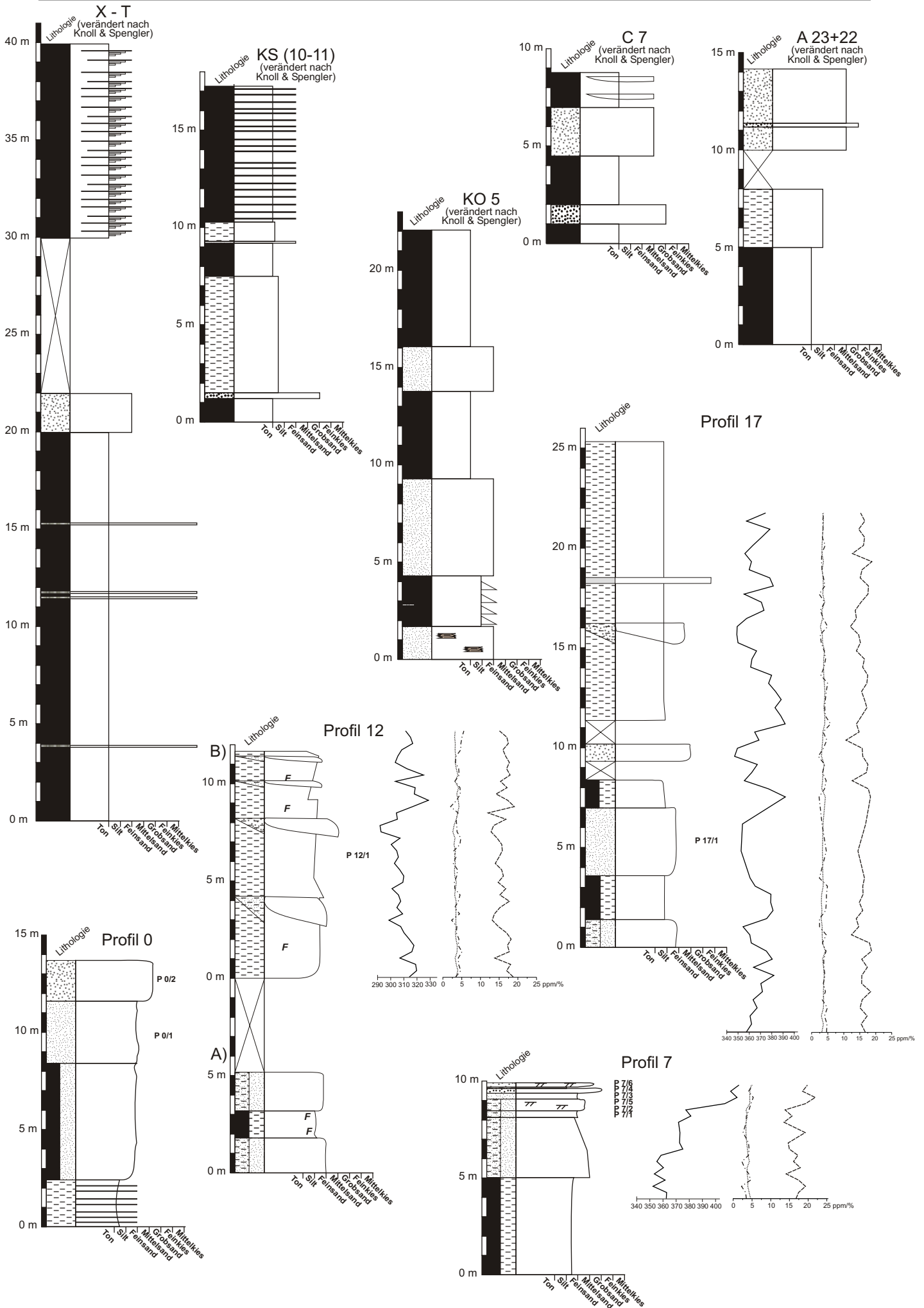


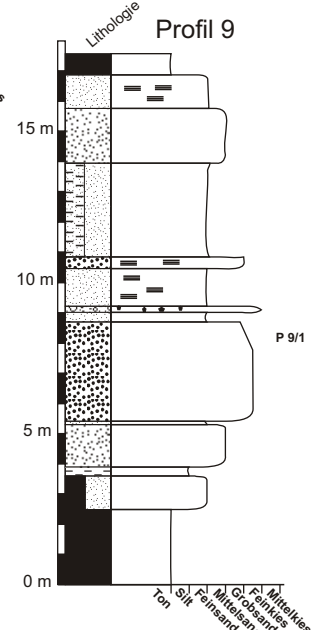
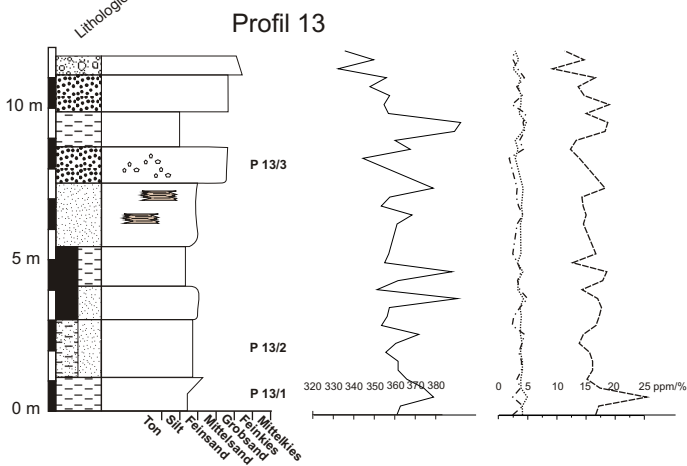
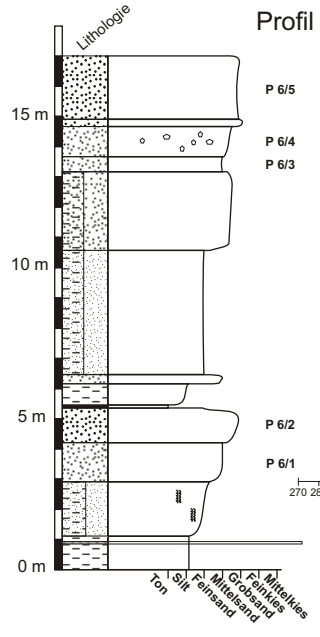
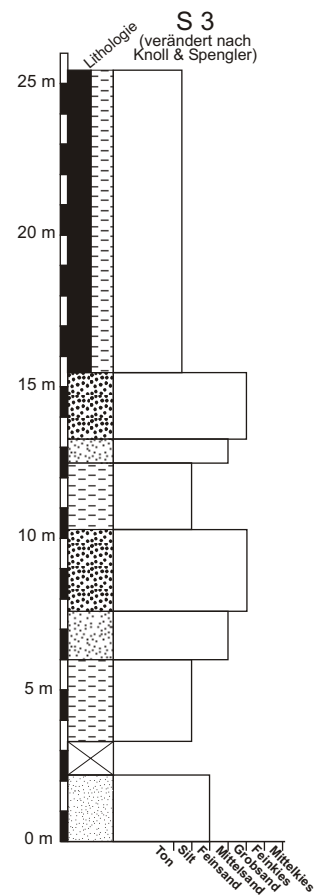
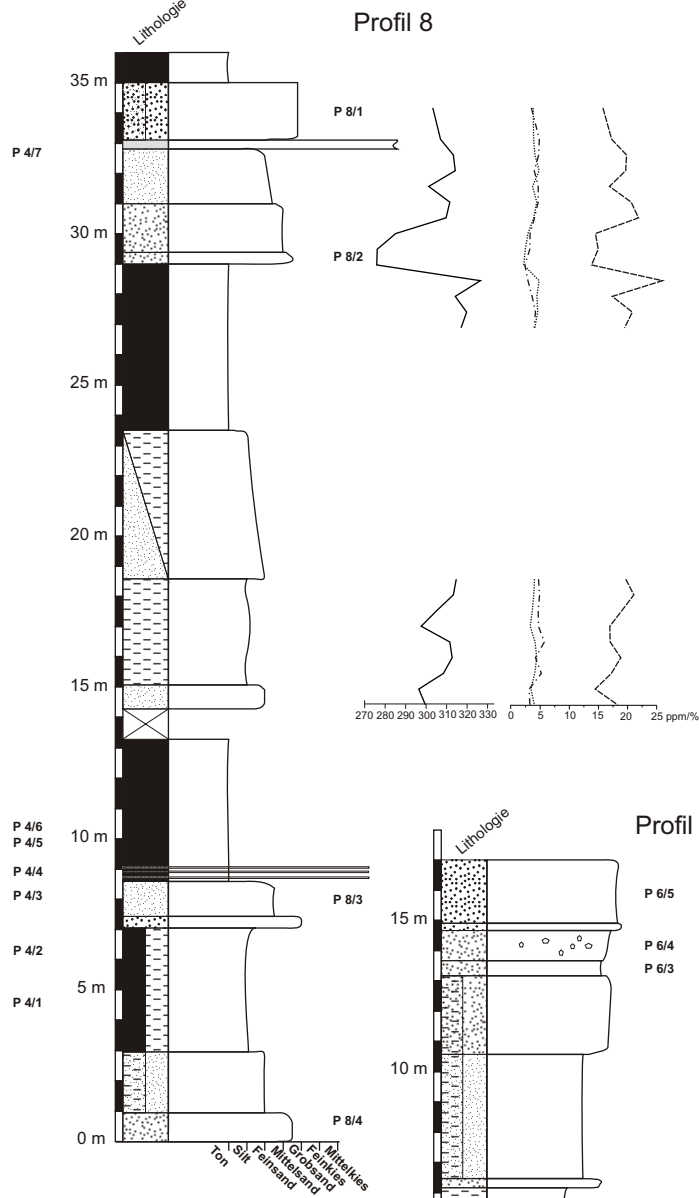
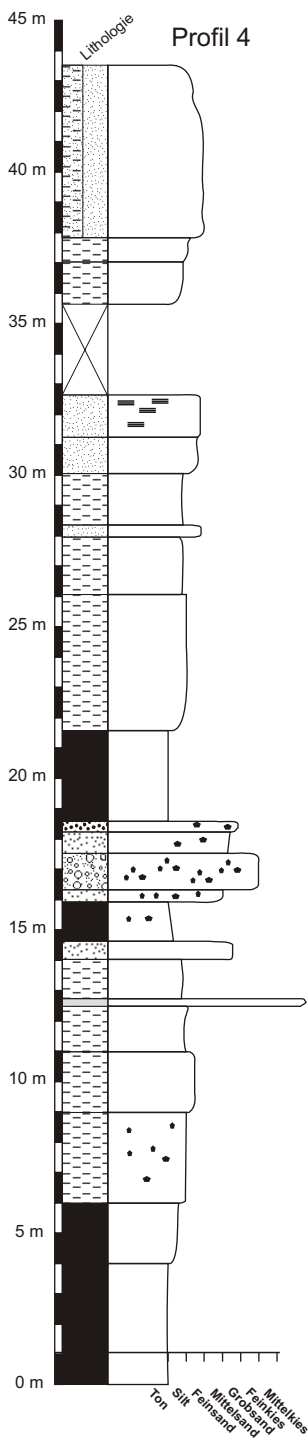
Schichtlücke

