Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 335–379	Wien, März 1992

Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie

Von MATTHIAS HINDERER*)

Mit 27 Abbildungen, 6 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Farbkarte (Beilage)

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Paläozoikum
Sedimentologie
Stratigraphie
Petrographie
Geochemie
Vulkanoklastite

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 196

Inhalt

Zusammenfassung ... 336
Abstract ... 336
1. Einleitung ... 338
1.1. Problemstellung ... 338
1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation ... 338
1.3. Bisheriger Forschungsstand ... 338
2. Methodik ... 338
3. Geologischer Rahmen ... 340
3.1. Stratigraphie ... 340
3.2. Palynologische Untersuchungen ... 340
3.3. Metabasalte ... 340
3.4. Porphyroide ... 340
3.5. Metamorphose ... 342
3.6. Tektonik ... 342
4. Sedimentologie ... 342
4.1. Methodik ... 342
4.2. Lithostratigraphisches Profil Raudenspitz ... 345
4.3. Interpretation des Profils ... 346
5. Petrographie ... 347
5.1. Methodik ... 347
5.2. Detritischer Mineralbestand ... 347
5.2.1. Quarz ... 347
5.2.2. Feldspäte ... 347
5.2.3. Schichtsilikate ... 348
5.2.4. Schwerminerale ... 348
5.3. Gesteinsfragmente ... 348
5.3.1. Vulkanische Komponenten ... 349
5.3.2. Sedimentäre Komponenten ... 349
5.3.3. Metamorphe Komponenten ... 349
5.4. Matrix ... 350
5.5. Mineralneubildungen und Kluftminerale ... 350
5.6. Petrographische Einteilung der Fleonsformation ... 350
5.6.1. Grauwacken und konglomeratische Grauwacken ... 351
5.6.2. Quarzite ... 352
5.6.3. Siltite und Tonschiefer ... 352
5.7. Visdende-Schichten ... 352
5.7.1. Quarzite und quarzitische Schiefer ... 352
5.7.2. Konglomerate ... 352

*) Dipl.-Geol. MATTHIAS HINDERER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen.

6. Detritischer Modalbestand ... 352
6.1. Methodik ... 352
6.2. Ergebnisse der Modalanalyse ... 353
6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation ... 355
6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand ... 355
7. Sedimentgeochemie ... 356
8. Mikrosondenanalysen ... 359
8.1. Vorbemerkungen ... 359
8.2. Pyroxene ... 359
8.2.1. Methodik ... 359
8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges ... 359
8.2.3. Klastische Pyroxene ... 359
8.2.4. Magmentypisierung mit Hilfe der Pyroxene ... 360
8.3. Granate ... 361
8.3.1. Methodik ... 361
8.3.2. Granate des Porphyroids ... 361
8.3.2. Klastische Granate ... 361
8.4. Feldspäte ... 362
9. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse ... 362
9.1. Das Liefergebiet ... 362
9.2. Der Ablagerungsraum ... 362
10. Plattentektonische Position der Fleonsformation ... 364
11. Schlußfolgerungen zur Stellung der Fleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen während des Paläozoikums ... 365
Dank ... 367
Literatur ... 367

Zusammenfassung

Im schwach metamorphen Paläozoikum der westlichen Karnischen Alpen tritt eine vulkanoklastische Serie auf, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Sie setzt sich aus Quarziten, quarzitischen Schiefern, vulkanogenen Grauwacken und Konglomeraten zusammen. Trotz einer Einbeziehung der Fleonsformation in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Bekkens während des Paläozoikums, fehlte eine Bearbeitung bisher. Mit der vorliegenden Untersuchung über die Sedimentologie, Petrographie und Geochemie der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität soll zur Schließung dieser Lücke beigetragen werden.

Sedimentstrukturen und Sequenzen zeigen für die Fleonsformation ein wellendominiertes, litorales Ablagerungsmilieu an, in das Fandeltas mit unreifem und teilweise grobem Detritus vorstoßen. Petrographisch kann dabei eine Quarzitische Serie und eine Grauwackenserie unterschieden werden. Die Quarzitische Serie ist im wesentlichen ein Aufarbeitungsprodukt der Grauwackenserie, was durch Übergangsglieder belegt ist. Die sich mit der Fleonsformation verzahnenden Visdende-Schichten werden als feinklastische Beckenfazies interpretiert. In der Grauwackenserie können anhand des Modalbestandes eine quarzfeldspatreiche und eine quarzfeldspatarme Gruppe unterschieden werden. Die quarzfeldspatreiche Gruppe wird von saurem, die quarzfeldspatarme von basischem, vulkanogenem Detritus dominiert. Letztere besitzt zudem einen höheren Anteil an Abtragungsprodukten eines metamorphen Sockels.

Das Liefergebiet der Fleonsformation kann entsprechend als ein Dreikomponentensystem betrachtet werden. Einem Sokkel, der vorwiegend von (Meta-) Sedimenten und untergeordnet von Granitoiden und Ultramafiten aufgebaut wird, sitzt ein bimodaler Vulkanismus auf. Mineralchemische Untersuchungen klastischer Pyroxene zeigen einen mildalkalischen Basaltvulkanismus an, der Diabaslagergängen im Arbeitsgebiet entspricht. Über Granatanalysen, gesamtchemische Analysen und Geländebefunde läßt sich zudem eine Beziehung zu den Porphyroiden der westlichen Karnischen Alpen herstellen. Es werden Modelle für eine Backarc-Position oder für eine postkollisionale Rift-Situation diskutiert.

Das Alter der Fleonsformation wird in der Literatur kontrovers mit Oberordovizium oder Unter-Westfal angegeben. Der Versuch einer Datierung eingelagerter Feinklastika mit Hilfe von Palynomorphen war nicht erfolgreich, weshalb eine biostratigraphische Absicherung des Alters nach wie vor aussteht. Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen jedoch für ein ordovizisches Alter. Folgende Argumente sind anzuführen:

1) Es bestehen sedimentologisch vergleichbare Verhältnisse, wie sie von den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen bekannt sind.
2) Die oberordovizischen Porphyroide waren mit großer Wahrscheinlichkeit der Lieferant des sauren Vulkanitschuttes der Grauwackenserie.
3) Das Fehlen jeglicher Spuren eines Pflanzeneintrags, der in einem karbonischen deltaisch-litoralen Milieu des Südalpins zu erwarten wäre.

The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry

Abstract

A psammitic to psephitic volcaniclastic sequence, known as the Fleons Formation, occurs between phyllitic schists (Visdende Formation) in the western Carnic Alps. It consists of quartzitic schists, quartzites, volcaniclastic greywackes, and conglomerates. Up to recent time an investigation of the Fleons Formation was missing despite a discussion about its role in the

evolution of the Carnian Basin during the Variscan cycle. This paper provides new data on the sedimentology, petrography, and geochemistry of the Fleons Formation based on investigations in the area of its type locality (Monte Fleons/Raudenspitz).

The sedimentary environment of the Fleons Formation can be reconstructed because sedimentary structures and sequences are fairly well preserved. They indicate an interaction of a wave-dominated shoreline environment with a locally evolved fan-delta environment. The shoreline environment is petrographically documented in a Quartzitic Series (equivalent to the "Tscharrknollenfazies" west of the investigated area) whereas the Greywacke Series ("Fleonsgrauwacken") originates from the coarser and immature clastics of the fan-delta environment. Accordingly, the Quartzitic Series originates from reworking of the Greywacke Series. The Visdende Formation can be considered as a deeper basin facies. The close relationship of both formations is documented by the interdigitation of both facies types.

The modal analysis of the detritic components shows that the greywackes can be divided in a quartz-feldspar-poor and a quartz-feldspar-rich type. The first type is dominated by acidic volcanic detritus, the second type by basic volcanic detritus. Further, the latter includes a higher amount of detritus from a metamorphic basement.

The provenance of the Greywacke Series can be considered as a three component system: basic and acidic volcanic rocks which are developed on a basement including mainly metasediments, subordinate granitoids and ultramafites. Microprobe analysis of clastic pyroxenes indicates the presence of mildly alkaline basalt volcanism, which is documented by sills in the area nearby. The acidic volcaniclastic input to the Fleons Formation can probably originate from the porphyroids of the western Carnic Alps. This relationship is supported by garnet microprobe analysis, bulk chemistry, and field observations. An identical garnet type could be found as phenocryst in the porphyroids and as clast in the Fleons Formation. The plate-tectonic position of the Fleons Formation is best described as a backarc or post collisional rifting situation.

The stratigraphic position of the Fleons Formation is still controversial. An Ordovician or Carboniferous age is discussed, but, biostratigraphic evidence is missing. The new investigations carried out support an Ordovician age. The arguments are as follows:

1) The sedimentary environment of the Fleons Formation and Visdende Formation corresponds to the environment of the Ordovician clastic sediments of the central and eastern Carnic Alps.
2) Acidic volcanic detritus of the Greywacke Series of the Fleons Formation is most probably derived from the Ordovician porphyroids.
3) Finally, no traces of an input of plant remains were found, which should be expected to occur in a Carboniferous deltaic-coastal environment of the Southalpine realm.