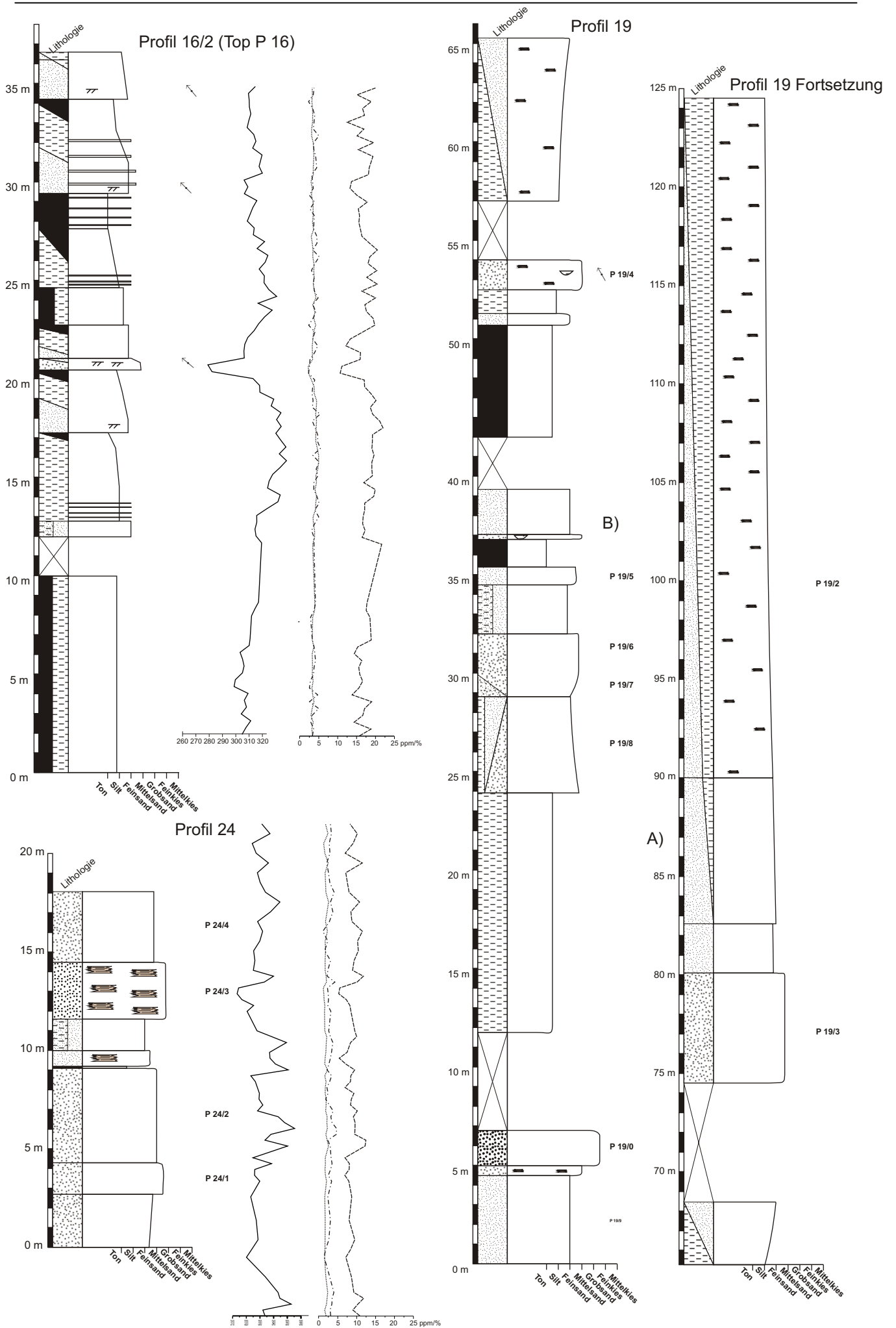


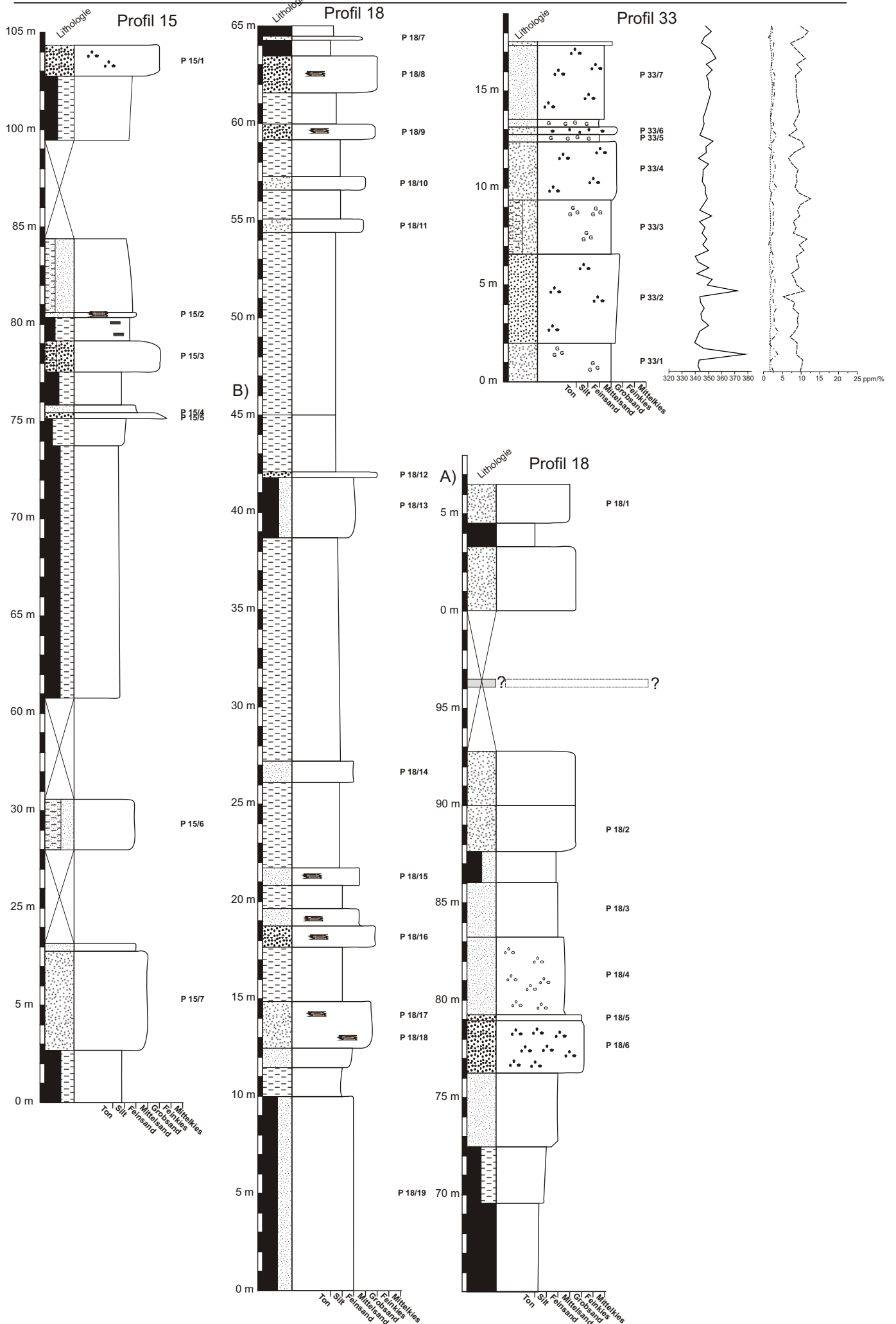
linsenförmige Sandsteinbank

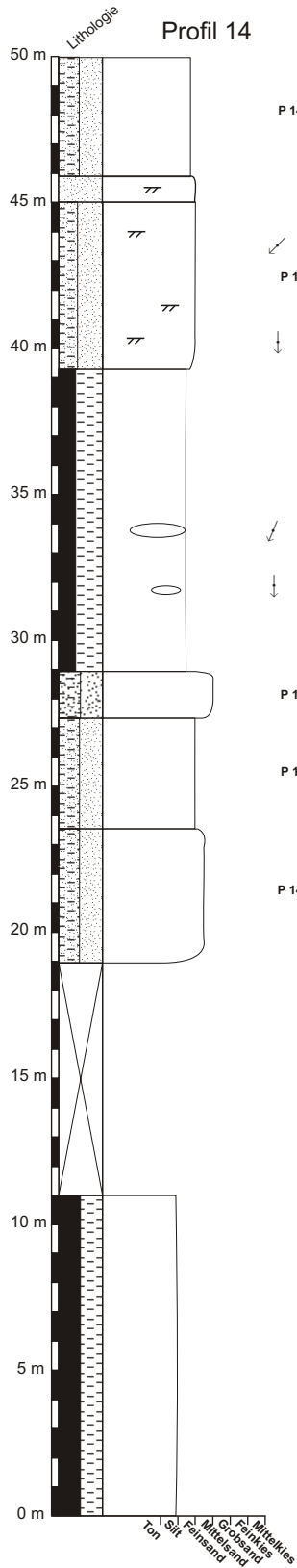






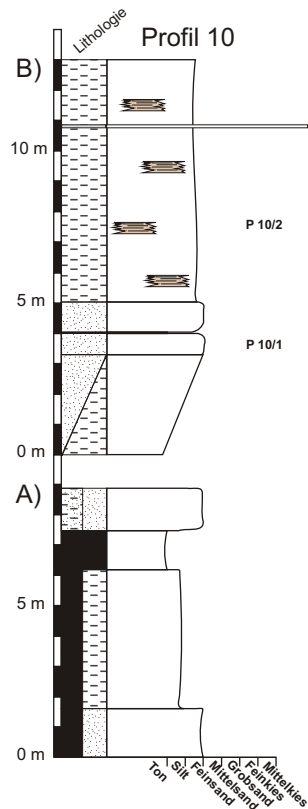






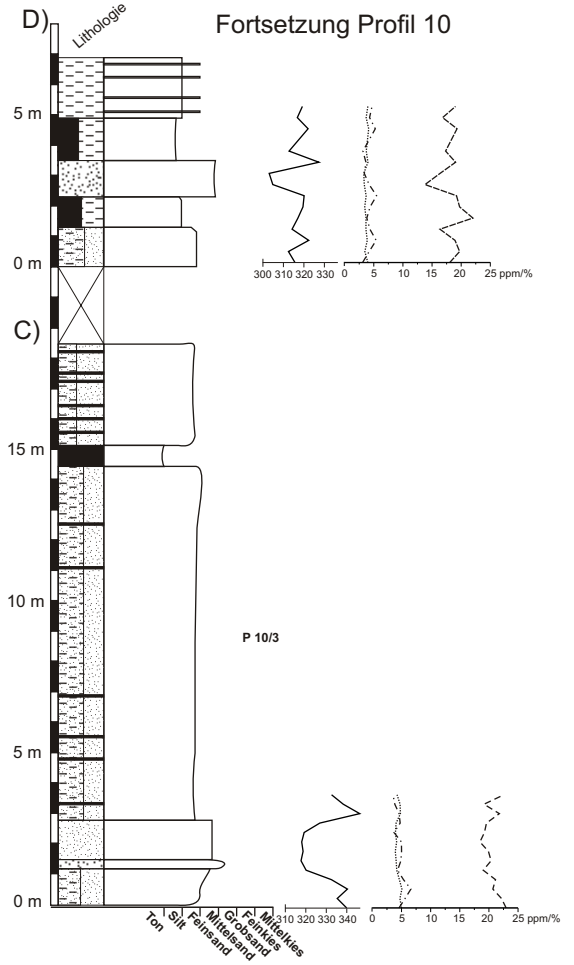
P 14/1

P 14/7



P 10/2

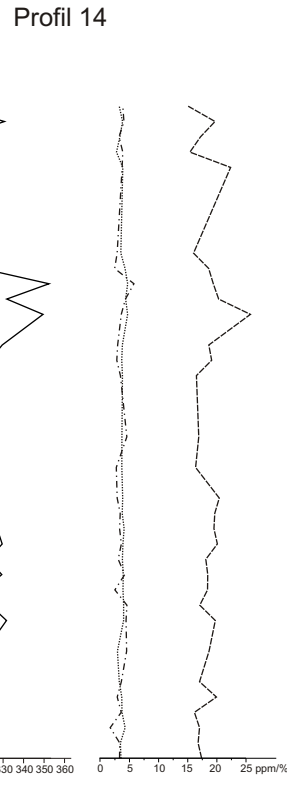
P 10/1

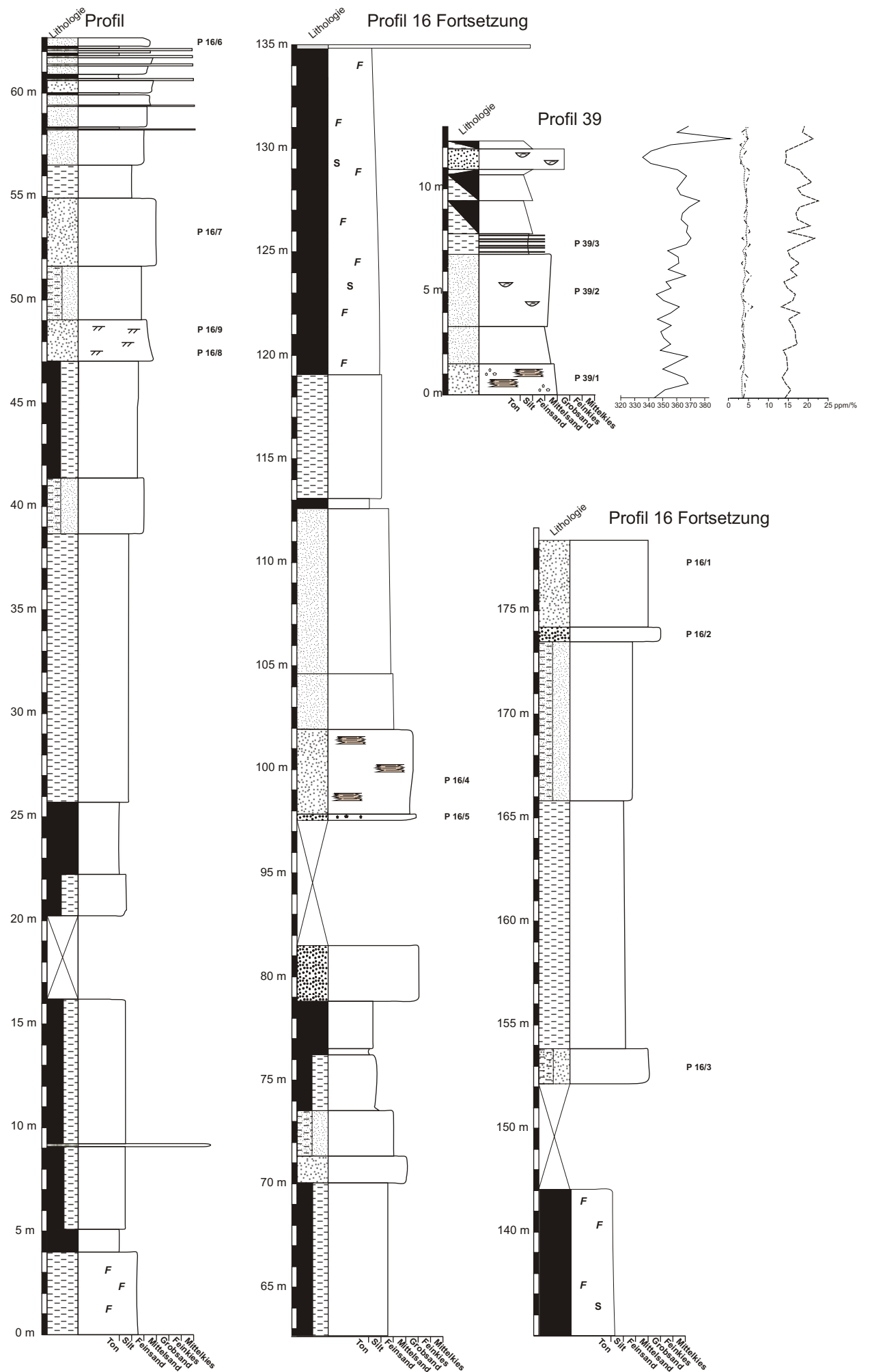


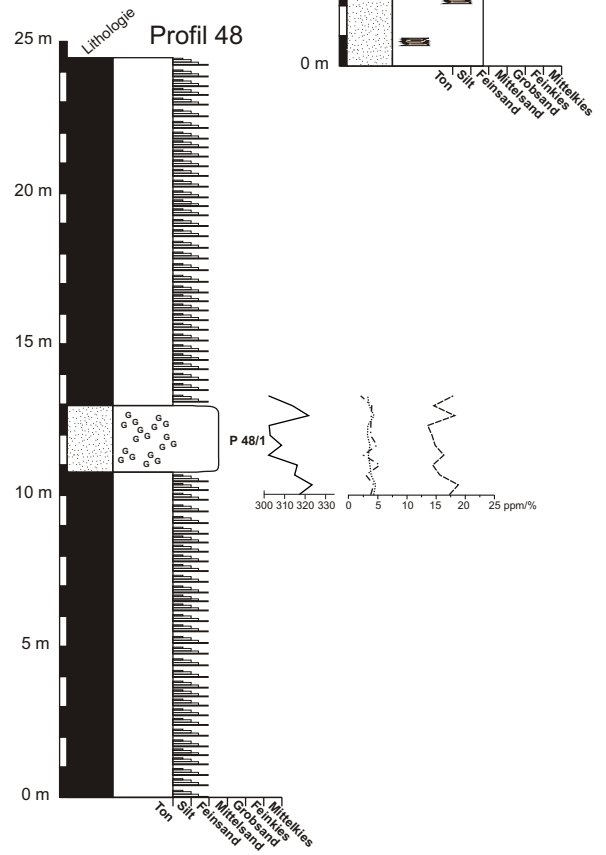
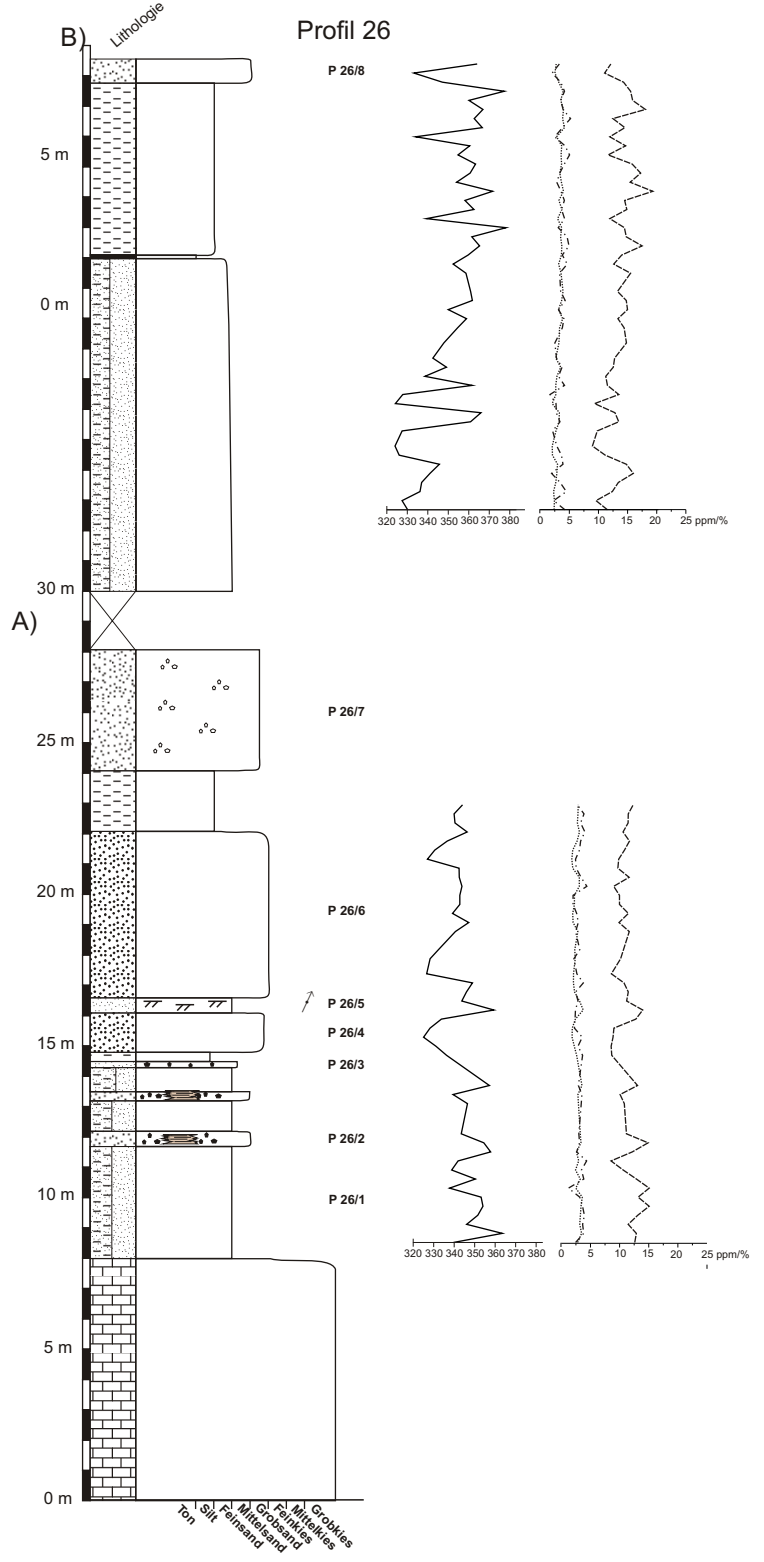
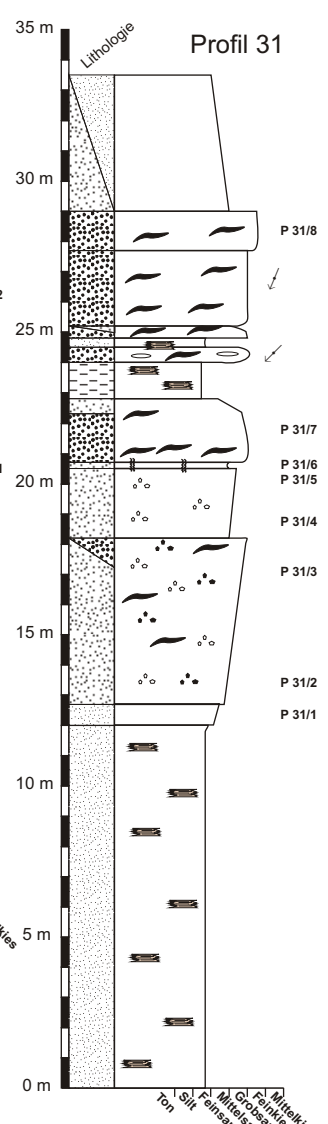
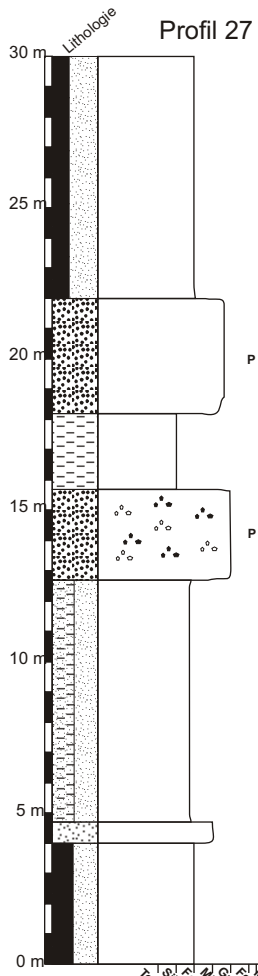
P 14/8

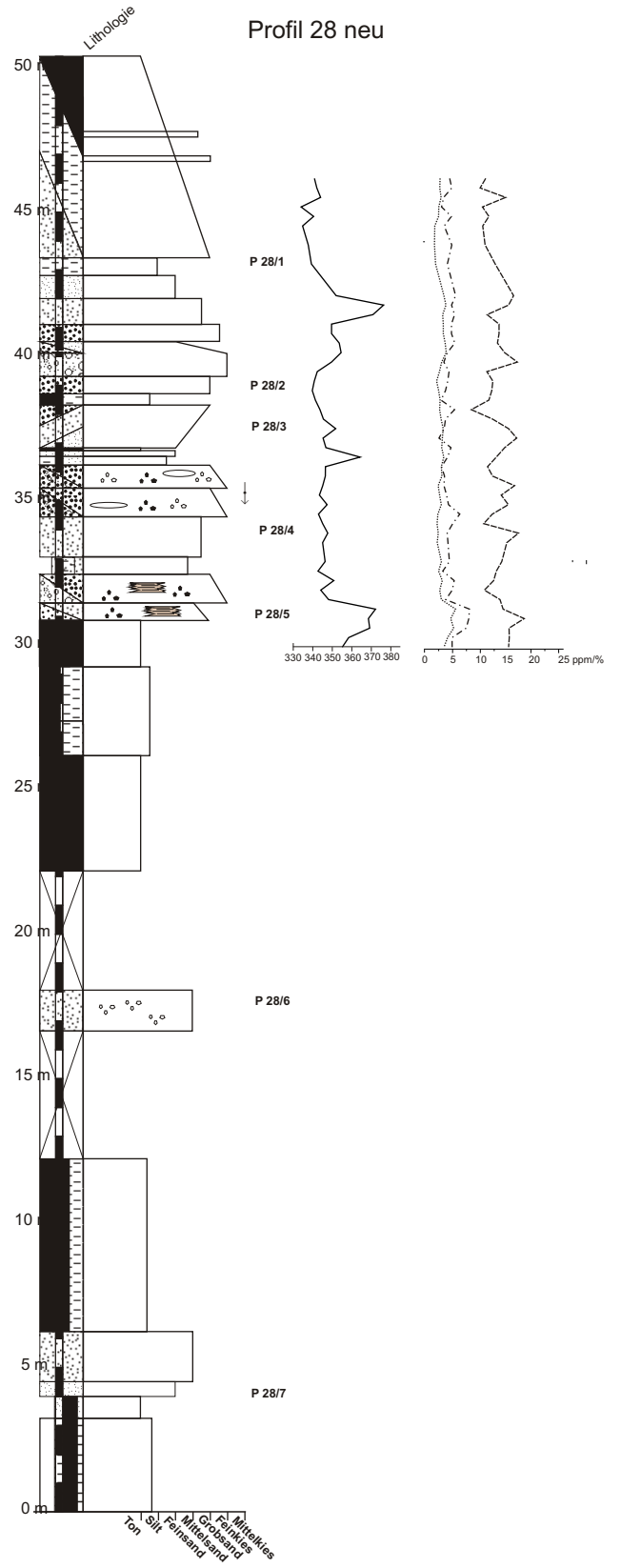
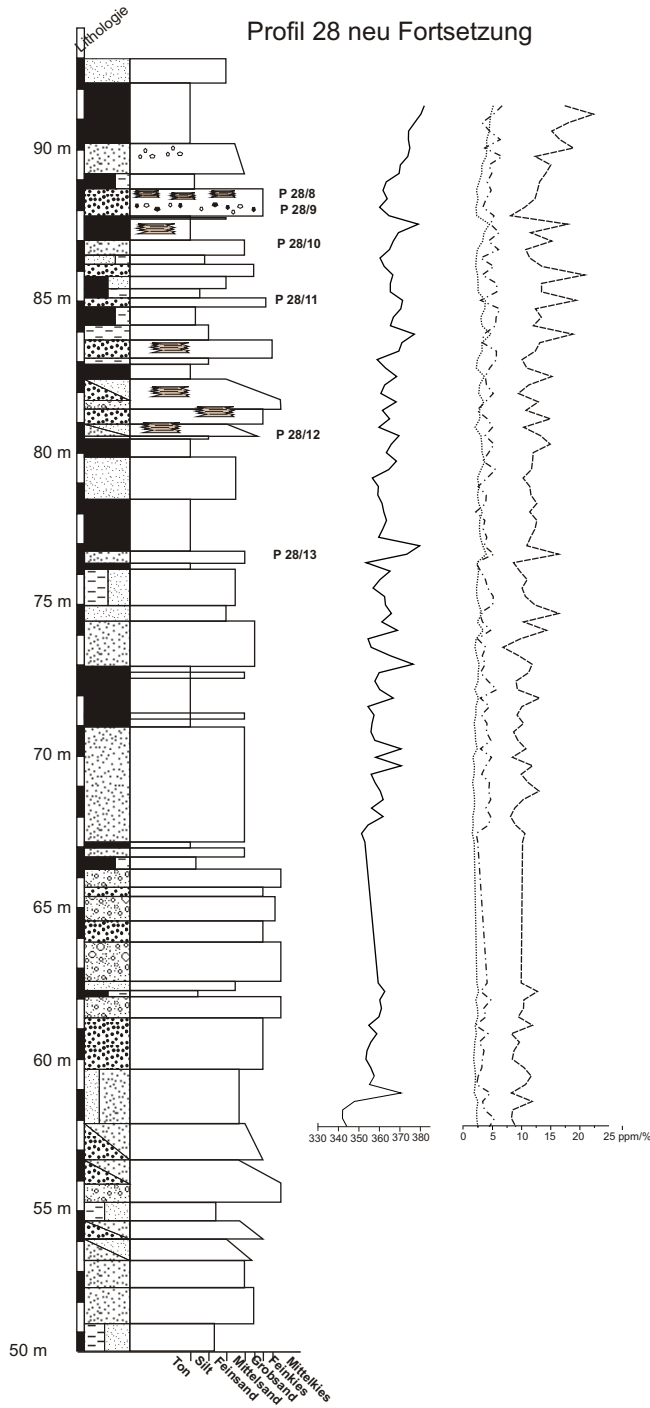
P 14/9