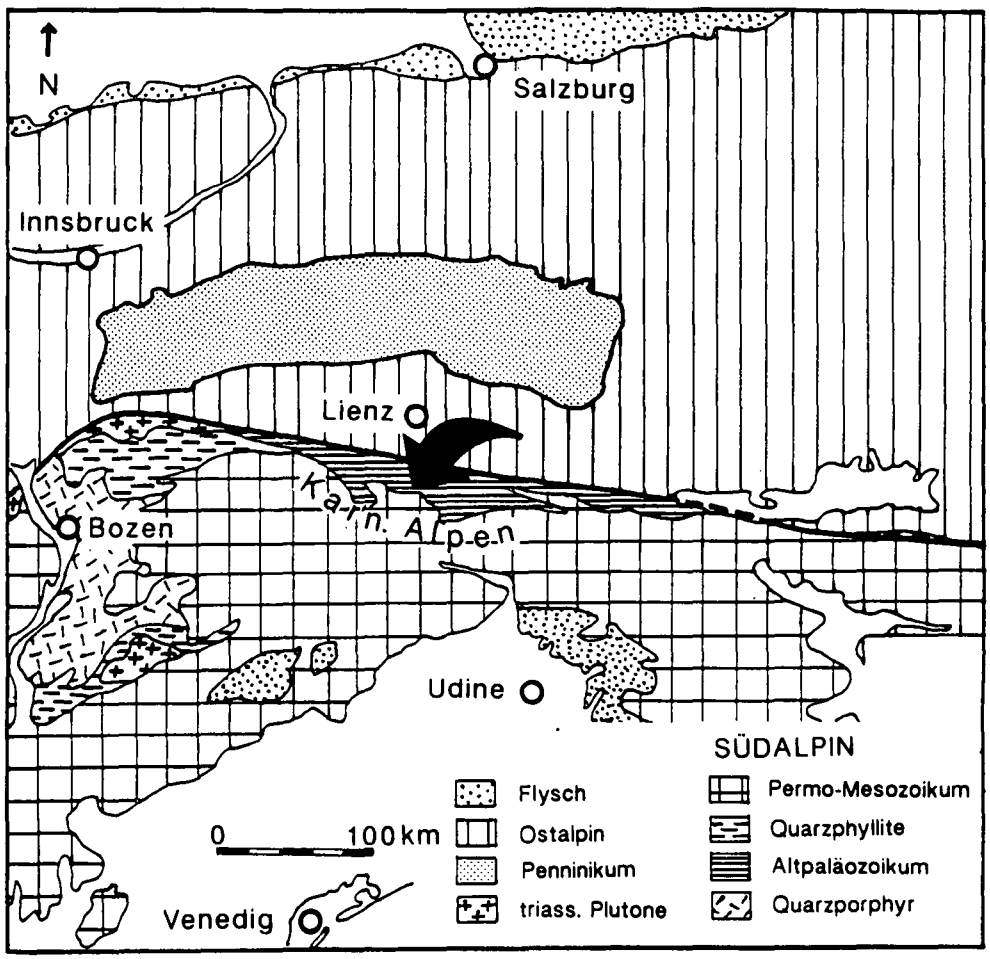


Abb. 1.
Vereinfachte geologische Übersichtskarte nach BÖGEL & SCHMIDT (1976).
Der Pfeil kennzeichnet die Lage des Arbeitsgebietes.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Die zentralen und östlichen Karnischen Alpen sind ein klassisches Studienobjekt für die Erforschung des Paläozoikums in Europa (TOLLMANN, 1985) (Abb. 1). Ganz im Gegensatz dazu steht die geringe Aufmerksamkeit, die dem Westteil der Karnischen Alpen entgegengebracht wurde. Ursache sind zahlreiche Unsicherheiten über die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse, infolge der metamorphen Überprägung, des Mangels an Fossilien und einer komplexen Tektonik. Bestehende Einteilungen beruhen überwiegend auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen.

Besonders problematisch ist die Zuordnung der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Klastika. Diese liegen in Form von phyllitischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Quarziten vor und werden als Visdende-Schichten zusammengefaßt. In sie eingelagert sind Porphyroide (vgl. HEINISCH, 1981), Vorkommen von Metabasalten und eine grobklastische Faziesvarietät, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Zwischen den Klastika treten einzelne Züge von vorwiegend devonischen Karbonaten auf (Abb. 2). Ihre stratigraphische Beziehung zu den umliegenden Klastika ist infolge tektonischer Komplikationen meist nicht eindeutig zu klären.

Über die Klastika der westlichen Karnischen Alpen liegen bisher kaum Untersuchungen vor, obwohl sie immer wieder in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Beckens vom Ordovizium bis Namur einbezogen werden (VAI 1975; SCHÖNLAUB, 1979; VAI & COCCOZZA, 1986). Bis in jüngste Zeit werden dabei gegensätzliche Auffassungen vertreten. VAI (1975) sowie VAI & COCCOZZA (1986) fassen den gesamten klastisch-vulkanogenen Komplex der westlichen Karnischen Alpen als eine Parallelentwicklung zum Komplex der Hochwipfelschichten einschließlich der Dimonserie auf und stellen diesen entsprechend in das mittlere Karbon. Demgegenüber wird v.a. von österreichischer Seite ein ordovizisches Alter vertreten (HERITSCH, 1936; SCHÖNLAUB, 1979, 1985) und ein Vergleich mit den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen gezogen.

Die hier vorgelegten Ergebnisse einer grundlegenden Neubearbeitung der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität (Monte Fleons/Raudenspitz) sollen ein Beitrag zur Klärung der genannten Fragen sein. Ziel der Untersuchungen war es, Aussagen über das Bildungsmilieu der Fleonsformation zu machen (Liefergebiet, Ablagerungsraum, geotektonischer Rahmen) und die Stellung der Fleonsformation in der Entwicklung des süd- bzw. ostalpinen Paläozoikums näher zu bestimmen.

1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation

Die Fleonsformation besitzt ihre größte Verbreitung mit einer Mächtigkeit bis über 500 m am Karnischen Hauptkamm zwischen Letterspitz und Raudenspitz (Monte Fleons) und im Bereich des Roßkars (Abb. 2). Das Auftreten der für die Fleonsformation charakteristischen massigen, dunkel- bis blaugrün gelegentlich auch dunkelviolett gefärbten Grauwacken („Fleonsgrauwacken"; PELLIZZER & TOMADIN, 1962) ist weitgehend auf diese beiden Bereiche beschränkt. Einige Partien sind konglomeratisch ausgebildet, so besonders im Bereich Roßkar („Roßkarkonglomerat").

Die Grauwacken werden stets von häufig grün gefärbten, sonst grauen Quarziten begleitet („Tscharrknollenfazies"). Die Quarzite sind vorwiegend feinlaminiert bis dünn gebankt, können aber in massiger Ausbildung Bankamplituden bis über 50 cm erreichen. Sie gehen unter zunehmender Einschaltung von phyllitischen Tonschiefern fließend in die quarzitischen Schiefer der Visdende-Schichten über.

In der hier vorliegenden Arbeit werden die beiden Gesteinsgruppen der Fleonsformation unter den Begriffen „Grauwackenserie" und „Quarzitische Serie" geführt. Damit sollen Mißverständnisse mit unterschiedlich gebrauchten und bislang unzureichend definierten Lokalbezeichnungen vermieden werden (z. B. Tscharrknollenfazies). Eine sedimentologische und petrographische Charakterisierung bzw. Abgrenzung beider Gruppen wird in den entsprechenden Abschnitten vorgenommen.