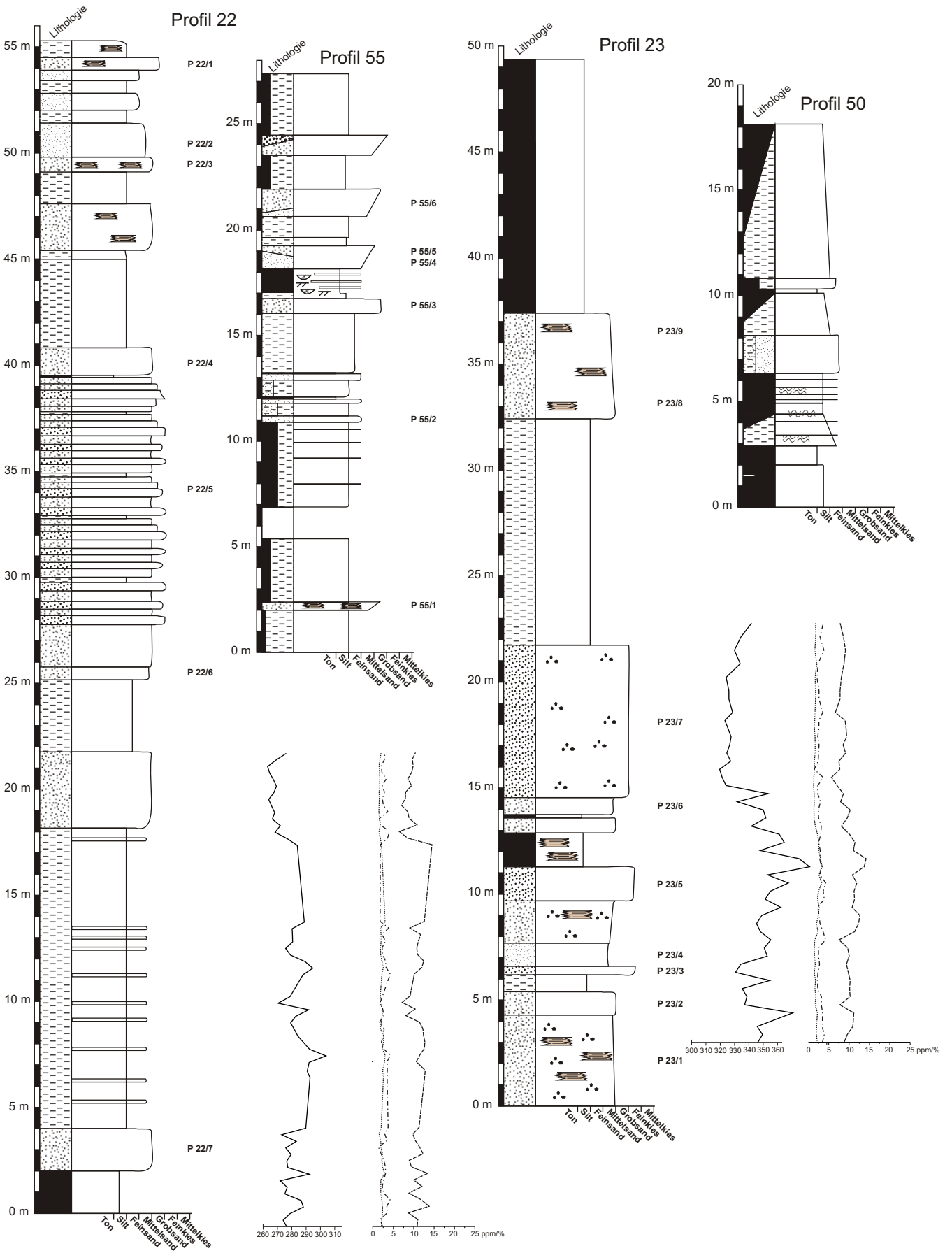
P 14/10

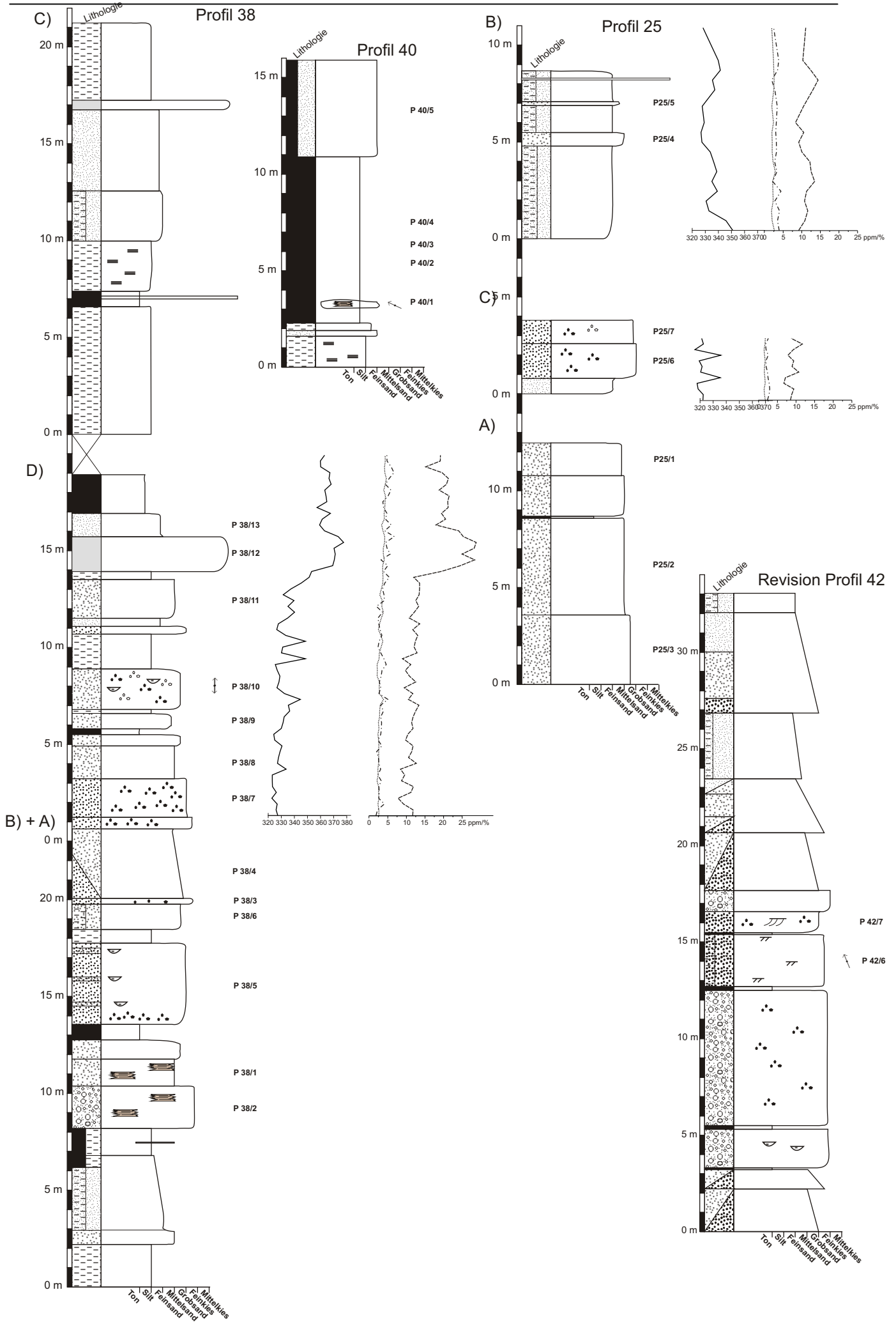


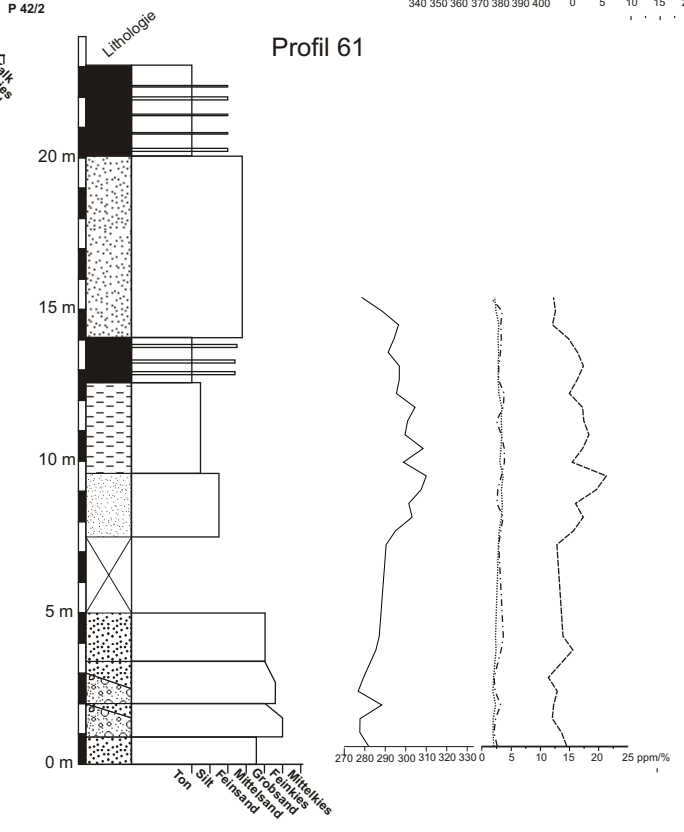
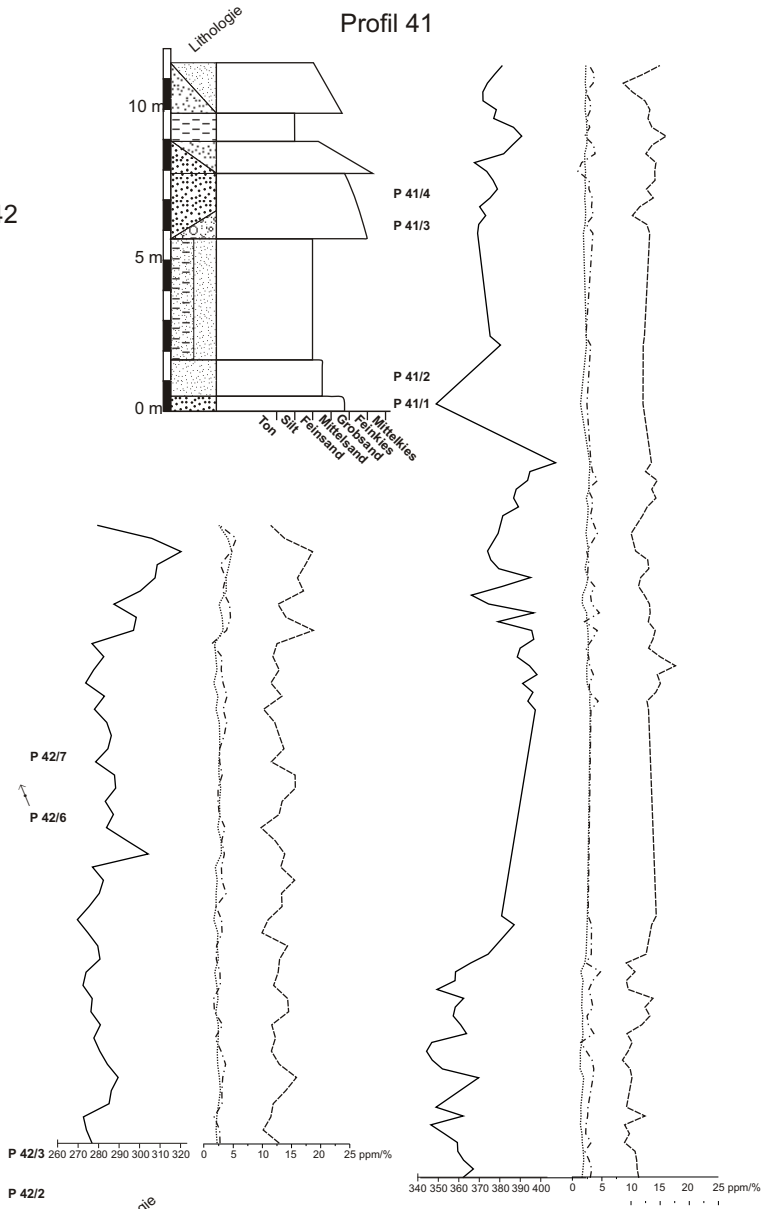
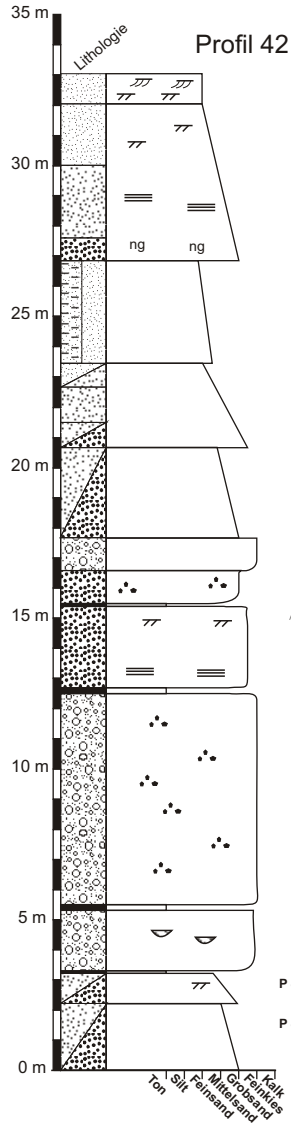
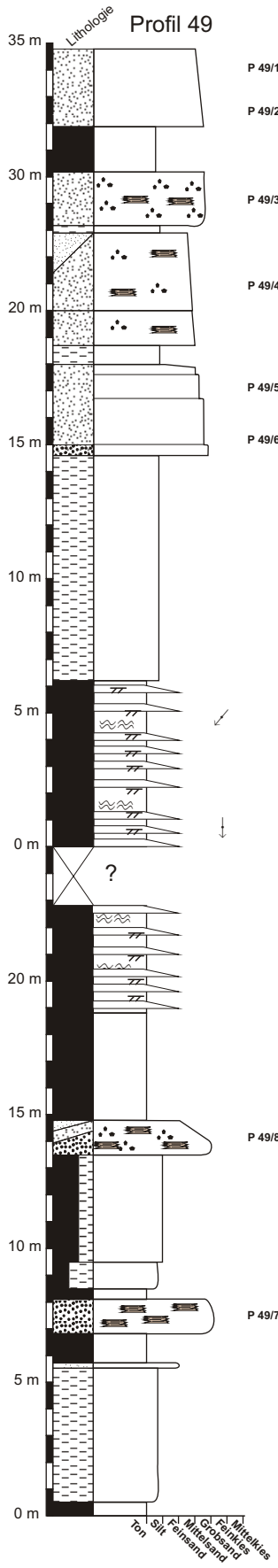