1.3. Bisheriger Forschungsstand

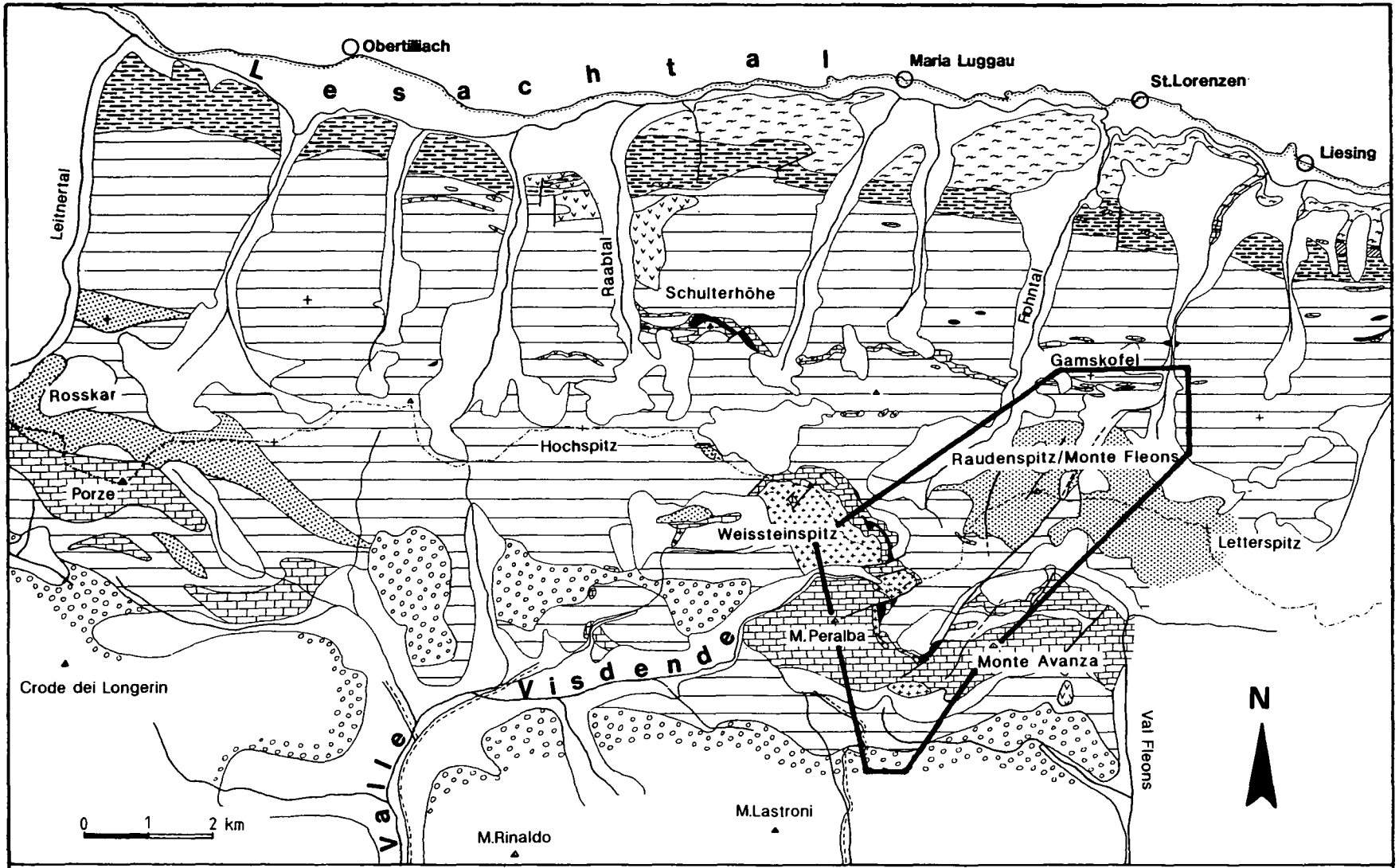
Über erste Dünnschliffuntersuchungen von Gesteinen der Fleonsformation berichtet FRECH (1894) in seiner Monographie über die Karnischen Alpen. Festgestellt wurden neben

„ ... normalem klastischen Material ... Bestandteile eruptiver Herkunft ... "

FRECH betrachtet die Fleonsformation bereits als fazielle Einschaltung in die Visdende-Schichten und faßt beide unter dem Begriff „Mauthener Schichten" zusammen. Er weist diesen Komplex dem Kambroordoviz zu. Von GEYER (1902) stammt die Typisierung der Gesteine der Fleonsformation als Diabastuffe, die in der Folge von HERITSCH (1936) übernommen wird. Während GEYER das Alter offen läßt, tritt HERITSCH für Ordovizium ein. SELLI (1946, 1963) verweist auf eine mögliche Beziehung der Fleonsformation zur Dimonserie, was ein karbonisches Alter bedeuten würde. Eine sedimentpetrographische Untersuchung von Gesteinen der Fleonsformation stammt von PELLIZZER & TOMADIN (1962). Die Autoren unterscheiden laminierte und kompakte Bereiche und klassifizieren die Gesteine als Grauwacken. Das Ablagerungsmilieu und die stratigraphische Stellung der Fleonsformation bleiben in dieser Arbeit unberücksichtigt. SCHÖNLAUB (1985) erwähnt Bryozoenfunde vom Westkamm der Raudenspitz, die ein ordovizisches Alter erhärten.

2. Methodik

Die Untersuchungen wurden schwerpunktmäßig im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon durchgeführt. Hier erfolgte eine grenzüberschreitende Kartierung im Maßstab 1 : 10.000, die von der permomesozoischen Überlagerung im Süden bis zum Gamskofel im Norden reichte (siehe beiliegende Farbkarte). Im Bereich der Fleonsformation wurden detaillierte lithologische Profile aufgenommen und Faziesvarietäten auskartiert. Im gesamten Gebiet erfolgte die Entnahme zahlreicher Proben für Dünnschliffuntersuchungen,



GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER WESTLICHEN KARNISCHEN ALPEN ZWISCHEN LETTERSPITZ UND PORZE

VARISZIKUM

- Gailtalkristallin
- Tonalit
- Phyllite
- Tonschiefer ±quarzitisch
- Kalke
- Lydite
- Vulkanite
- Porphyroide
- Fleonsformation

POSTVARISZISCHES DECKGEBIRGE

- Grödener Schichten

Abb. 2.
Geologische Übersichtskarte der westlichen Karnischen Alpen.
Zusammengestellt nach unveröffentlichten Kartierergebnissen von G. FLAJS, nach SELLI (1946), GEYER (1902) und eigenen Ergebnissen.
Das Arbeitsgebiet im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons ist schwarz eingerahmt.

geochemische Analysen sowie einiger Proben für eine palynologische Aufbereitung. Die begleitende Einmessung und Auswertung tektonischer Elemente sollte zur Aufklärung tektonischer Zusammenhänge beitragen. Parallelbegehungen wurden vor allem im Bereich des Roßkars und des Obstanser Sees durchgeführt.

3. Geologischer Rahmen

3.1. Stratigraphie

Trotz einer häufig komplexen Detailtektonik sind einzelne lithologische Einheiten im W–E-Streichen der westlichen Karnischen Alpen oft über größere Strecken zu verfolgen. So gliederte SCHMID (1930) z. B. das Paläozoikum der Königswandgruppe in „Streifen" auf. Nach SCHÖNLAUB (1979) können daher die Verbandsverhältnisse als im großen Rahmen gewahrt angesehen werden.

Die W–E-streichenden paläozoischen Einheiten im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen können in einen vorwiegend pelagisch geprägten nördlichen und einen vorwiegend flachmarinen südlichen Fazieskomplex unterteilt werden. Trennungslinie ist eine Störungszone nördlich der Fleonsformation. Ein stratigraphisch-fazielles Schema gibt Abb. 3 wieder. Die zeitliche Zuordnung beruht auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen und kann vor allem für das Silur (Schwarzschiefer und Lydite) und das Devon (Plattenkalke, Flaserkalke, helle Massenkalke) trotz fehlenden Fossilinhalts als sicher gelten. Die Stellung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten ist aus den Geländebefunden nicht eindeutig zu klären (Störungskontakte, vgl. beiliegende Farbkarte).

Der heute im Norden des Untersuchungsgebietes liegende, geringmächtigere pelagische Komplex ist mit der Bischofsalm-Fazies in den östlichen Karnischen Alpen zu vergleichen. Im Ordovizium fehlen dort der Fleonsformation oder dem Porphyroid vergleichbare Einschaltungen. Es treten jedoch in der Position nördlich eines devonischen Flaserkalkzuges besonders im Bereich der Schulterhöhe mächtige Diabase auf (vgl. Kap. 3.3.). Im Silur ist eine Kieselschiefer-Kalk-Wechselfolge entwickelt. Von Klastika unterbrochen, schließen sich devonische Flaserkalke an, die in den Zentralkarnischen Alpen als Rauchkofel-Fazies bezeichnet werden. Riffkalke fehlen.

Der südliche Fazieskomplex repräsentiert dagegen ein überwiegend flachmarines Milieu, das ausgehend (?) von der Fleonsformation und dem Porphyroid nach einer Vertiefung im Silur (Schwarz- und Kieselschiefer) und Unterdevon (Plattenkalke, Flaserkalke) in eine mitteldevonische Riffplattform mündet.

Eine Beschreibung der einzelnen lithologischen Einheiten wird in HINDERER (1988) gegeben.

3.2. Palynologische Untersuchungen

Mit Hilfe von Palynomorphen konnten für bislang als fossilfrei geltende schwachmetamorphe Schiefer der Ost- und Südalpen in den letzten Jahren einige Datierungen gewonnen werden (SASSI et al., 1984; PRIEWALDER & SCHUMACHER, 1976; SCHNEPF, 1989). Wie diese Arbeiten zeigen, sind Funde bis in grünschieferfazielle Phyllite möglich. Es wurde angesichts der ungesicherten Altersfrage der Versuch unternommen, einige phyllitische Tonschieferproben aus der Fleonsformation und den umliegenden Visdende-Schichten auf Palynomorphen hin zu untersuchen.

Die Aufbereitung der 18 ausgewählten Proben erfolgte in Anlehnung an das Verfahren von JENKINS (1967) und RAUSCHER (1973).. Trotz systematischer Auswertung von 140 Glycerinpräparaten konnten keine mit Sicherheit biostratigraphisch verwertbaren Objekte gefunden werden. Auffallend ist, daß alle Proben kaum organisches Material führen, wie es beim Eintrag von Pflanzenhäcksel zu erwarten wäre. Da karbonische Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen eine zum Teil reichliche Pflanzenführung aufweisen, spricht dies gegen ein karbonisches Alter der Fleonsformation.