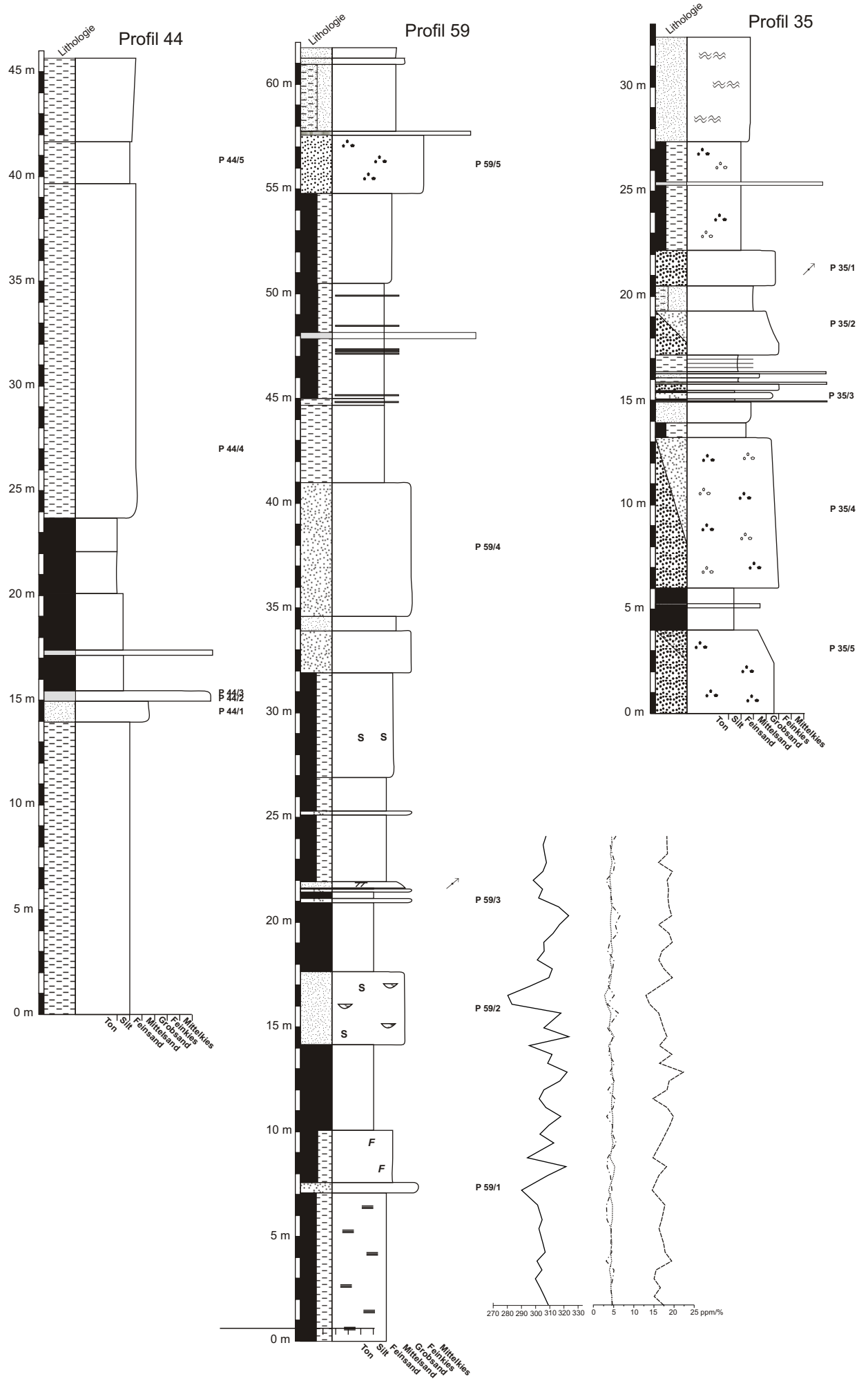


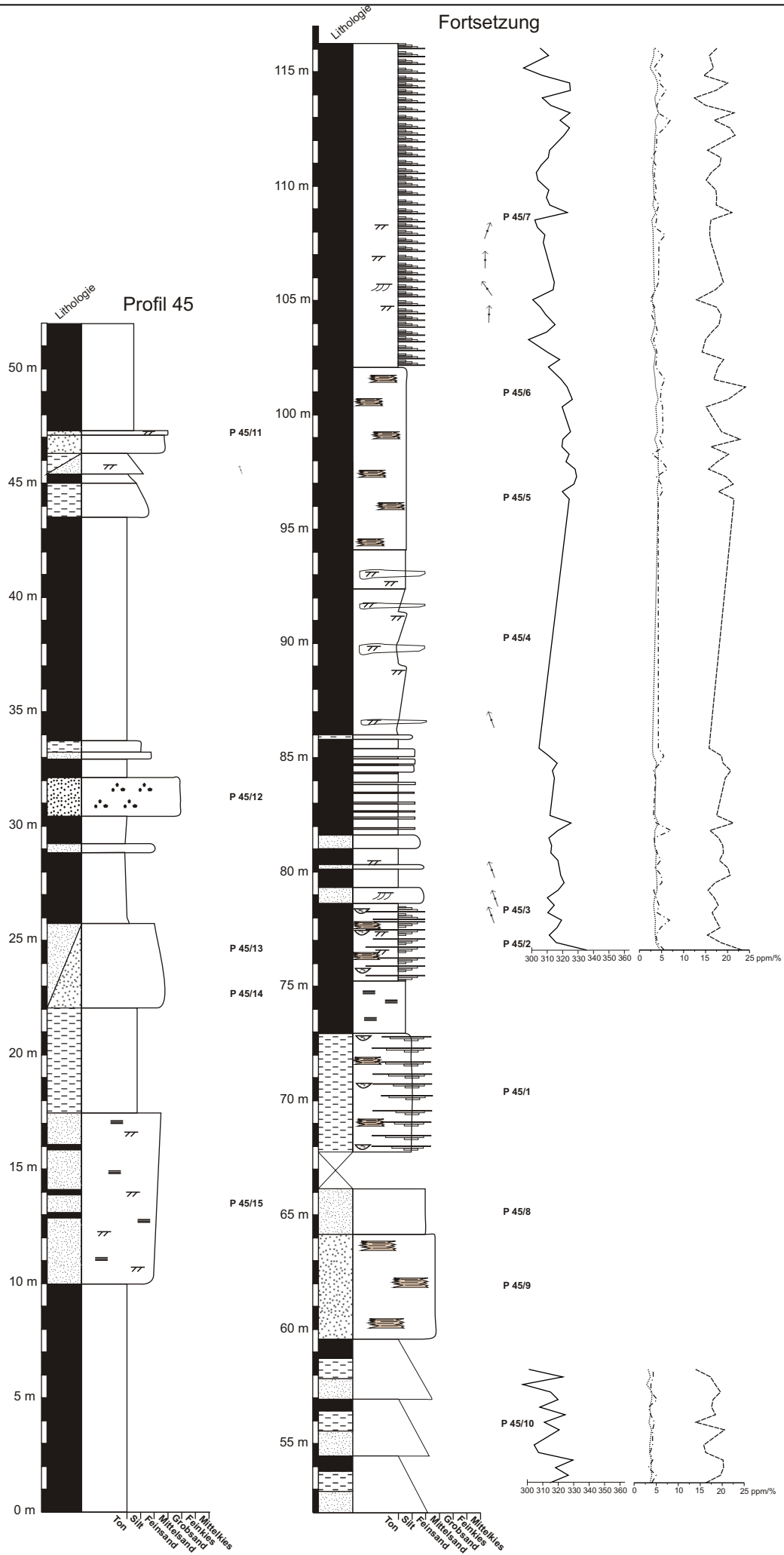


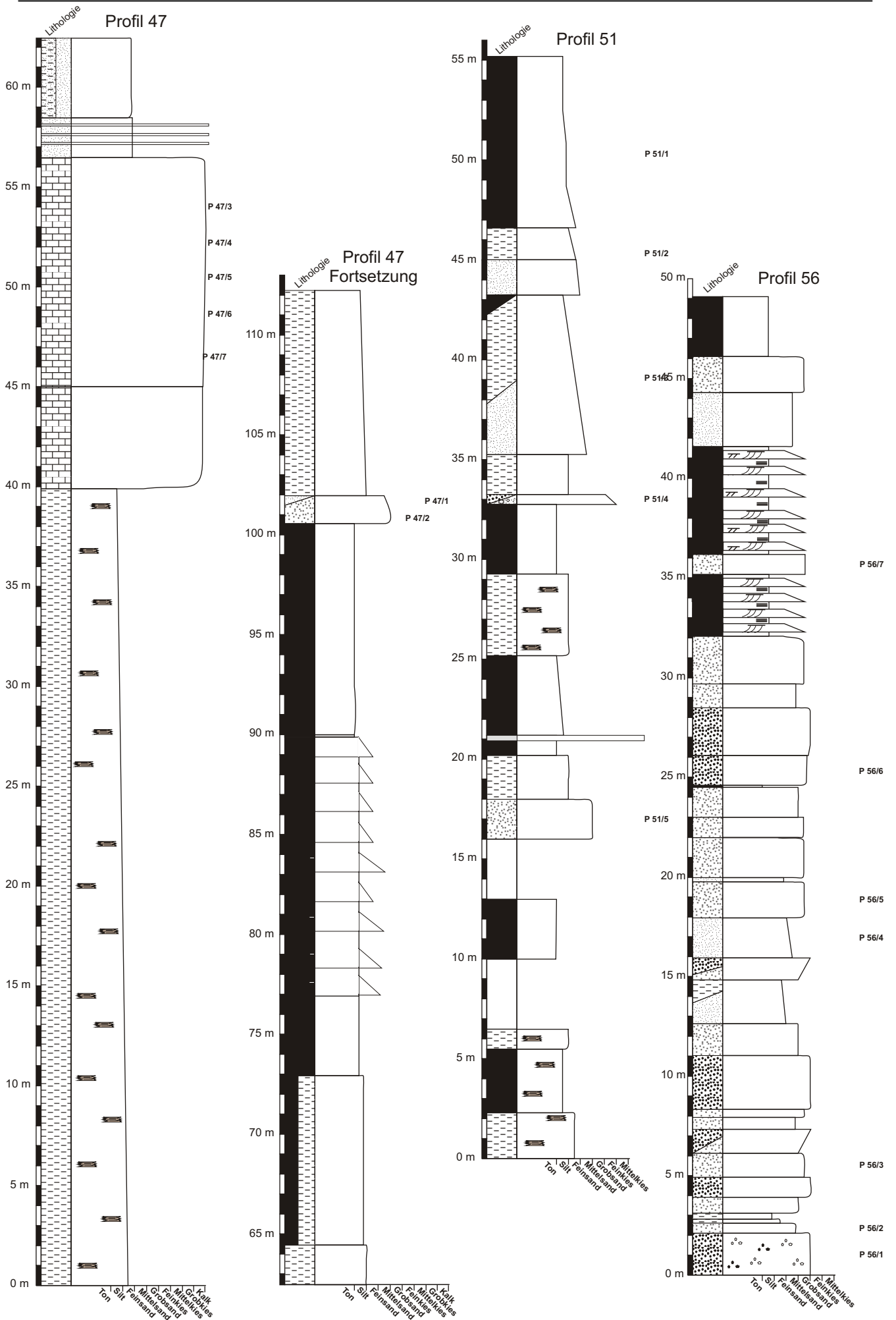


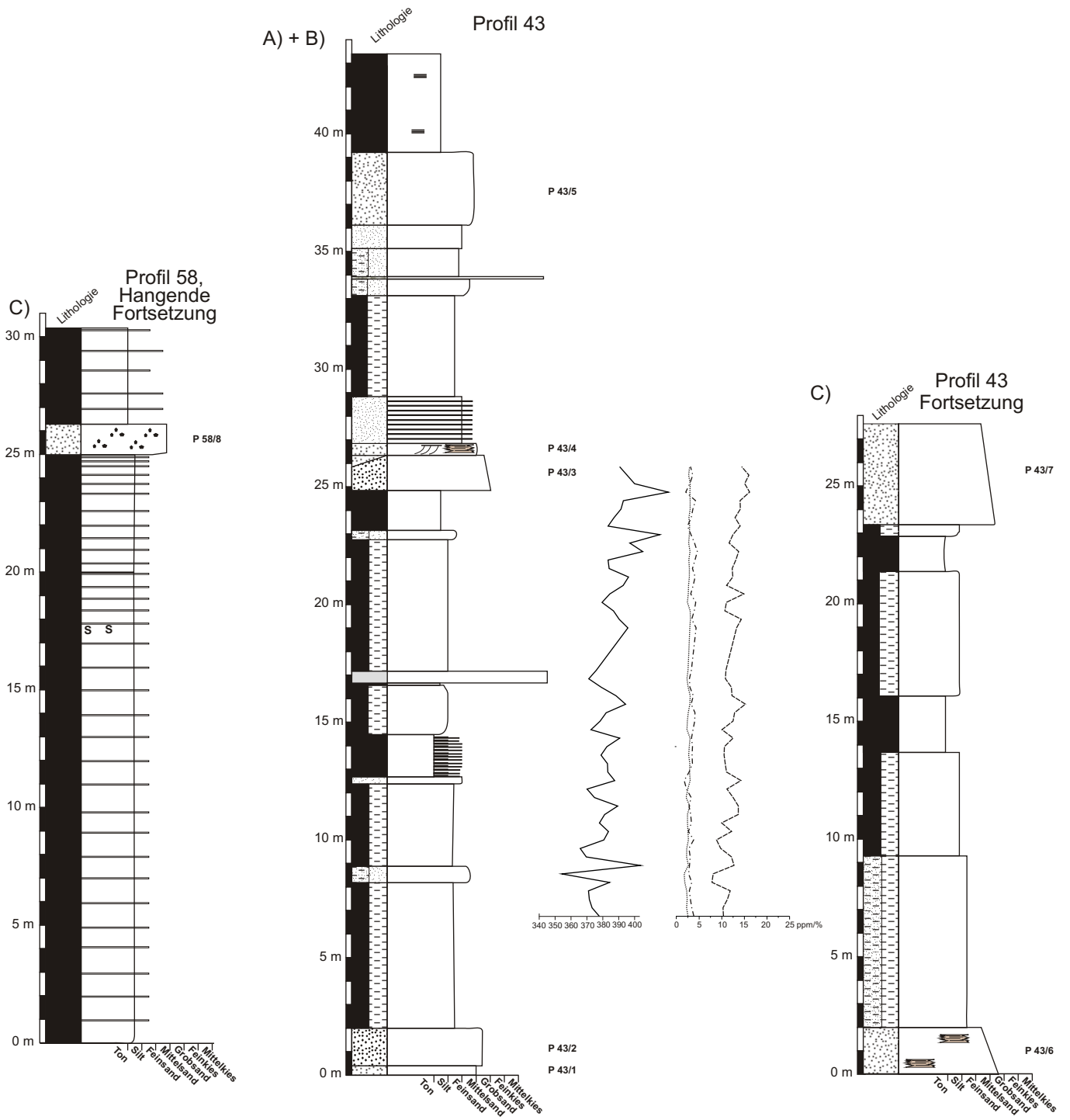


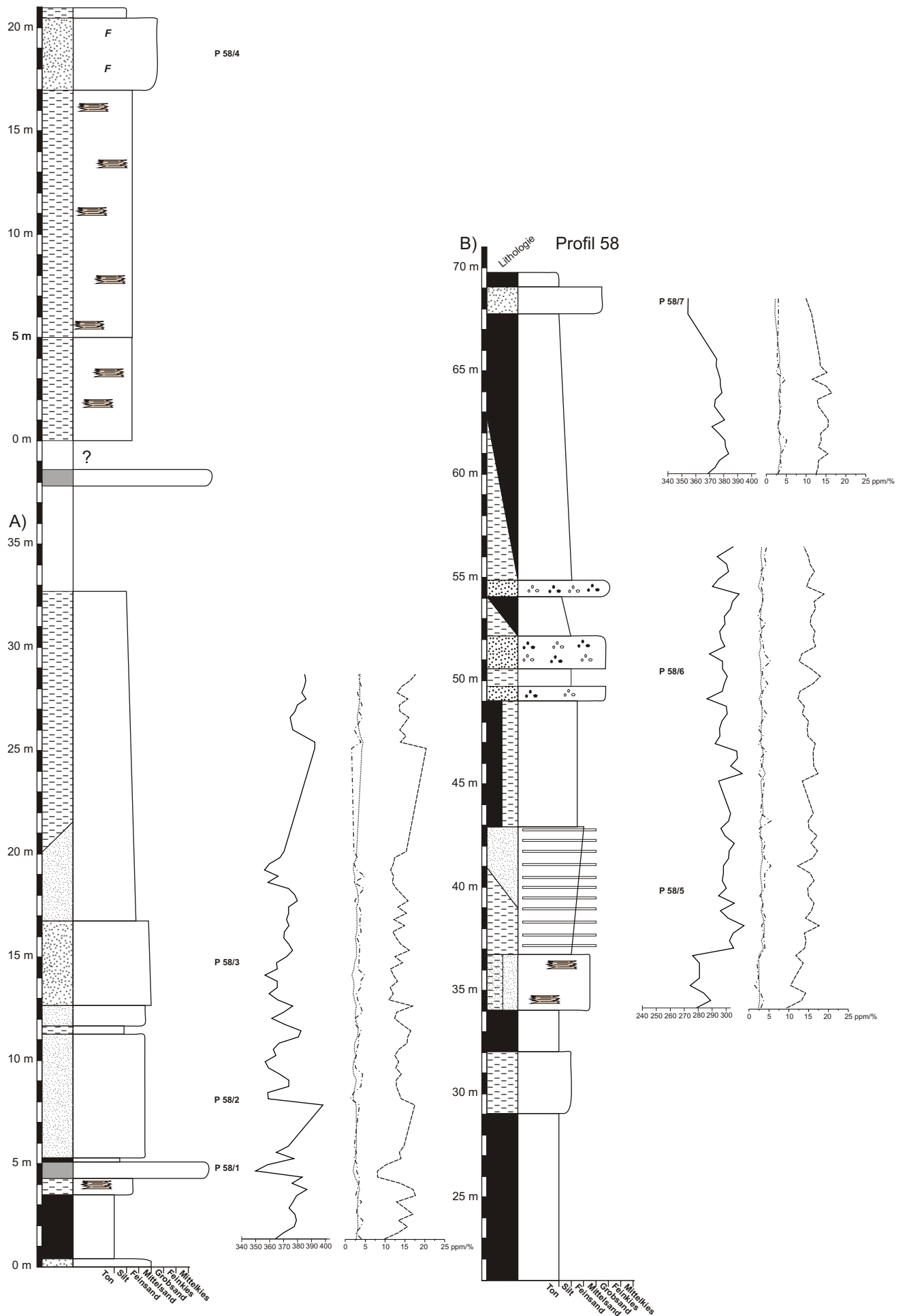


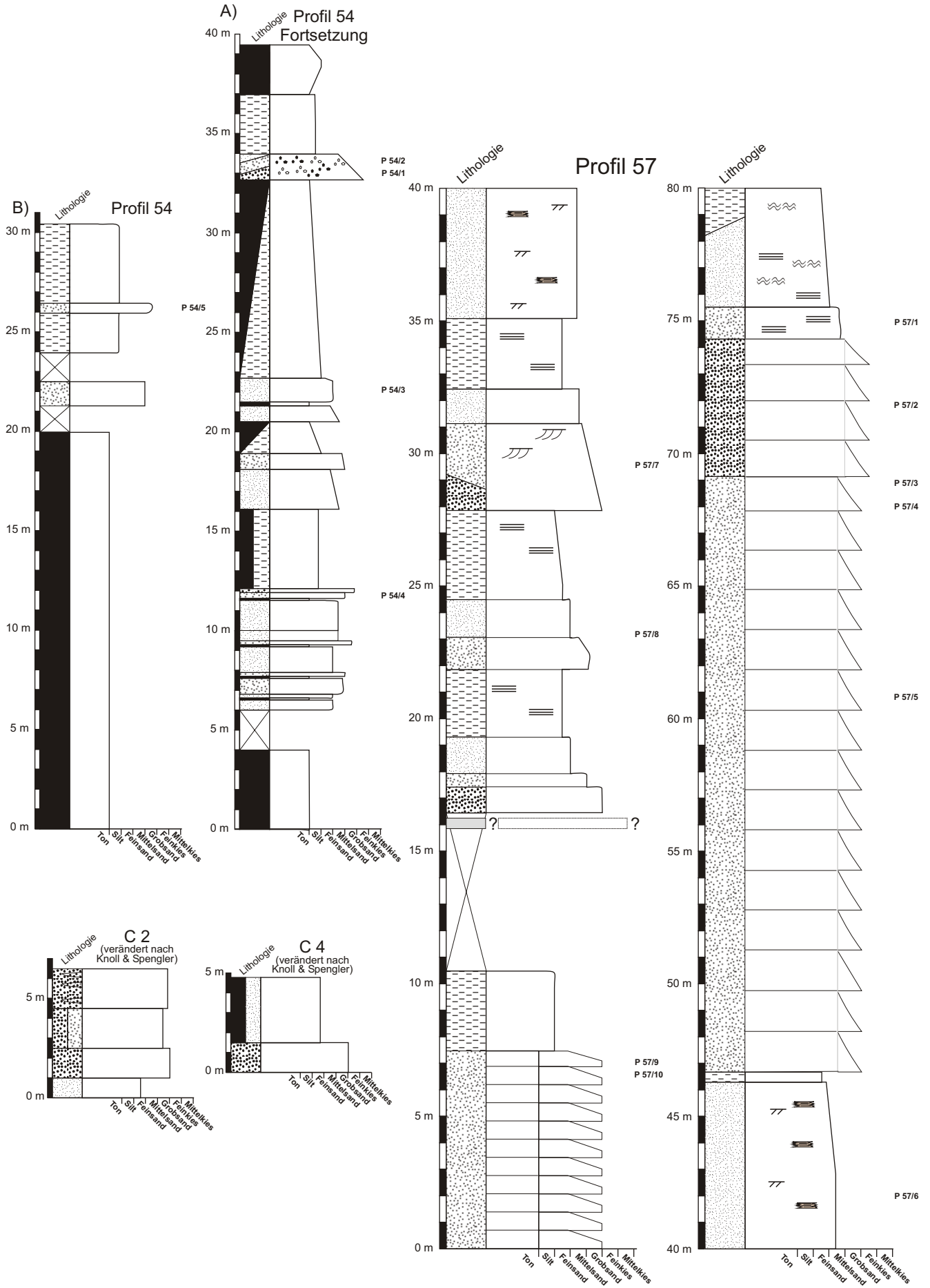


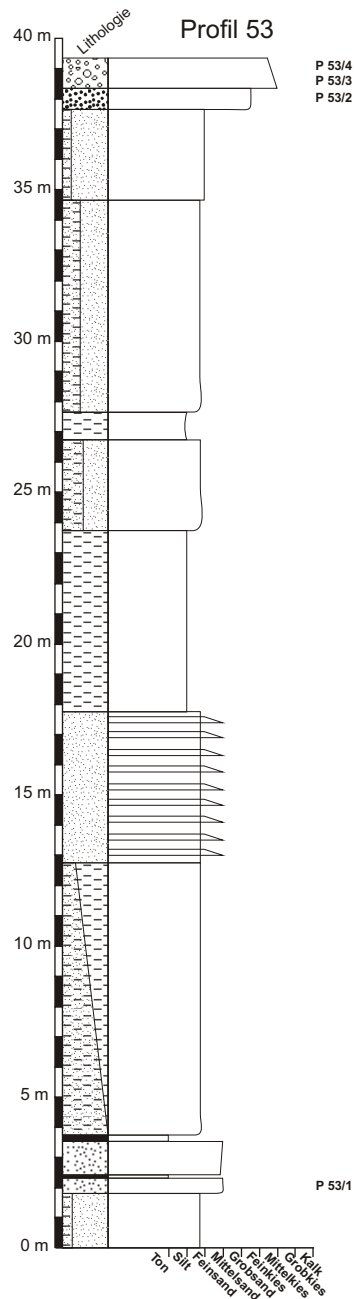
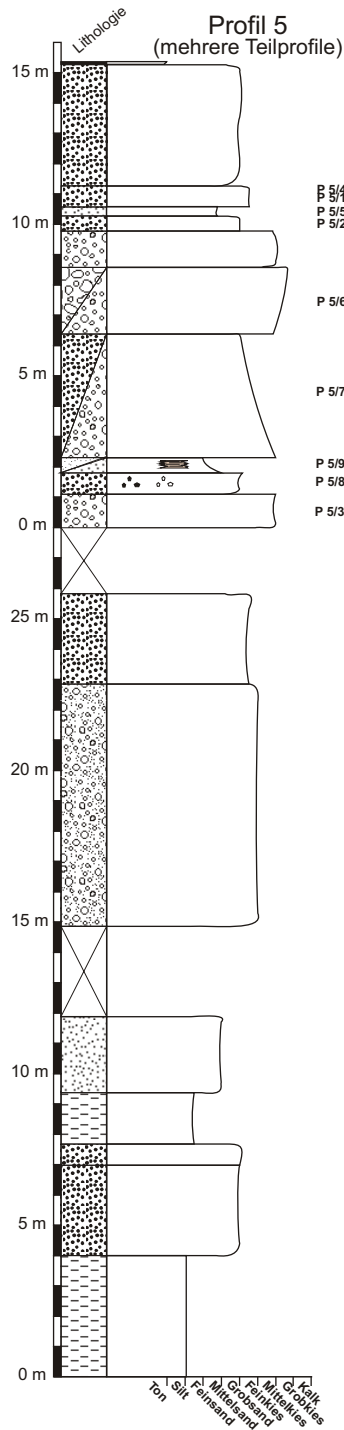
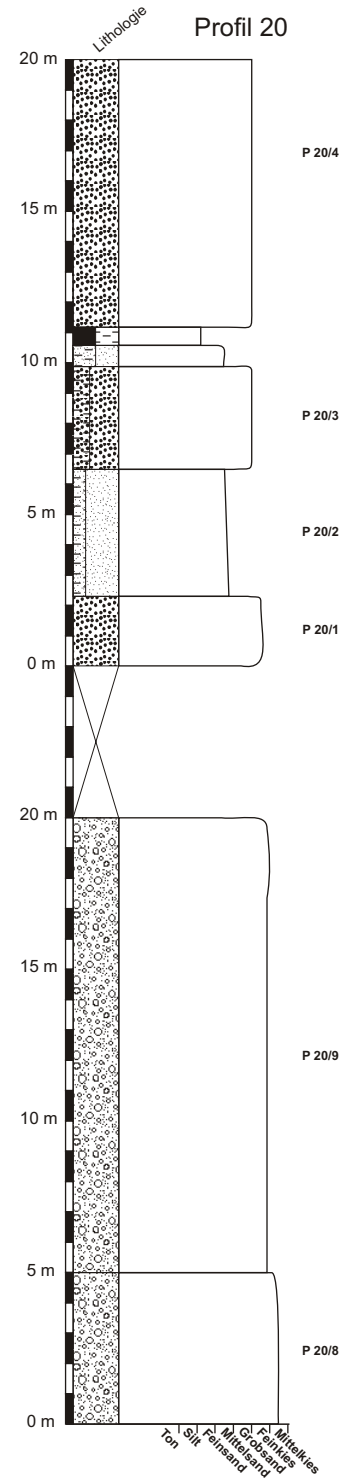
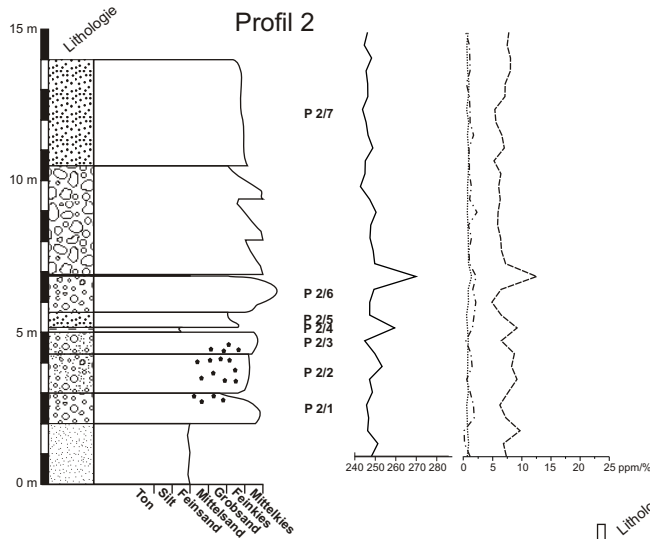


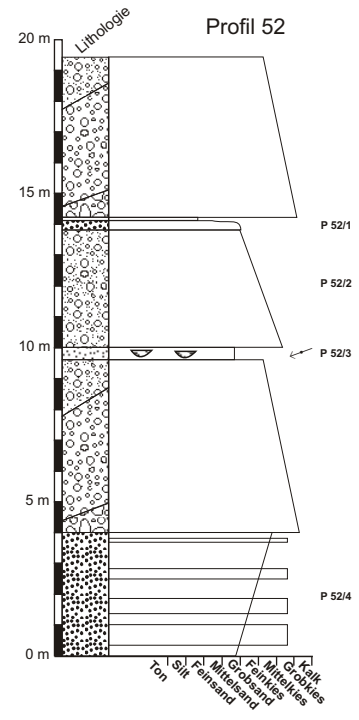
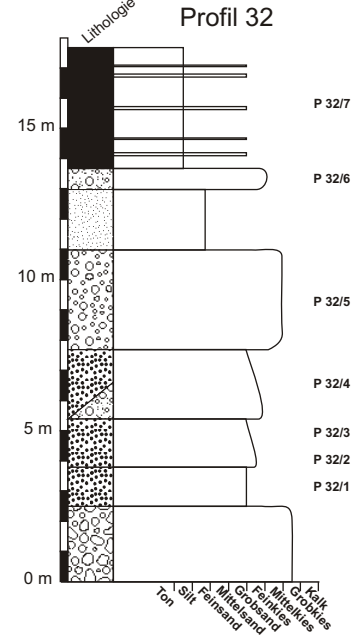
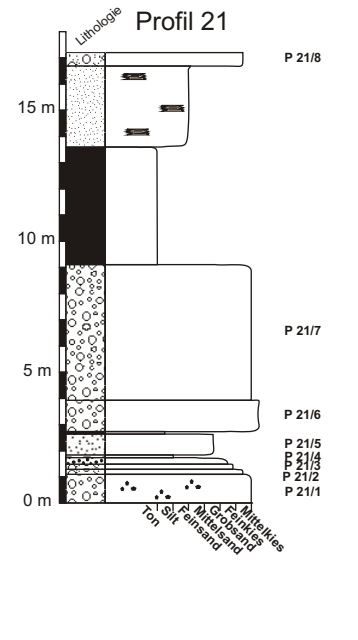
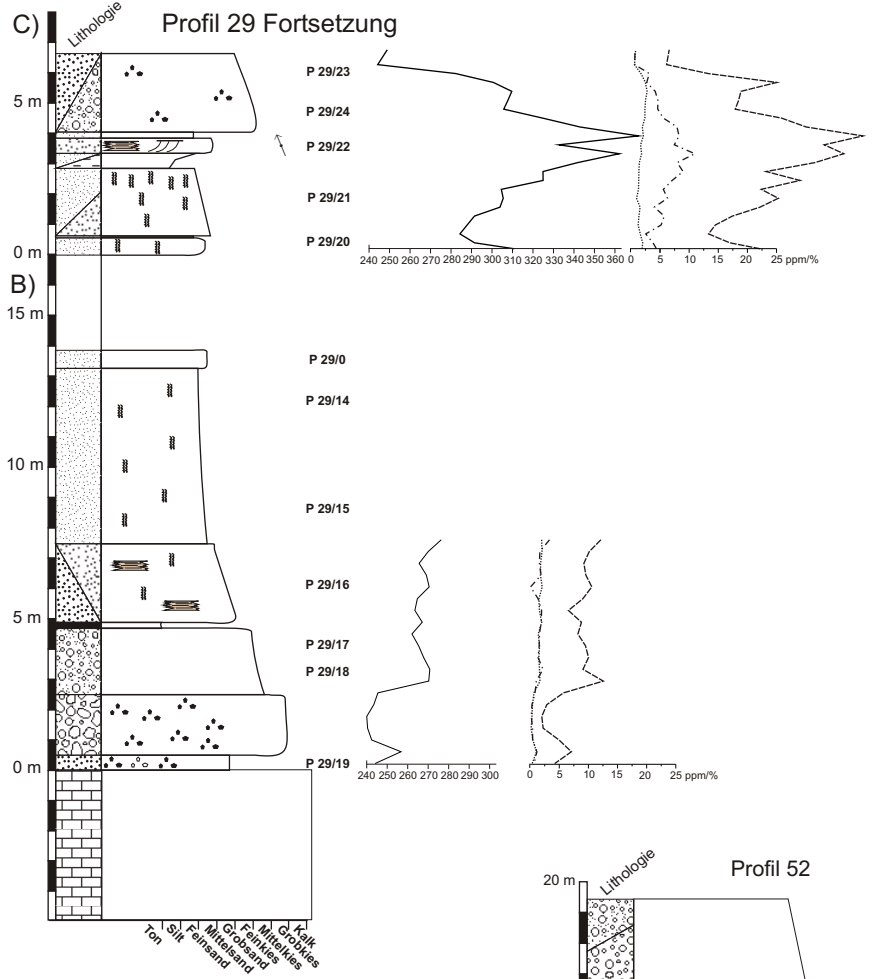
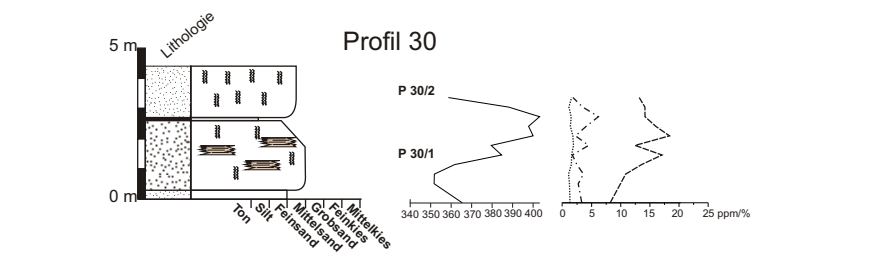
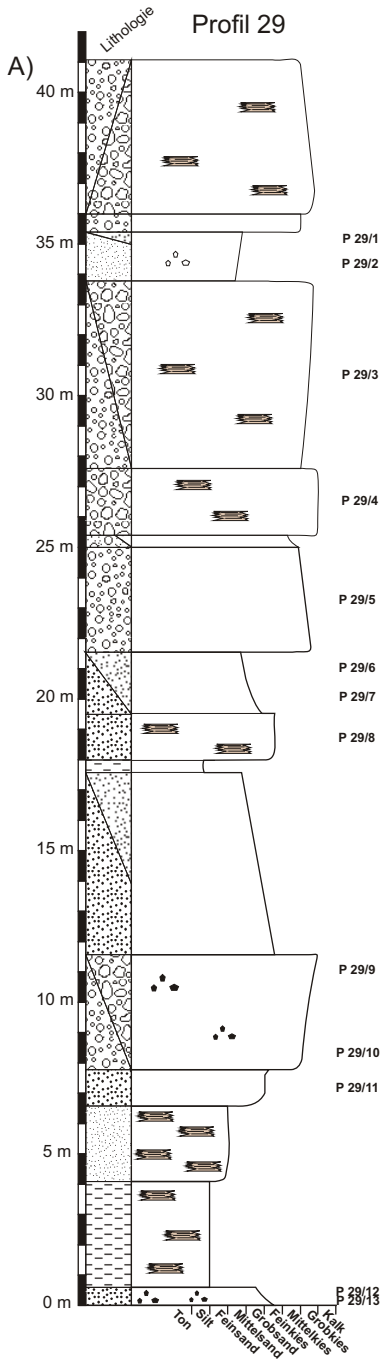


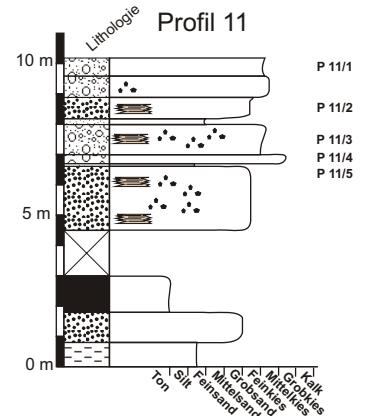
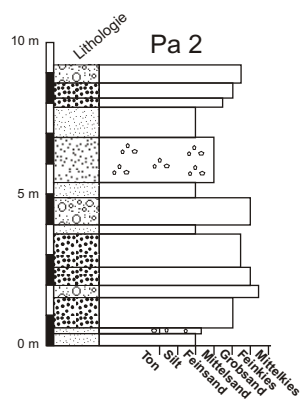
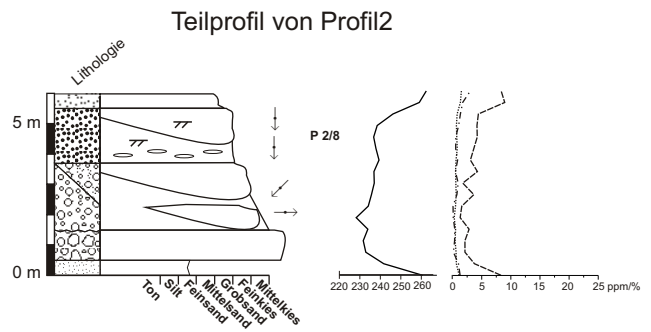
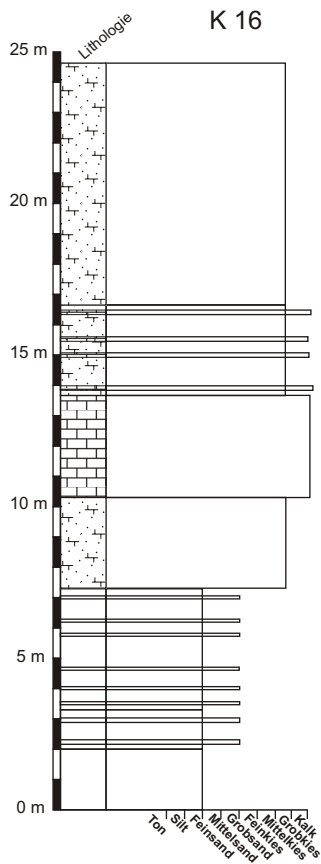
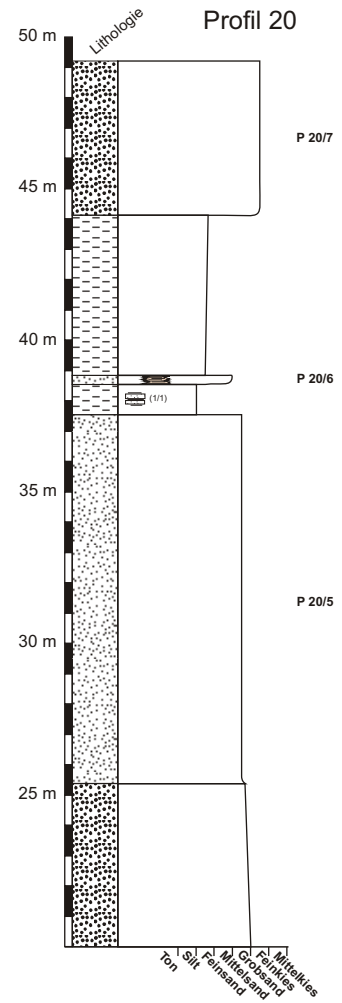
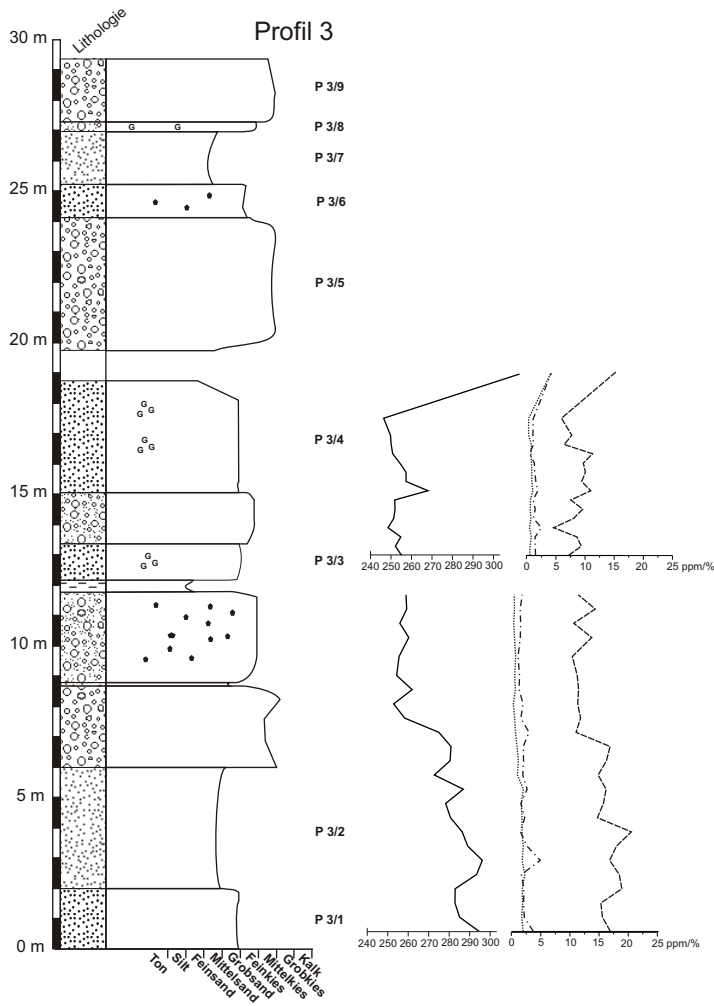












Leichtmineral-Daten der Hochwipfel-Formation

(Hauptmodalbestandteile und berechnete Parameter in %)

Main data table containing mineral analysis results for the Hochwipfel-Formation. Columns include Probe, Amn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssl, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgq, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Amn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssl, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgq, Mgv, Mgs, Mgn, and various D1-D8 parameters.

Leichtmineral-Daten der Hochwipfel-Formation

(Quarz- und Lithoklastenvarietäten in %)