3.3. Metabasalte

Die Zusammenstellung neuer Untersuchungsergebnisse über die Metabasalt- und Porphyroidvorkommen in den westlichen Karnischen Alpen bleibt einer gesonderten Arbeit vorbehalten. Hier sollen nur die für eine spätere Diskussion notwendigen Ergebnisse zusammengefaßt werden.

Beprobt und mit Röntgenfluoreszenz unter Verwendung internationaler Standards analysiert wurden Diabaslagergänge nördlich des Öfner Jochs (s. Abb. 5 bzw beiliegende Farbkarte), ein Diabastuffvorkommen südlich der Zwölferspitz und ein Komplex effusiver Metabasalte im Raabtal. Alle untersuchten Metabasalte sind aufgrund der Spurenelementcharakteristik als mildalkalische Intraplattenbasalte anzusprechen. Die beprobten Vorkommen Öfner Joch und Raabtal können jedoch nicht auf ein gemeinsames Stammagma zurückgeführt werden. Neben Alkali-Olivinbasalten handelt es sich vorwiegend um Hawaiite und Mugearite. Niedrige Y-Gehalte und der mildalkalische Charakter weisen auf einen erhöhten Aufschmelzungsgrad hin und machen die Förderung in einem Intraplattenmilieu auf gedünnter kontinentaler Kruste wahrscheinlich. Über Ergebnisse von Mikrosondenuntersuchungen an Pyroxenen der Diabaslagergänge wird in Abschnitt 8.2. berichtet.

3.4. Porphyroide

Das Hauptvorkommen von Porphyroiden in den westlichen Karnischen Alpen ist unter der Bezeichnung Comelico-Porphyroid bekannt. Dieses Vorkommen liegt westlich außerhalb des bearbeiteten Gebietes. Untersuchungen liegen von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979) vor.

Die Porphyroide im Bereich der Weißsteinspitz sind vom eigentlichen Comelico-Porphyroid getrennt (Verbreitung siehe beiliegende Farbkarte). Röntgenfluoreszenzanalysen von zehn Proben dieses Vorkommens zeigen eine geringe Streubreite und eine hohe Übereinstimmung mit den Daten für den Comelico-Porphyroid von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979), so daß ein genetischer Zusammenhang anzunehmen ist. Nach den Analysen handelt es sich um subalkalische high-K-Rhyodazite bis Rhyolithe. Am wahrscheinlichsten ist die Förderung im Zusammenhang mit Subduktions- oder Kollisionsprozessen. Eine Ableitung aus