Secondary data table showing quartz and lithoclasten varieties for the Hochwipfel-Formation. Columns include Probe, Amn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssl, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgq, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Amn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssl, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgq, Mgv, Mgs, Mgn, and various D1-D8 parameters.

Leichtmineral-Daten der Hochwipfel-Formation (Hauptmodalbestandteile und berechnete Parameter in %)

Table with 48 columns (Qm, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Qmn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Qmn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn) and 28 rows (P23/03 to P18/15).

Leichtmineral-Daten der Hochwipfel-Formation (Quarz- und Lithoklastenvarietäten in %)

Table with 48 columns (Qmn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Qmn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn, Probe, Qmn, Qmu, Qpg, Qps, Qpl, C, St, Ssi, Ssa, Ly, Mt, Mss, Mph, Mgd, Mgv, Mgs, Mgn) and 18 rows (P23/03 to P15/01).

Schwermineral-Daten in % (Auernig-Formation):

Table with 37 columns: Probe, Tur-malin, Zirkon, Rutil, Brookit, Horn-blende, Grüne Hbl., Braune Hbl., Aktino-lith, Hyper-sphen, En-staüt spinell, Chrom-spinell, Granat, Titanit, Chlorit- Epidot, Dis-then, Silli-manit, Ande-lust, ZTR%, Ultra%, Meta%, Sed%, Prä%, Ln(Ulta)/Prä), Ln(Sed) Opake %. Rows include various mineral samples like P05/08, P05/01, P11/05, etc.

Turmalinvarietäten (Tu) und Zirkonvarietäten in % (Zrf= Zirkon farblos; Zrr= Zirkon rosa)

Table with 37 columns: Probe, Tu braun, Tu grün, Tu rot, Tu blau, Tu grün/ braun, Tu rosa/ grün, Tu blau/ grün, Zrf idio- morph, Zrf ange-rundet, Zrf rund, Zrf idio- morph, Zrr ange-rundet, Zrr rund, Probe, Tu braun, Tu grün, Tu rot, Tu blau, Tu grün/ braun, Tu rosa/ grün, Tu blau/ grün, Zrf idio- morph, Zrf ange-rundet, Zrf rund, Zrf idio- morph, Zrr ange-rundet, Zrr rund, Zrr idio- morph, Zrr ange-rundet, Zrr rund. Rows include mineral samples like P05/08, P03/01, P11/05, etc.

Profil	Gesamtstrahlung	K in %	U in ppm	Th in ppm	Abstand in cm	348,77	349,90	350,03	350,16	350,29	350,42	350,55	350,68	350,81	350,94	351,07	351,20	351,33	351,46	351,59	351,72	351,85	351,98	352,11	352,24	352,37	352,50	352,63	352,76	352,89	353,02	353,15	353,28	353,41	353,54	353,67	353,80	353,93	354,06	354,19	354,32	354,45	354,58	354,71	354,84	354,97	355,10	355,23	355,36	355,49	355,62	355,75	355,88	356,01	356,14	356,27	356,40	356,53	356,66	356,79	356,92	357,05	357,18	357,31	357,44	357,57	357,70	357,83	357,96	358,09	358,22	358,35	358,48	358,61	358,74	358,87	359,00	359,13	359,26	359,39	359,52	359,65	359,78	359,91	360,04	360,17	360,30	360,43	360,56	360,69	360,82	360,95	361,08	361,21	361,34	361,47	361,60	361,73	361,86	361,99	362,12	362,25	362,38	362,51	362,64	362,77	362,90	363,03	363,16	363,29	363,42	363,55	363,68	363,81	363,94	364,07	364,20	364,33	364,46	364,59	364,72	364,85	364,98	365,11	365,24	365,37	365,50	365,63	365,76	365,89	366,02	366,15	366,28	366,41	366,54	366,67	366,80	366,93	367,06	367,19	367,32	367,45	367,58	367,71	367,84	367,97	368,10	368,23	368,36	368,49	368,62	368,75	368,88	369,01	369,14	369,27	369,40	369,53	369,66	369,79	369,92	370,05	370,18	370,31	370,44	370,57	370,70	370,83	370,96	371,09	371,22	371,35	371,48	371,61	371,74	371,87	372,00	372,13	372,26	372,39	372,52	372,65	372,78	372,91	373,04	373,17	373,30	373,43	373,56	373,69	373,82	373,95	374,08	374,21	374,34	374,47	374,60	374,73	374,86	374,99	375,12	375,25	375,38	375,51	375,64	375,77	375,90	376,03	376,16	376,29	376,42	376,55	376,68	376,81	376,94	377,07	377,20	377,33	377,46	377,59	377,72	377,85	377,98	378,11	378,24	378,37	378,50	378,63	378,76	378,89	379,02	379,15	379,28	379,41	379,54	379,67	379,80	379,93	380,06	380,19	380,32	380,45	380,58	380,71	380,84	380,97	381,10	381,23	381,36	381,49	381,62	381,75	381,88	382,01	382,14	382,27	382,40	382,53	382,66	382,79	382,92	383,05	383,18	383,31	383,44	383,57	383,70	383,83	383,96	384,09	384,22	384,35	384,48	384,61	384,74	384,87	385,00	385,13	385,26	385,39	385,52	385,65	385,78	385,91	386,04	386,17	386,30	386,43	386,56	386,69	386,82	386,95	387,08	387,21	387,34	387,47	387,60	387,73	387,86	387,99	388,12	388,25	388,38	388,51	388,64	388,77	388,90	389,03	389,16	389,29	389,42	389,55	389,68	389,81	389,94	390,07	390,20	390,33	390,46	390,59	390,72	390,85	390,98	391,11	391,24	391,37	391,50	391,63	391,76	391,89	392,02	392,15	392,28	392,41	392,54	392,67	392,80	392,93	393,06	393,19	393,32	393,45	393,58	393,71	393,84	393,97	394,10	394,23	394,36	394,49	394,62	394,75	394,88	395,01	395,14	395,27	395,40	395,53	395,66	395,79	395,92	396,05	396,18	396,31	396,44	396,57	396,70	396,83	396,96	397,09	397,22	397,35	397,48	397,61	397,74	397,87	398,00	398,13	398,26	398,39	398,52	398,65	398,78	398,91	399,04	399,17	399,30	399,43	399,56	399,69	399,82	399,95	400,08	400,21	400,34	400,47	400,60	400,73	400,86	400,99	401,12	401,25	401,38	401,51	401,64	401,77	401,90	402,03	402,16	402,29	402,42	402,55	402,68	402,81	402,94	403,07	403,20	403,33	403,46	403,59	403,72	403,85	403,98	404,11	404,24	404,37	404,50	404,63	404,76	404,89	405,02	405,15	405,28	405,41	405,54	405,67	405,80	405,93	406,06	406,19	406,32	406,45	406,58	406,71	406,84	406,97	407,10	407,23	407,36	407,49	407,62	407,75	407,88	408,01	408,14	408,27	408,40	408,53	408,66	408,79	408,92	409,05	409,18	409,31	409,44	409,57	409,70	409,83	409,96	410,09	410,22	410,35	410,48	410,61	410,74	410,87	411,00	411,13	411,26	411,39	411,52	411,65	411,78	411,91	412,04	412,17	412,30	412,43	412,56	412,69	412,82	412,95	413,08	413,21	413,34	413,47	413,60	413,73	413,86	413,99	414,12	414,25	414,38	414,51	414,64	414,77	414,90	415,03	415,16	415,29	415,42	415,55	415,68	415,81	415,94	416,07	416,20	416,33	416,46	416,59	416,72	416,85	416,98	417,11	417,24	417,37	417,50	417,63	417,76	417,89	418,02	418,15	418,28	418,41	418,54	418,67	418,80	418,93	419,06	419,19	419,32	419,45	419,58	419,71	419,84	419,97	420,10	420,23	420,36	420,49	420,62	420,75	420,88	421,01	421,14	421,27	421,40	421,53	421,66	421,79	421,92	422,05	422,18	422,31	422,44	422,57	422,70	422,83	422,96	423,09	423,22	423,35	423,48	423,61	423,74	423,87	424,00	424,13	424,26	424,39	424,52	424,65	424,78	424,91	425,04	425,17	425,30	425,43	425,56	425,69	425,82	425,95	426,08	426,21	426,34	426,47	426,60	426,73	426,86	426,99	427,12	427,25	427,38	427,51	427,64	427,77	427,90	428,03	428,16	428,29	428,42	428,55	428,68	428,81	428,94	429,07	429,20	429,33	429,46	429,59	429,72	429,85	429,98	430,11	430,24	430,37	430,50	430,63	430,76	430,89	431,02	431,15	431,28	431,41	431,54	431,67	431,80	431,93	432,06	432,19	432,32	432,45	432,58	432,71	432,84	432,97	433,10	433,23	433,36	433,49	433,62	433,75	433,88	434,01	434,14	434,27	434,40	434,53	434,66	434,79	434,92	435,05	435,18	435,31	435,44	435,57	435,70	435,83	435,96	436,09	436,22	436,35	436,48	436,61	436,74	436,87	437,00	437,13	437,26	437,39	437,52	437,65	437,78	437,91	438,04	438,17	438,30	438,43	438,56	438,69	438,82	438,95	439,08	439,21	439,34	439,47	439,60	439,73	439,86	439,99	440,12	440,25	440,38	440,51	440,64	440,77	440,90	441,03	441,16	441,29	441,42	441,55	441,68	441,81	441,94	442,07	442,20	442,33	442,46	442,59	442,72	442,85	442,98	443,11	443,24	443,37	443,50	443,63	443,76	443,89	444,02	444,15	444,28	444,41	444,54	444,67	444,80	444,93	445,06	445,19	445,32	445,45	445,58	445,71	445,84	445,97	446,10	446,23	446,36	446,49	446,62	446,75	446,88	447,01	447,14	447,27	447,40	447,53	447,66	447,79	447,92	448,05	448,18	448,31	448,44	448,57	448,70	448,83	448,96	449,09	449,22	449,35	449,48	449,61	449,74	449,87	449,99	450,12	450,25	450,38	450,51	450,64	450,77	450,90	451,03	451,16	451,29	451,42	451,55	451,68	451,81	451,94	452,07	452,20	452,33	452,46	452,59	452,72	452,85	452,98	453,11	453,24	453,37	453,50	453,63	453,76	453,89	454,02	454,15	454,28	454,41	454,54	454,67	454,80	454,93	455,06	455,19	455,32	455,45	455,58	455,71	455,84	455,97	456,10	456,23	456,36	456,49	456,62	456,75	456,88	457,01	457,14	457,27	457,40	457,53	457,66	457,79	457,92	458,05	458,18	458,31	458,44	458,57	458,70	458,83	458,96	459,09	459,22	459,35	459,48	459,61	459,74	459,87	459,99	460,12	460,25	460,38	460,51	460,64	460,77	460,90	461,03	461,16	461,29	461,42	461,55	461,68	461,81	461,94	462,07	462,20	462,33	462,46	462,59	462,72	462,85	462,98	463,11	463,24	463,37	463,50	463,63	463,76	463,89	464,02	464,15	464,28	464,41	464,54	464,67	464,80	464,93	465,06	465,19	465,32	465,45	465,58	465,71	465,84	465,97	466,10	466,23	466,36	466,49	466,62	466,75	466,88	467,01	467,14	467,27	467,40	467,53	467,66	467,79	467,92	468,05	468,18	468,31	468,44	468,57	468,70	468,83	468,96	469,09	469,22	469,35	469,48	469,61	469,74	469,87	469,99	470,12	470,25	470,38	470,51	470,64	470,77	470,90	471,03	471,16	471,29	471,42	471,55	471,68	471,81	471,94	472,07	472,20	472,33	472,46	472,59	472,72	472,85	472,98	473,11	473,24	473,37	473,50	473,63	473,76	473,89	474,02	474,15	474,28	474,41	474,54	474,67	474,80	474,93	475,06	475,19	475,32	475,45	475,58	475,71	475,84	475,97	476,10	476,23	476,36	476,49	476,62	476,75	476,88	477,01	477,14	477,27	477,40	477,53	477,66	477,79	477,92	478,05	478,18	478,31	478,44	478,57	478,70	478,83	478,96	479,09	479,22	479,35	479,48	479,61	479,74	479,87	479,99	480,12	480,25	480,38	480,51	480,64	480,77	480,90	481,03	481,16	481,29	481,42	481,55	481,68	481,81
--------	-----------------	--------	----------	-----------	---------------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Profil	Gesamtstrahlung	K	U	Th	Abstand	271,02	173	179	717	30	306,91	3,75	393	15,96	30	305,60	3,53	342	1673	50	303,26	3,56	306	14,65	30
29b	strahlung	In %	In ppm	In ppm	In cm	278,18	1,80	2,57	9,11	100	306,48	3,35	334	18,93	100	313,71	4,34	1,80	16,97	50	303,97	3,13	336	16,06	30
Schicht 1		2,04	3,37	12,04	30	287,98	2,20	4,24	10,16	30	307,45	3,44	2,90	18,60	30	317,75	3,70	3,00	16,11	50	306,84	3,06	367	15,57	30
Top 2		1,74	1,74	10,09	30	294,64	2,56	3,22	12,01	30	309,61	3,95	1,78	17,61	30	317,75	3,70	3,00	19,84	50	302,80	3,28	2,76	13,89	30
29c		1,96	1,65	9,17	30	285,23	1,86	1,65	9,17	30	312,03	4,01	4,19	17,78	260	310,08	3,54	3,69	16,98	100	305,81	3,10	3,66	14,89	30
Basis		1,94	1,94	9,51	30	287,05	1,92	1,77	10,51	30	314,03	3,44	3,19	17,78	260	310,08	3,54	3,69	16,98	100	304,58	3,30	2,90	15,75	30
Beginn		1,12	1,12	10,51	30	251,16	0,71	1,20	7,48	30	310,96	3,95	3,81	16,53	30	313,71	4,34	4,49	19,65	50	300,35	2,93	4,51	15,62	30
Konigl.		1,43	1,43	10,51	30	264,37	0,95	0,24	6,97	30	309,70	3,96	3,16	17,02	30	317,84	4,08	4,64	17,02	50	307,10	3,20	4,74	14,38	30
29d		1,65	1,65	6,96	30	263,18	2,02	6,96	9,04	30	310,88	3,65	3,97	16,67	30	315,55	3,97	2,60	18,33	50	292,57	3,65	3,75	12,78	30
29e		1,97	1,97	8,76	30	266,72	2,05	1,97	7,40	30	310,85	3,55	5,05	16,80	30	322,04	4,92	4,27	18,37	50	291,81	2,96	3,67	13,46	30
29f		1,46	1,46	8,16	30	261,77	1,46	1,67	8,16	30	317,62	4,17	4,00	17,20	30	317,09	3,67	3,16	18,04	50	305,08	3,54	3,52	16,72	30
29g		1,68	1,68	9,44	30	264,96	1,68	1,62	9,44	30	324,75	4,27	5,14	17,20	30	324,75	4,27	3,66	20,00	50	304,31	3,92	4,01	11,99	30
29h		1,43	1,43	9,95	30	267,40	1,57	1,43	9,95	30	324,27	4,73	0,62	9,31	30	324,27	4,73	3,40	19,42	50	316,73	4,26	3,84	17,19	30
29i		2,26	2,26	9,02	30	255,19	0,79	1,55	8,38	30	317,96	4,06	4,56	19,61	30	320,37	4,17	3,40	19,42	50	328,72	4,07	3,64	17,19	30
29j		1,75	1,75	12,46	30	249,78	0,80	1,34	8,86	30	318,94	4,46	3,77	16,96	30	318,78	3,92	2,89	20,32	100	317,99	3,66	4,80	14,11	30
29k		0,50	0,50	2,29	30	245,02	0,88	0,47	6,59	30	321,80	4,26	4,81	19,24	30	315,97	3,78	3,28	16,31	100	316,65	4,17	4,54	17,03	30
29l		0,56	0,56	4,97	30	242,42	0,92	2,19	4,97	30	324,34	5,01	5,18	19,10	30	326,15	4,81	4,38	19,10	30	303,56	3,28	4,31	15,28	30
29m		1,16	1,23	7,06	30	246,37	0,82	1,08	6,57	30	323,65	5,02	5,50	19,67	30	323,65	5,02	5,50	19,67	30	323,65	3,98	4,31	17,82	30
29n		0,44	0,77	4,25	30	244,07	1,46	2,25	12,71	30	333,00	4,67	5,49	19,12	30	333,00	4,67	5,49	19,12	30	317,68	3,92	2,92	19,03	30
29o		1,95	4,38	22,05	20	248,01	0,93	1,10	7,94	30	326,99	4,28	4,76	19,26	30	326,99	4,28	4,76	19,26	30	326,99	3,59	3,07	16,83	30
29p		3,81	16,88	30	321,62	0,60	1,18	5,48	30	320,52	4,43	3,97	18,68	30	321,07	3,54	3,83	22,25	50	311,32	3,25	5,96	15,00	30	
29q		2,57	13,28	30	328,48	1,63	5,19	14,43	30	324,36	0,78	1,42	6,14	30	320,92	4,49	3,55	20,21	30	302,91	2,67	3,94	15,34	50	
29r		1,41	17,33	30	289,31	1,41	5,72	17,33	30	245,14	0,89	1,08	6,52	30	312,95	3,87	3,29	18,87	30	306,48	3,45	3,31	17,14	50	
29s		1,60	6,28	25,16	30	301,34	1,00	6,28	25,16	30	245,23	0,94	1,07	5,33	30	312,70	3,85	3,45	17,19	30	323,01	3,80	4,13	19,61	50
29t		5,56	22,25	30	301,96	1,34	5,56	22,25	30	248,83	0,92	1,00	7,12	30	281,51	2,33	2,38	10,72	30	303,52	3,34	3,94	15,05	50	
29u		7,07	28,85	30	321,66	1,37	7,07	28,85	30	246,67	0,96	1,20	6,69	30	272,80	2,29	2,58	11,17	30	302,67	3,43	4,23	16,00	30	
29v		6,92	23,07	30	321,62	1,40	6,92	23,07	30	243,97	0,60	1,18	5,48	30	320,52	4,43	3,97	18,68	30	321,07	3,54	3,83	22,25	50	
29w		7,93	31,38	30	337,91	1,47	7,93	31,38	30	246,49	0,90	1,08	7,23	30	303,00	3,34	4,78	12,22	30	277,02	1,96	2,11	13,63	30	
29x		10,93	36,31	30	357,56	1,87	10,93	36,31	30	246,41	1,01	0,56	7,27	30	303,00	3,34	4,78	12,22	30	277,02	1,96	2,11	13,63	30	
29y		8,23	29,57	30	329,10	1,69	7,44 <th>32,97</th> <th>30</th> <th>245,67</th> <th>0,77</th> <th>1,19</th> <th>8,17</th> <th>30</th> <th>309,14</th> <th>3,66</th> <th>4,02</th> <th>16,67</th> <th>30</th> <th>276,24</th> <th>1,93</th> <th>2,32</th> <th>12,90</th> <th>30</th>	32,97	30	245,67	0,77	1,19	8,17	30	309,14	3,66	4,02	16,67	30	276,24	1,93	2,32	12,90	30	
29z		7,89	29,90	30	339,05	1,99	7,89	29,90	30	244,81	0,64	1,08	7,61	30	313,98	3,76	3,53	19,44	30	274,82	2,46	3,32	15,56	30	
30a		5,57	25,69	30	321,41	2,42	5,57	25,69	30	246,32	0,84	0,46	7,90	30	321,00	4,03	4,27	17,66	30	286,51	2,97	3,70	13,98	30	
30b		4,61	17,81	30	303,12	2,43	4,61	17,81	30	246,67	0,96	1,20	6,69	30	321,00	4,03	4,27	17,66	30	286,51	2,97	3,70	13,98	30	
30c		4,63	18,40	30	305,89	2,53	4,63	18,40	30	246,67	0,96	1,20	6,69	30	321,00	4,03	4,27	17,66	30	286,51	2,97	3,70	13,98	30	
30d		4,18	18,78	30	306,89	2,79	4,18	18,78	30	246,67	0,96	1,20	6,69	30	321,00	4,03	4,27	17,66	30	286,51	2,97	3,70	13,98	30	
30e		2,74	24,89	30	238,26	2,51	2,74	24,89	30	238,26	0,63	0,62	2,46	30	318,76	3,92	3,90	16,43	30	302,58	2,84	3,28	19,53	30	
30f		3,17	13,19	30	280,45	1,75	3,17	13,19	30	234,08	0,52	0,42	3,44	30	315,67	3,75	3,63	17,76	30	300,92	3,32	2,63	16,01	30	
30g		0,70	6,52	50	243,78	0,66	0,70	6,52	50	235,52	0,52	0,53	3,40	30	312,44	3,75	3,13	20,44	30	306,92	3,38	2,75	19,56	30	
30h		0,73	6,52	50	248,28	0,86	0,73	6,52	50	241,98	0,62	1,08	3,60	30	316,41	3,79	4,01	18,09	30	309,48	3,66	3,37	21,26	30	
30i		U	Th	Abstand	255,79	1,07	1,39	7,29	30	318,16	3,47	5,18	18,57	30	316,02	3,34	3,48	18,45	30	307,92	3,31	3,86	17,23	30	
30j		U	Th	Abstand	255,65	1,22	2,47	6,79	30	316,02	3,34	3,48	18,45	30	316,02	3,34	3,48	18,45	30	309,21	3,06	4,54	16,46	30	
30k		U	Th	Abstand	234,19	0,40	0,39	3,46	30	309,21	3,70	3,74	16,10	30	309,21	3,70	3,74	16,10	30	304,68	3,40	3,77	15,67	30	
30l		U	Th	Abstand	234,32	0,44	0,76	1,41	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	
30m		U	Th	Abstand	233,17	0,48	0,58	2,96	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	306,61	3,40	3,77	15,67	30	
30n		U	Th	Abstand	231,86	0,39	0,94	1,27	30	308,43	3,56	3,89	15,84	30	310,51	3,55	3,93	17,88	30	307,36	3,42	2,67	15,13	30	
30o		U	Th	Abstand	229,62	0,20	0,07	1,04	30	302,76	3,12	2,57	13,31	30	305,05	3,32	3,02	19,31	30	302,76	3,12	2,57	13,31	30	
30p		U	Th	Abstand	231,69	0,40	0,28	2,29	30	305,05	3,32	3,02	19,31	30	305,05	3,32	3,02	19,31	30	305,05	3,32	3,02	19,31	30	
30q		U	Th	Abstand	229,81	0,34	0,26	1,71	30	302,97	3,00	3,42	18,19	30	302,97	3,00	3,42	18,19	30	302,97	3,00	3,42	18,19	30	