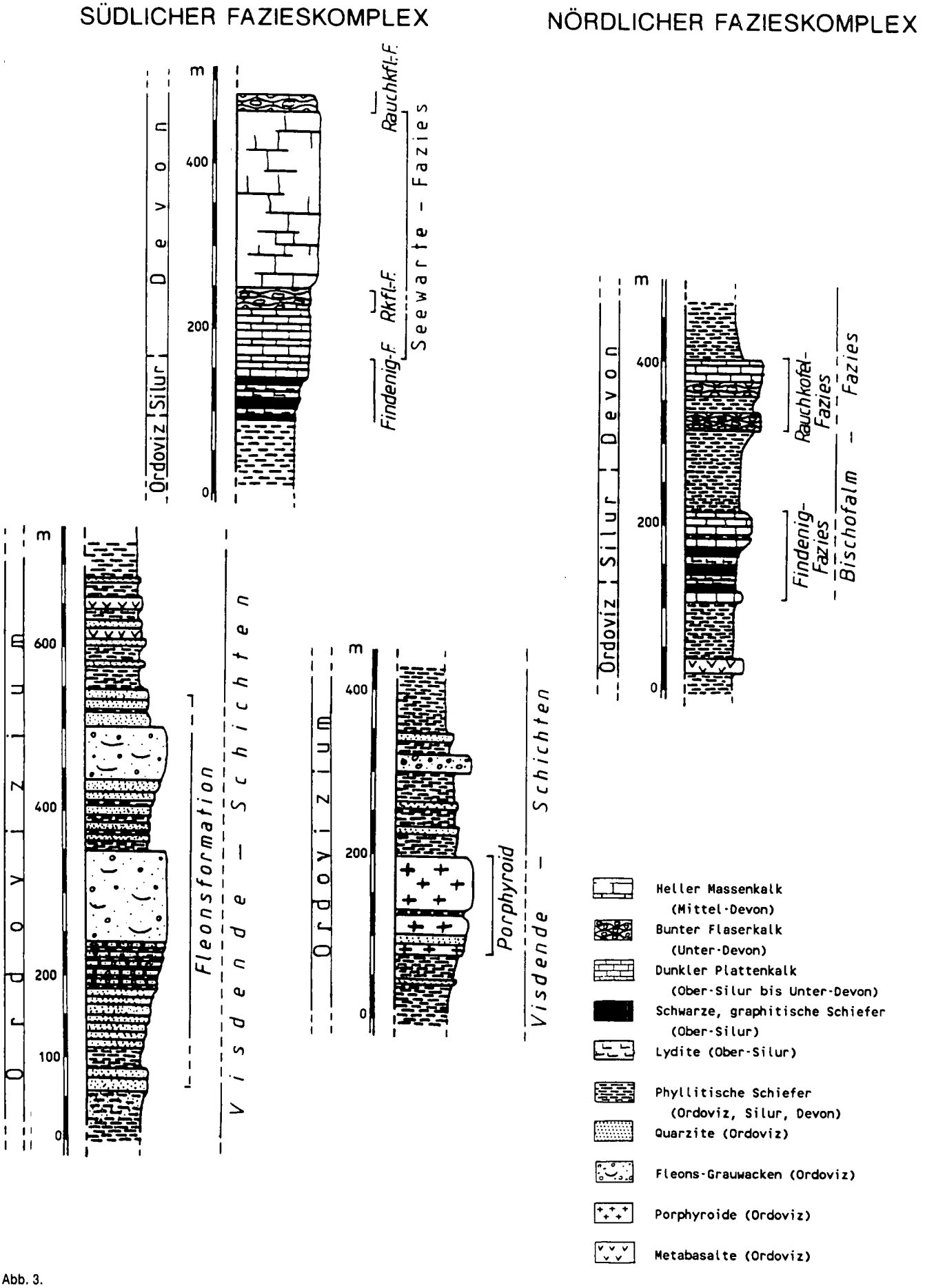


Abb. 3.
Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen.

den Metabasalten durch Kristallisationsdifferentiation ist nicht möglich.

3.5. Metamorphose

Im Gegensatz zum Ost- und Zentralteil sind die paläozoischen Serien im Westteil der Karnischen Alpen metamorph überprägt. Aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen kann der Temperaturbereich nur grob eingegrenzt werden, da fazieskritische Minerale weitgehend fehlen. Eine Abschätzung mit einer oberen Stabilitätsgrenze für Stilpnomelan bei Anwesenheit von Muskowit (WINKLER, 1979) und der Quarzrekristallisationstemperatur liefert einen Temperaturbereich von 300–450°. Anhand von Gefügemerkmalen ist ein leicht von N(NE) nach S(SW) zunehmender Metamorphosegrad innerhalb des Arbeitsgebietes festzustellen.

3.6. Tektonik

Begleitend zu den Kartierarbeiten erfolgte eine tektonische Aufnahme des Gebietes. Dabei konnten mindestens vier Deformationsphasen unterschieden werden, deren genaue Einordnung nur in größerem Rahmen zu klären ist. Es soll daher hier lediglich der Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes anhand eines Profils erläutert werden (Abb. 4). Zur Orientierung kann die beiliegende Farbkarte herangezogen werden.

Im Bereich des Gamskofels grenzt die Fleonsformation entlang einer mehrfach aufgegliederten Störungszone an den nördlichen Fazieskomplex, der hier mit devonischen Flaserkalken und Kalkphylliten abschließt. Die Fleonsformation ist von dieser Störungszone bis an das Öfner Joch isoklinal verfaltet. Die Muldenbereiche sind ausgequetscht und werden von jüngeren Bruchstörungen durchzogen. Das Val Fleons wird von intensiv verfalteten Phylliten und Quarzphylliten eingenommen. Am Nordfuß des Monte Avanza quert das Profil eine intensive Schuppungszone, die sich an der gesamten nördlichen Basis des Kalkzuges von Monte Avanza, Monte Chiadenis, Monte Peralba, Weißsteinspitz bis zur Torkarspitz entlangzieht. In die Schuppung einbezogen sind dunkle Plattenkalke, Flaserkalke, Porphyroide, Schwarzschiefer mit Lyditen und Phyllite. Es kommt bei den Kalken häufig zu mehrfacher Schichtwiederholung. Südlich der hellen Massenkalke, die den schroffen Aufbau des Monte Avanza bilden, setzen erneut Phyllite mit eingelagerten Quarziten ein, die petrographisch den Gesteinen im Val Fleons sehr ähnlich sind. Im Bereich der Casa Vecchia greifen dann diskordant die postvariszischen Grödener Schichten über.

4. Sedimentologie

4.1. Methodik

Trotz der teilweise intensiven Deformation und Schieferung sowie der metamorphen Überprägung sind bereichsweise gut erhaltene Sedimentstrukturen und Sequenzen innerhalb der Fleonsformation zu beobachten. Soweit es die Geländeverhältnisse zuließen, wurden Profile aufgenommen und verschiedene Faziestypen auskartiert. Die Abbildungen 5 und 6 geben die erstellte Karte und zwei Profilschnitte wieder. Die ver-