303,28	3,78	3,98	17,47	50	272,22	2,10	2,70	11,84	30	320,07	1,64	4,50	18,17	30	306,82	4,06	2,41	17,27	30	Schichtl. an 22 cm	289,40	2,20	3,08	12,44	30
301,80	3,34	3,46	18,54	50	273,70	1,76	2,63	12,41	30	305,82	3,95	5,38	13,49	30	299,39	3,34	3,21	16,19	30	279,45	1,88	2,34	10,89	30	
281,82	2,51	2,82	12,29	50	280,50	2,37	2,02	12,65	30	291,17	2,45	2,57	11,15	30	303,72	3,58	2,80	16,09	30	276,14	1,88	2,27	10,72	30	
274,50	2,12	2,78	12,69	50	278,44	2,16	2,07	13,97	30	279,44	2,16	2,07	13,97	30	303,37	3,46	4,37	16,05	30	280,92	2,01	3,07	11,16	30	
274,32	1,91	2,06	11,73	50	274,63	2,29	2,99	9,69	30	274,63	2,29	2,99	9,69	30	299,43	2,86	2,28	16,57	30	280,79	1,99	2,28	11,72	30	
315,39	4,13	2,51	22,01	50	268,46	1,60	2,90	10,73	30	268,46	1,60	2,90	10,73	30	292,52	3,09	3,58	14,75	30	280,59	1,99	2,28	11,72	30	
305,42	3,80	3,12	14,74	50	275,16	1,99	1,98	13,06	30	275,16	1,99	1,98	13,06	30	293,75	3,04	2,34	14,55	30	280,59	1,99	2,28	11,72	30	
309,94	3,91	3,59	17,64	50	280,17	1,99	3,68	12,97	30	282,05	2,64	2,91	14,17	30	293,75	3,20	3,29	14,88	30	284,87	2,97	1,77	12,61	ca350	
307,74	3,51	3,42	16,51	Schichtl. cke	282,18	2,18	2,86	15,17	30	273,84	1,86	2,88	12,84	30	296,59	3,25	3,06	13,85	30	277,48	2,11	1,82	14,48	30	
304,83	3,46	4,04	16,69	50	304,05	2,88	3,38	13,51	30	304,05	2,88	3,38	13,51	30	294,16	2,29	3,06	12,26	30	276,96	1,52	4,04	6,47	30	
298,12	3,35	4,20	17,86	50	293,70	2,84	2,82	11,91	30	293,70	2,84	2,82	11,91	30	294,03	3,21	3,45	12,75	30	277,55	1,86	1,86	10,83	30	
291,93	2,84	3,99	16,13	50	283,69	2,62	3,47	9,53	30	274,89	2,42	2,80	13,57	30	295,30	2,93	4,69	15,96	30	267,12	1,61	3,67	8,54	30	
303,27	3,54	4,88	14,42	50	288,09	2,54	2,31	13,07	30	301,95	3,65	3,99	13,92	30	297,25	3,12	3,38	17,85	30	266,69	1,46	3,67	8,54	30	
304,19	3,78	3,60	15,97	50	288,15	2,76	2,32	15,29	30	301,04	3,82	3,64	13,82	30	294,19	2,93	3,34	15,51	30	266,58	1,51	2,85	7,00	30	
300,74	3,49	4,46	14,60	50	287,59	2,48	3,01	15,25	30	307,99	3,84	3,17	17,57	30	284,23	2,91	5,40	12,55	30	264,60	1,57	2,84	7,95	30	
290,97	2,94	2,68	12,26	50	278,38	2,48	2,69	11,26	30	297,82	3,53	4,25	14,13	30	285,73	2,53	3,91	13,23	30	268,07	1,52	2,83	8,03	30	
293,60	3,44	2,79	15,50	50	284,38	2,59	2,99	13,28	30	292,80	3,00	3,31	15,63	30	295,67	3,01	3,59	16,65	30	267,89	1,66	2,31	9,49	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	301,75	3,45	3,53	16,26	30	283,22	2,68	3,32	16,02	30	265,30	1,66	2,21	8,56	30	
276,72	2,31	1,80	14,00	30	286,82	2,53	3,76	11,83	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1,51	2,09	9,89	30	
276,09	1,94	1,71	14,16	30	286,05	2,59	3,34	12,98	30	291,67	3,04	2,72	14,85	30	282,94	3,23	2,50	16,30	30	263,86	1				

Probe		L 4	S 3	P 23/1	A 20	L 6	P 49/8	P 18/9	P 23/8	P 22/1	P 14/2	P 17/1	P 45/8	P 33/1	
Hauptelemente															
SiO ₂	[%]	71,79	74,80	75,76	80,19	72,78	65,91	63,98	65,54	71,69	62,61	53,96	63,31	69,03	
Al ₂ O ₃	[%]	10,34	11,28	8,86	8,21	12,19	14,44	15,12	8,71	12,02	10,12	18,94	11,06	10,71	
Fe ₂ O ₃	[%]	4,76	4,34	3,29	3,11	4,50	4,10	6,26	4,75	5,21	3,41	8,67	4,48	4,10	
MnO	[%]	0,12	0,07	0,09	0,09	0,07	0,08	0,05	0,51	0,04	0,09	0,10	0,07	0,08	
MgO	[%]	1,89	1,18	1,43	0,81	1,90	1,83	2,23	2,85	1,58	1,76	2,82	2,27	1,59	
CaO	[%]	1,11	0,07	2,26	0,66	0,73	1,32	0,16	6,70	0,18	14,02	0,13	0,27	3,45	
Na ₂ O	[%]	2,58	2,14	2,60	2,06	2,49	3,14	2,29	3,09	3,14	3,05	2,20	3,04	1,03	
K ₂ O	[%]	1,32	1,85	0,99	1,84	1,50	1,82	2,33	1,16	1,34	1,15	3,16	1,45	1,23	
TiO ₂	[%]	0,76	0,62	0,48	0,55	0,73	0,68	0,95	0,84	0,86	0,49	0,92	0,70	0,63	
P ₂ O ₅	[%]	0,11	0,09	0,09	0,10	0,14	0,12	0,14	0,18	0,11	0,07	0,15	0,09	0,08	
LOI	[%]	4,37	2,38	3,74	3,01	3,54	4,81	3,22	2,79	3,91	1,76	4,20	9,66	8,07	
Summe	[%]	99,16	98,84	99,59	100,62	100,58	98,25	96,73	97,11	100,08	98,52	95,26	96,41	100,00	
Nebenelemente															
Ba	[ppm]	248,02	321,18	180,42	354,99	299,13	287,40	431,96	375,31	238,00	164,98	638,81	191,21	100,00	
Cr	[ppm]	80,13	59,62	30,73	35,61	94,99	51,37	95,38	78,64	42,00	10,38	117,51	40,68	11,00	
Cu	[ppm]	31,87	19,62	14,19	17,17	20,05	20,92	35,62	24,13	10,00	2,54	35,71	13,61	8,00	
Ga	[ppm]	-	-	-	-	-	-	-	-	13,00	-	-	-	8,00	
Nb	[ppm]	7,27	7,34	5,61	5,26	7,98	7,51	9,58	10,53	7,69	5,13	11,68	4,04	3,65	
Ni	[ppm]	47,61	36,77	28,98	22,54	65,66	36,46	58,24	44,25	27,00	20,88	68,37	29,71	5,00	
Rb	[ppm]	70,65	84,98	49,44	67,89	90,03	79,97	104,82	73,03	53,00	50,91	145,08	58,00	31,00	
Sc	[ppm]	9,32	-	8,89	-	-	7,14	-	8,13	9,00	-	4,67	-	2,00	
Sr	[ppm]	78,01	68,68	133,22	78,98	71,89	127,54	71,77	133,14	60,00	844,53	59,53	192,98	42,00	
V	[ppm]	113,28	76,94	70,00	75,09	99,04	92,60	147,00	135,22	76,00	33,63	178,89	71,70	32,00	
Zn	[ppm]	81,49	64,65	41,36	26,46	49,88	74,70	69,43	87,50	61,00	41,93	137,27	53,82	19,00	
Zr	[ppm]	134,48	120,95	83,01	115,13	97,14	143,77	134,32	371,41	151,93	126,36	131,64	46,84	45,73	
Seltene Elemente															
La	[ppm]	17,76	20,83	9,73	13,64	21,83	19,04	21,73	48,52	14,59	15,55	26,46	7,20	5,34	
Ce	[ppm]	44,93	51,63	27,28	33,04	54,02	46,50	59,73	111,68	36,82	36,57	72,39	20,23	15,00	
Pr	[ppm]	5,10	5,96	2,93	3,96	6,32	5,36	6,53	13,21	4,27	4,44	7,55	2,38	1,91	
Nd	[ppm]	4,84	22,67	11,58	15,31	24,61	5,02	24,62	52,93	16,74	17,16	27,52	8,94	7,41	
Sm	[ppm]	4,41	4,62	2,60	3,19	4,94	4,72	5,23	11,46	3,63	3,81	5,52	1,86	1,58	
Eu	[ppm]	3,98	0,92	0,78	0,77	1,07	3,53	1,28	2,65	0,98	0,85	1,19	0,44	0,39	
Tb	[ppm]	0,67	0,71	0,36	0,47	0,73	0,69	0,80	1,82	0,65	0,54	0,79	0,29	0,24	
Gd	[ppm]	3,91	4,76	2,35	3,14	4,83	4,18	5,27	12,31	3,94	3,53	5,13	1,76	1,58	
Dy	[ppm]	3,46	4,62	2,02	2,77	4,11	3,55	4,93	10,48	3,82	3,06	4,89	1,72	1,35	
Ho	[ppm]	0,78	0,87	0,45	0,53	0,82	0,81	0,95	2,04	0,80	0,56	0,99	0,31	0,25	
Er	[ppm]	0,66	2,59	1,14	1,80	2,48	0,67	2,85	6,64	2,48	1,72	3,04	1,03	0,76	
Tm	[ppm]	0,32	0,44	0,23	0,30	0,39	0,32	0,44	1,03	0,40	0,28	0,49	0,18	0,14	
Yb	[ppm]	0,32	2,46	1,37	1,79	2,36	0,34	2,67	6,26	2,39	1,70	2,87	1,03	0,87	
Lu	[ppm]	0,32	0,39	0,16	0,29	0,37	0,33	0,42	1,07	0,38	0,25	0,46	0,17	0,13	
Hf	[ppm]	4,46	5,84	2,88	5,10	5,18	4,44	5,12	20,81	4,82	4,30	4,48	2,23	1,62	
Bi	[ppm]	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,07	0,04	0,01	0,07	0,01	0,03	
Th	[ppm]	5,61	7,40	3,00	5,20	8,74	5,96	6,60	17,01	5,60	4,84	7,97	2,60	2,24	
U	[ppm]	1,67	2,49	1,19	1,87	2,83	1,65	2,98	5,75	2,66	1,82	3,00	1,17	0,85	
Pb	[ppm]	17,32	13,25	9,51	7,74	5,44	11,62	7,99	41,37	22,10	6,34	8,33	6,40	4,03	
Y	[ppm]	19,58	16,65	12,03	11,16	13,81	20,77	21,10	35,64	15,12	15,82	24,87	6,72	7,64	

Probe		P 19/7	P 19/2	P 25/2	P 58/2	P 43/6	P 55/6	P 16/4	P 24/3	P 35/5	P 29/19	Vulkanit	Diabas
Hauptelemente													
SiO ₂	[%]	71,76	55,74	69,45	52,85	74,60	65,35	73,49	68,31	75,84	88,06	64,67	46,71
Al ₂ O ₃	[%]	13,12	20,19	13,87	11,05	14,82	13,51	12,84	12,68	9,57	4,45	14,09	13,34
Fe ₂ O ₃	[%]	5,79	8,35	4,65	6,83	5,05	5,29	4,53	5,37	3,77	2,08	3,68	12,59
MnO	[%]	0,11	0,07	0,07	0,46	0,07	0,10	0,10	0,10	0,06	0,00	0,07	0,14
MgO	[%]	0,69	3,25	2,68	4,06	0,36	1,77	1,22	3,35	0,77	0,06	0,23	5,21
CaO	[%]	0,08	0,19	0,24	7,95	0,19	1,29	0,13	1,35	0,04	0,00	2,73	7,82
Na ₂ O	[%]	1,84	2,14	3,20	1,62	2,86	1,75	2,81	3,15	2,31	0,05	2,51	3,51
K ₂ O	[%]	2,66	3,34	1,99	1,90	2,14	2,31	0,54	1,56	1,38	0,70	2,63	0,19
TiO ₂	[%]	0,81	1,07	0,82	0,71	0,87	0,77	0,72	0,97	0,71	1,87	0,42	3,03
P ₂ O ₅	[%]	0,14	0,15	0,13	0,13	0,15	0,11	0,10	0,15	0,08	0,02	0,10	0,46
LOI	[%]	2,76	4,22	2,78	12,83	3,22	7,73	2,93	3,33	2,73	1,52	4,65	2,55
Summe	[%]	99,75	98,72	99,88	100,39	104,33	99,98	99,40	100,32	97,26	98,81	95,77	95,55
Nebenelemente													
Ba	[ppm]	354,99	299,13	287,40	431,96	375,31	238,00	164,98	386,00	372,00	475,00	333,00	292,00
Cr	[ppm]	0,10	0,10	12,77	13,00	7,00	15,00	17,56	10,18	10,64	19,00	17,10	0,97
Cu	[ppm]	5,45	7,02	11,97	14,34	5,94	18,00	7,96	11,25	9,11	24,43	20,44	2,45
Ga	[ppm]	-	-	-	15,00	16,00	18,00	-	-	-	16,00	17,00	-
Nb	[ppm]	14,11	12,69	4,83	7,00	6,00	8,00	6,40	8,12	7,19	11,00	17,20	6,35
Ni	[ppm]	8,94	8,39	4,67	5,54	9,11	7,79	4,73	5,59	5,27	18,04	18,75	2,88
Rb	[ppm]	121,44	140,75	83,81	69,00	64,00	94,00	81,85	69,92	63,32	88,72	104,00	36,88
Sc	[ppm]	3,46	3,30	2,75	1,00	2,00	2,00	3,46	8,10	2,76	2,00	3,70	0,88
Sr	[ppm]	2,27	2,19	2,06	1,25	2,75	3,19	1,25	1,87	2,00	5,50	4,88	0,75
V	[ppm]	94,21	183,00	135,31	117,00	80,00	116,00	104,07	149,95	110,36	76,00	49,00	310,30
Zn	[ppm]	35,53	114,59	77,74	34,00	54,00	75,00	41,31	76,94	66,87	28,00	52,00	100,07
Zr	[ppm]	94,21	183,00	135,31	117,00	80,00	116,00	104,07	149,95	110,36	76,00	49,00	310,30
Seltene Elemente													
La	[ppm]	25,80	25,75	14,59	21,27	28,18	24,99	14,19	17,64	14,59	36,57	39,45	26,55
Ce	[ppm]	62,14	67,38	36,82	54,43	63,53	62,36	36,60	43,06	36,82	87,80	85,39	56,98
Pr	[ppm]	6,62	7,50	4,27	6,11	8,04	6,97	4,15	4,88	4,27	10,23	9,66	7,68
Nd	[ppm]	5,85	7,26	16,74	22,45	32,72	26,20	3,92	4,68	16,74	38,54	34,94	32,82
Sm	[ppm]	4,91	7,03	3,63	4,72	6,79	5,29	3,34	4,20	3,63	7,89	7,12	7,36
Eu	[ppm]	4,26	8,18	0,98	1,54	1,38	1,24	1,23	5,73	0,98	1,75	1,27	2,30
Tb	[ppm]	0,65	0,90	0,65	0,68	1,12	0,80	0,52	0,62	0,65	0,83	1,09	1,11
Gd	[ppm]	3,77	5,61	3,94	4,41	7,52	5,14	3,19	3,87	3,94	6,60	7,17	8,09
Dy	[ppm]	3,45	4,57	3,82	3,83	6,88	4,85	2,75	3,28	3,82	4,80	6,62	6,31
Ho	[ppm]	0,76	1,08	0,80	0,69	1,28	0,92	0,58	0,74	0,80	0,92	1,32	1,13
Er	[ppm]	0,68	0,91	2,48	2,04	4,05	2,77	0,51	0,66	2,48	3,52	4,06	2,97
Tm	[ppm]	0,34	0,46	0,40	0,33	0,65	0,46	0,25	0,33	0,40	0,65	0,64	0,41
Yb	[ppm]	0,33	0,44	2,39	2,01	3,97	2,74	0,24	0,33	2,39	4,51	4,02	2,24
Lu	[ppm]	0,34	0,48	0,38	0,30	0,64	0,43	0,26	0,33	0,38	0,79	0,63	0,35
Hf	[ppm]	6,52	5,13	4,82	3,71	8,54	5,33	3,52	4,94	4,82	25,73	7,12	6,07
Bi	[ppm]	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,08	0,02	0,02	0,04	0,20	0,04	0,03
Th	[ppm]	8,94	8,39	4,67	5,54	9,11	7,79	4,73	5,59	5,27	18,04	18,75	2,88
U	[ppm]	2,27	2,19	2,06	1,25	2,75	3,19	1,25	1,87	2,00	5,50	4,88	0,75
Pb	[ppm]	5,45	7,02	11,97	14,34	5,94	18,00	7,96	11,25	9,11	24,43	20,44	2,45
Y	[ppm]	6,51	12,17	0,00	20,00	3,68	13,00	4,02	8,10	0,00	16,00	11,00	0,00

Probe		P15/7	P38/11	P27/2	P22/7	P35/1	P4/5	P26/2	P22/1	P6/3	P7/2	P7/6	P10/1	P4/6	P6/1
Hauptelemente															
SiO ₂	[%]	68,94	77,43	76,10	72,00	78,33	81,18	73,72	70,81	75,23	69,24	69,71	55,46	84,75	67,05
Al ₂ O ₃	[%]	13,59	10,80	8,52	12,97	9,28	9,34	7,27	11,45	11,86	11,46	13,39	18,76	6,75	13,04
Fe ₂ O ₃	[%]	5,65	2,64	3,64	4,59	3,65	2,42	3,19	5,18	4,26	5,55	6,32	7,99	3,27	6,22
MnO	[%]	0,06	0,03	0,06	0,06	0,05	0,03	0,12	0,05	0,60	0,23	0,13	0,09	0,01	0,10
MgO	[%]	0,64	0,70	1,52	1,88	0,48	0,44	1,39	1,84	0,96	0,51	1,57	2,70	0,10	1,49
CaO	[%]	0,06	0,13	0,19	0,23	0,04	0,07	2,28	0,20	0,20	2,95	0,43	0,18	0,05	0,59
Na ₂ O	[%]	2,12	1,84	2,45	3,53	1,57	1,99	2,28	3,15	2,80	2,47	2,37	2,18	2,16	2,47
K ₂ O	[%]	1,91	1,99	1,05	1,38	1,50	1,38	0,76	1,39	1,54	1,49	1,65	3,43	0,77	2,41
TiO ₂	[%]	0,85	0,63	0,62	0,68	0,71	0,57	0,51	0,88	0,66	0,65	0,76	0,91	0,25	0,68
P ₂ O ₅	[%]	0,13	0,10	0,09	0,09	0,11	0,10	0,08	0,12	0,11	0,12	0,16	0,14	0,07	0,11
LOI	[%]	3,92	2,86	2,00	2,61	2,64	2,09	5,28	3,73	2,39	5,49	3,45	4,55	1,54	5,90
Summe	[%]	97,87	99,15	96,24	100,02	98,34	99,61	96,89	98,79	100,61	100,16	99,94	96,37	99,72	100,06
Nebenelemente															
Ba	[ppm]	371,56	352,13	173,84	241,00	299,22	273,06	153,35	261,26	305,00	273,00	321,00	699,77	180,00	445,00
Cr	[ppm]	81,22	31,95	42,93	89,00	49,68	30,41	31,73	85,81	59,00	65,00	74,00	111,75	22,00	61,00
Cu	[ppm]	35,57	19,86	16,55	20,00	24,30	27,77	12,29	26,85	16,00	17,00	26,00	57,24	14,00	19,00
Ga	[ppm]	-	-	-	15,00	-	-	-	-	15,00	15,00	17,00	-	9,00	15,00
Nb	[ppm]	-	-	-	11,00	-	-	-	-	11,00	10,00	12,00	-	5,00	11,00
Ni	[ppm]	60,66	29,62	29,43	26,00	33,76	25,29	26,40	36,09	25,00	29,00	37,00	60,48	18,00	33,00
Rb	[ppm]	90,11	87,91	53,79	52,00	72,29	64,58	40,31	65,46	62,00	61,00	70,00	148,11	30,00	92,00
Sc	[ppm]	-	-	-	-	-	-	-	-	11,00	14,00	14,00	-	4,00	12,00
Sr	[ppm]	56,89	55,16	70,37	74,00	54,79	49,66	70,98	86,13	62,00	60,00	54,00	64,52	41,00	72,00
V	[ppm]	135,34	91,56	-	113,00	102,54	87,68	62,01	137,57	82,00	89,00	113,00	176,20	44,00	89,00
Y	[ppm]	-	-	-	22,00	-	-	-	-	21,00	24,00	27,00	-	12,00	25,00
Zn	[ppm]	77,01	25,98	44,62	61,00	56,72	49,47	47,60	69,73	41,00	66,00	93,00	128,37	107,00	67,00
Zr	[ppm]	179,00	182,00	178,00	221,00	228,00	178,00	141,00	230,00	151,00	177,00	148,00	194,00	67,00	154
Th	[ppm]	9,74	5,70	4,31	7,00	9,34	6,87	4,80	6,29	8,50	7,80	6,00	17,82	2,60	9,00
U	[ppm]	3,62	4,47	2,51	1,00	3,47	3,68	2,02	3,80	2,30	2,40	3,00	3,66	0,60	1,00
Pb	[ppm]	5,86	2,51	5,71	21,00	10,03	12,83	15,70	26,59	10,10	15,60	18,00	39,00	17,70	7,00

Probe		P59/3	P15/1	P38/4	P28/5	P33/7	P43/1	P43/3	P14/3	P 7/1	P24/1	P26/7	P9/1	P58/8	P56/7
Hauptelemente															
SiO ₂	[%]	61,03	66,51	75,46	72,11	72,54	69,51	73,34	18,32	70,41	69,33	73,06	52,50	64,07	72,85
Al ₂ O ₃	[%]	11,77	14,71	11,28	10,32	11,60	14,81	12,60	3,34	12,16	11,84	12,49	4,15	15,37	13,95
Fe ₂ O ₃	[%]	6,40	5,85	3,96	4,59	4,27	5,99	4,66	1,60	5,25	4,81	3,84	9,74	6,44	4,00
MnO	[%]	0,34	0,05	0,06	0,07	0,10	0,10	0,06	0,13	0,08	0,10	0,07	0,30	0,10	0,06
MgO	[%]	2,47	1,98	0,55	1,42	0,29	0,30	0,67	2,03	1,19	2,59	0,72	4,24	2,20	0,31
CaO	[%]	3,97	0,17	0,02	1,44	2,15	0,10	0,40	38,00	0,55	2,57	0,26	8,41	0,76	0,09
Na ₂ O	[%]	1,04	2,10	1,92	2,12	1,07	2,27	2,89	0,05	2,68	3,17	3,00	0,01	1,90	1,85
K ₂ O	[%]	1,70	2,35	2,18	1,46	1,48	2,34	1,58	0,26	1,64	1,30	1,89	1,46	2,78	2,29
TiO ₂	[%]	0,76	0,81	0,64	0,63	0,74	0,79	0,59	0,12	0,83	0,73	0,78	0,23	0,93	0,84
P ₂ O ₅	[%]	0,15	0,14	0,09	0,08	0,10	0,12	0,09	0,05	0,16	0,11	0,13	0,09	0,14	0,15
LOI	[%]	9,48	3,29	2,50	5,61	5,00	3,56	3,04	32,66	4,51	4,24	3,08	16,13	5,47	3,20
Summe	[%]	99,11	97,97	98,65	99,85	99,34	99,89	99,92	96,56	99,46	100,77	100,20	97,28	100,16	99,59
Nebenelemente															
Ba	[ppm]	357,00	432,96	434,75	330,00	269,00	247,00	400,00	43,20	305,00	432,44	355,81	156,38	335,00	384,00
Cr	[ppm]	94,00	73,53	48,50	77,00	69,00	101,00	74,00	0,10	101,00	69,26	78,36	56,66	110,00	81,00
Cu	[ppm]	16,00	26,19	23,36	18,00	9,00	14,00	20,00	0,10	18,00	25,76	31,31	90,19	25,00	13,00
Ga	[ppm]	20,00	-	-	16,00	14,00	14,00	19,00	-	15,00	-	-	-	16,00	17,00
Nb	[ppm]	14,00	-	-	9,00	8,00	12,00	12,00	-	14,00	-	-	-	11,00	16,00
Ni	[ppm]	41,00	45,90	36,26	34,00	25,00	48,00	32,00	13,74	51,00	42,83	37,26	43,45	46,00	41,00
Rb	[ppm]	106,00	110,71	91,47	55,00	50,00	60,00	98,00	22,31	68,00	67,72	81,41	52,03	76,00	90,00
Sc	[ppm]	13,00	-	-	13,00	14,00	11,00	14,00	-	11,00	-	-	-	19,00	12,00
Sr	[ppm]	66,00	59,62	65,76	101,00	291,00	77,00	69,00	1186,8	77,00	167,74	96,50	138,59	49,00	71,00
V	[ppm]	99,00	128,92	94,30	109,00	93,00	81,00	107,00	-	82,00	123,23	138,75	-	142,00	96,00
Y	[ppm]	27,00	-	-	18,00	18,00	19,00	27,00	-	26,00	-	-	-	24,00	24,00
Zn	[ppm]	70,00	88,25	50,82	74,00	54,00	48,00	70,00	25,21	64,00	66,85	82,59	33,86	70,00	40,00
Zr	[ppm]	194,00	189,00	167,00	138,00	128,00	147,00	184,00	146,00	228,00	147,00	173,00	81,00	175,00	169,00
Th	[ppm]	7,00	12,59	4,98	5,00	3,00	8,00	9,00	8,67	9,00	2,99	8,07	5,05	10,00	8,00
U	[ppm]	1,00	3,51	3,53	2,00	2,00	2,00	2,00	1,71	3,00	1,98	3,00	3,91	3,00	1,00
Pb	[ppm]	26,00	11,80	7,67	13,00	10,00	9,00	13,00	9,71	12,00	16,77	27,21	7,92	8,00	6,00

Probe		P18/16	P57/10	P58/6	P56/1	P18/1	P18/7	P55/1	P13/3	P35/3	P42/2	P59/5	P28/13	P42/2	P42/2
Hauptelemente															
SiO ₂	[%]	74,62	67,94	74,64	69,79	74,60	71,15	72,73	78,58	79,24	66,26	70,89	72,28	70,38	70,80
Al ₂ O ₃	[%]	10,82	11,40	12,22	12,36	12,61	13,50	12,13	9,00	9,97	11,87	13,28	12,41	12,48	12,52
Fe ₂ O ₃	[%]	4,61	5,00	4,63	4,29	4,28	5,46	5,69	3,24	3,89	4,77	4,33	4,16	4,73	4,74
MnO	[%]	0,10	0,11	0,06	0,08	0,07	0,12	0,13	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,06
MgO	[%]	0,98	1,70	0,33	1,33	0,24	1,21	1,33	0,49	0,49	1,86	1,05	0,89	1,60	1,63
CaO	[%]	1,24	1,87	0,06	1,22	0,06	0,14	0,08	0,08	0,04	0,72	0,17	0,32	0,67	0,67
Na ₂ O	[%]	2,50	2,38	1,99	2,53	3,15	2,47	2,74	2,02	2,04	2,37	2,46	1,95	2,45	2,43
K ₂ O	[%]	1,25	1,72	1,83	1,91	1,48	1,94	1,21	1,62	1,34	1,81	1,90	2,12	1,77	1,77
TiO ₂	[%]	0,53	0,72	0,73	0,67	0,66	0,73	0,69	0,58	0,67	0,75	0,78	0,72	0,73	0,74
P ₂ O ₅	[%]	0,09	0,13	0,13	0,12	0,09	0,12	0,11	0,10	0,10	0,13	0,13	0,10	0,13	0,13
LOI	[%]	3,11	6,68	3,13	5,37	2,92	2,73	2,61	2,24	2,69	4,20	4,65	4,88	4,40	4,40
Summe	[%]	99,85	99,65	99,75	99,67	100,16	99,57	99,45	98,00	100,52	94,80	99,69	99,87	99,40	99,89
Nebenelemente															
Ba	[ppm]	349,00	305,00	305,00	375,00	411,00	348,00	249,00	257,41	275,50	306,59	335,00	341,00	291,00	293,00
Cr	[ppm]	63,00	81,00	74,00	96,00	71,00	56,00	54,00	39,04	56,08	91,48	111,00	53,00	74,00	108,00
Cu	[ppm]	17,00	16,00	23,00	14,00	20,00	12,00	16,00	21,07	27,03	21,82	19,00	15,00	14,00	14,00
Ga	[ppm]	15,00	15,00	15,00	16,00	20,00	15,00	14,00	-	-	-	15,00	13,00	14,00	16,00
Nb	[ppm]	10,00	14,00	11,00	12,00	13,00	11,00	10,00	-	-	-	14,00	8,00	10,00	14,00
Ni	[ppm]	38,00	35,00	33,00	40,00	25,00	22,00	41,00	28,36	35,48	59,64	52,00	23,00	28,00	53,00
Rb	[ppm]	82,00	68,00	80,00	75,00	90,00	58,00	51,00	77,88	62,98	86,54	72,00	55,00	61,00	72,00
Sc	[ppm]	12,00	12,00	14,00	12,00	13,00	10,00	11,00	-	-	-	10,00	11,00	13,00	10,00
Sr	[ppm]	66,00	77,00	158,00	108,00	86,00	73,00	54,00	49,28	51,41	75,22	159,00	99,00	139,00	65,00
V	[ppm]	94,00	84,00	100,00	80,00	103,00	81,00	83,00	85,53	111,42	97,25	91,00	91,00	103,00	86,00
Y	[ppm]	23,00	26,00	23,00	20,00	30,00	18,00	21,00	-	-	-	25,00	18,00	19,00	19,00
Zn	[ppm]	62,00	34,00	72,00	53,00	49,00	61,00	74,00	50,36	70,50	63,59	70,00	44,00	40,00	56,00
Zr	[ppm]	183,00	228,00	151,00	154,00	248,00	135,00	183,00	178,00	151,00	163,00	87,00	163,00	164,00	164,00
Th	[ppm]	10,00	7,00	7,00	8,00	11,00	6,00	7,00	4,63	5,78	10,52	9,00	5,00	6,00	9,00
U	[ppm]	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00	2,00	3,54	3,20	2,88	2,00	1,00	1,00	2,00
Pb	[ppm]	11,00	7,00	16,00	12,00	8,00	18,00	18,00	9,78	9,00	4,25	10,00	5,00	10,00	8,00

Probe		P42/2	P42/7	P2/8	P21/3	P11/4	P3/6	P20/3	P2/5	P30/1	P29/12	P2/9	P5/8	P29/0	P52/1
Hauptelemente															
SiO ₂	[%]	70,85	71,84	87,65	92,71	88,81	88,30	71,32	88,23	86,85	83,19	90,39	89,35	47,71	78,87
Al ₂ O ₃	[%]	12,57	11,48	3,98	2,24	5,76	7,05	14,57	5,61	6,28	6,50	4,46	6,04	11,02	11,27
Fe ₂ O ₃	[%]	4,73	4,69	0,40	0,40	2,01	2,45	3,51	2,08	0,91	2,70	1,15	0,29	6,59	1,75
MnO	[%]	0,06	0,09	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,37	0,02
MgO	[%]	1,62	1,71	0,20	0,35	1,42	0,37	1,63	0,85	0,39	0,47	0,09	0,14	4,14	0,27
CaO	[%]	0,67	1,35	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01	0,00	10,36	0,65
Na ₂ O	[%]	2,47	2,42	0,12	0,07	0,10	0,11	0,08	0,10	0,01	0,14	0,17	0,25	0,21	1,02
K ₂ O	[%]	1,78	1,48	0,66	1,00	0,63	0,43	2,94	0,71	1,04	1,46	1,07	1,31	2,43	2,33
TiO ₂	[%]	0,73	0,66	0,56	0,20	0,14	0,24	0,52	0,20	1,56	2,19	1,05	1,08	0,87	0,42
P ₂ O ₅	[%]	0,13	0,12	0,10	0,01	0,02	0,05	0,05	0,06	0,02	0,03	0,01	0,01	0,08	0,05
LOI	[%]	4,40	4,10	3,77	0,64	2,19	1,31	3,09	1,73	1,58	1,84	1,30	1,22	16,42	2,72
Summe	[%]	100,01	99,94	97,46	97,65	101,11	100,34	97,73	99,64	98,68	98,55	99,70	99,69	100,20	99,37
Nebenelemente															
Ba	[ppm]	306,00	304,00	135,51	127,31	153,23	159,58	378,74	145,10	157,31	360,05	223,00	195,00	417,00	343,00
Cr	[ppm]	108,00	106,00	0,10	0,10	0,10	4,51	16,62	0,10	0,10	59,84	14,00	20,00	67,00	23,00
Cu	[ppm]	15,00	18,00	6,04	7,68	8,30	6,04	2,42	6,77	6,68	23,41	8,00	8,00	21,00	9,00
Ga	[ppm]	16,00	16,00	-	-	-	-	-	-	-	-	8,00	10,00	15,00	14,00
Nb	[ppm]	13,00	13,00	-	-	-	-	-	-	-	-	13,00	14,00	10,00	10,00
Ni	[ppm]	54,00	50,00	3,95	3,98	12,89	10,21	21,62	16,38	8,11	38,22	6,00	3,00	32,00	10,00
Rb	[ppm]	72,00	72,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	[ppm]	10,00	11,00	-	-	-	-	-	-	-	-	4,00	3,00	13,00	5,00
Sr	[ppm]	66,00	66,00	32,14	20,68	50,90	170,03	137,91	182,98	50,50	86,82	35,00	42,00	64,00	69,00
V	[ppm]	87,00	88,00	2,18	4,41	12,54	19,23	-	14,33	83,15	98,65	26,00	34,00	100,00	34,00
Y	[ppm]	20,00	21,00	-	-	-	-	-	-	-	-	10,00	11,00	20,00	13,00
Zn	[ppm]	56,00	55,00	0,10	2,52	29,87	3,48	30,07	11,76	11,50	77,29	7,00	4,00	32,00	28,00
Zr	[ppm]	165,00	166,00	37,00	36,00	67,00	104,00	240,00	85,00	279,00	188,00	80,00	80,00	173,00	239,00
Th	[ppm]	9,00	8,00	0,10	0,10	9,23	6,94	0,14	5,15	5,78	9,11	3,10	4,00	5,00	9,00
U	[ppm]	2,00	2,00	2,30	2,74	3,28	3,08	2,98	2,64	2,95	2,98	0,70	0,40	2,00	2,00
Pb	[ppm]	8,00	8,00	7,91	7,87	2,68	14,18	7,91	9,36	8,07	7,56	5,50	6,40	4,00	11,00

CURRICULUM VITAE Steffen Kutterolf
Sülzbacher Weg 20
D-74182 Obersulm

Geburtsdatum 27.04.1968
Geburtsort Heilbronn
Staatsangehörigkeit Deutsch
Verheiratet, 3 Kinder

Ausbildung:

Seit Oktober 2001 Postdoc-Stelle im Rahmen des SFB-574 in der Abteilung Vulkanologie und Petrologie am GEOMAR Forschungszentrum in Kiel bei Prof. Dr. H-U. Schmincke und PD Dr. A. Freundt

2001 Geostatistik Kurs im Rahmen der Sediment-Tagung in Jena (Prof. Dr. V. Pawlowsky & Dr. H. von Eynatten)

2001 Fluid Inclusions-Kurs bei Dr. A. Willner aus Bochum

2000/2001 Mikrosondenkurs am mineralogischen Institut der Universität Stuttgart

1999 Mai Vulkanologisches Geländepraktikum auf Gran Canaria (Prof. Dr. H-U. Schmincke)

1999 Februar Interuniversitärer Kurs: „Pyroklastische Gesteine“ (Prof. Dr. H-U. Schmincke)

1998-2001 Dissertation am geologischen und paläontologischen Institut der Universität Stuttgart
Thema: *Sedimentologische, sedimentpetrographische und sedimentgeochemische Untersuchungen des Karbons der Karawanken (Österreich/Slowenien)* (Betreuerin: PD. Dr. H. Krawinkel)

1997 Interuniversitärer Kurs: „Bilanzierte Profile“ (Prof. Dr. O. Oncken)

1997 Interuniversitärer Kurs: „Diagenese klastischer Sedimente“ (Prof. Dr. R. Hesse)

1997 Erziehungsjahr und unentgeltliche Vorbereitung des Forschungsprojektes „Paläozoikum in den Karawanken“

1996 Vulkanologisches Geländepraktikum am Kaiserstuhl (Dr. P. Sachs)

1996 Kurs am Röntgendiffraktometer im mineralogischen Institut der Universität Stuttgart

1996 Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart. Thema: *Strukturgeologische Untersuchungen im Forearc von Südwest - Costa Rica (Raum Dominical)* (Betreuung: Dr.H. Krawinkel & Prof. Fr. H. Seyfried)

1996 Interuniversitärer Kurs: „Trace Fossils“ (Prof. Dr. R. Bromley)

1990-1996 Studium der Geologie und Paläontologie am Institut für Geologie und Paläontologie in Stuttgart

1988-1990 Zivildienst in der Kinder und Jugendpsychiatrie Weinsberg

1985-1988 Technisches Gymnasium Heilbronn

1980-1988 Justinus Kerner Gymnasium Weinsberg

1978-1980 Elly-Heuss Knapp Gymnasium Heilbronn

1974-1978 Elly-Heuss Knapp Grundschule Heilbronn