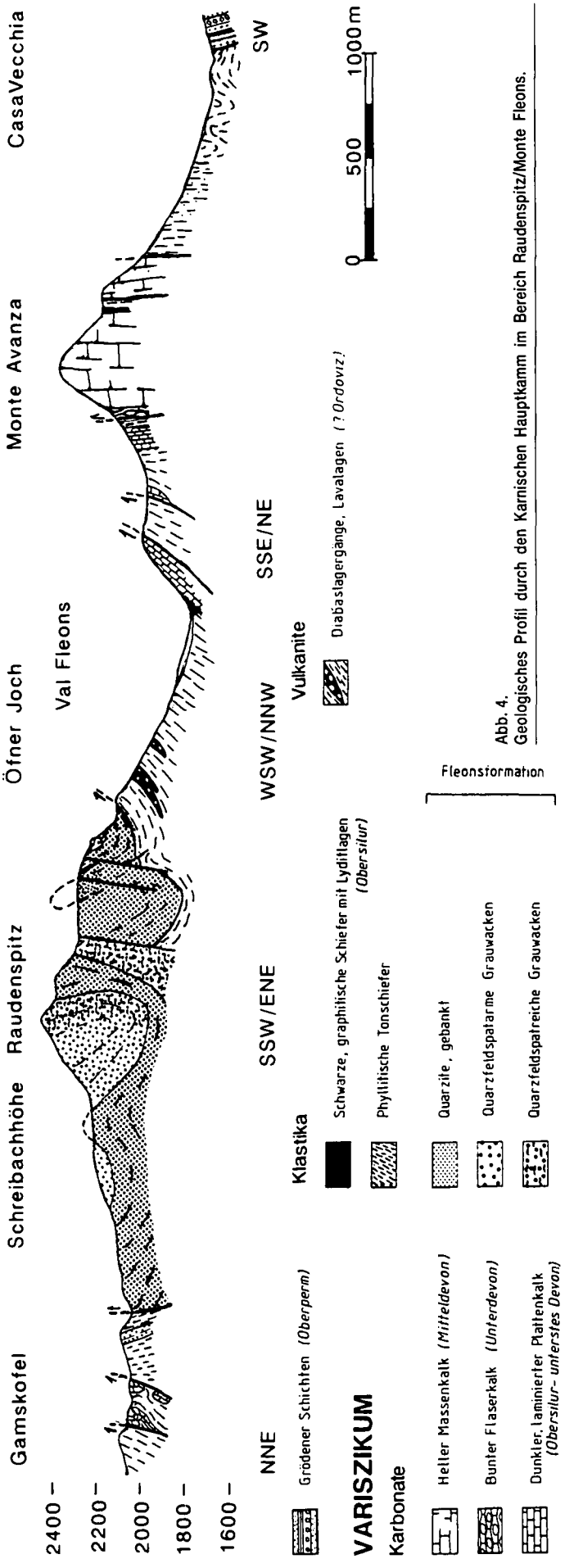


Abb. 4.
Geologisches Profil durch den Karnischen Hauptkamm im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons.

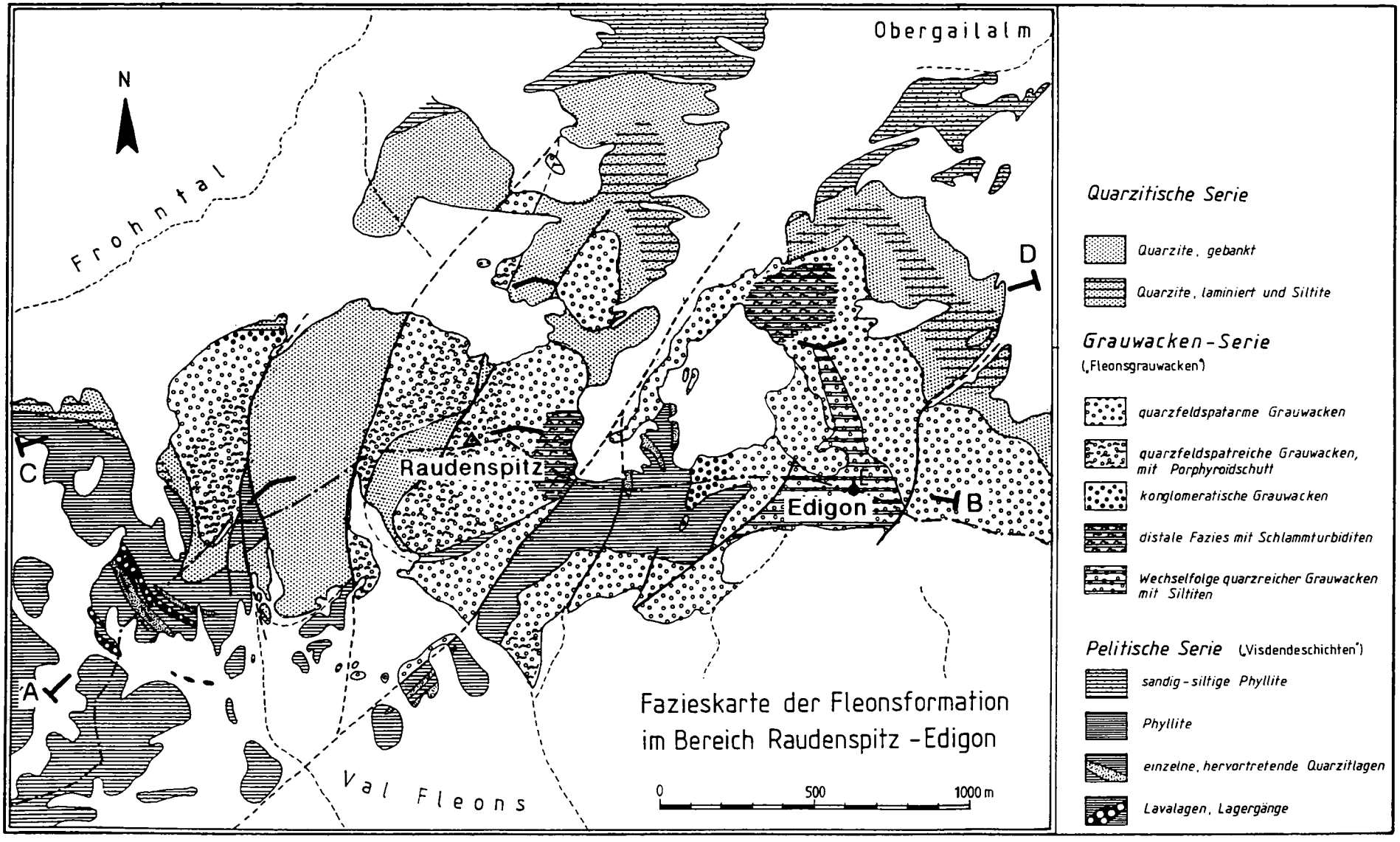


Abb. 5.
Fazieskarte der Fleonsformation für den Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon.
Eingetragen ist die Lage der Profilschnitte von Abb. 6.

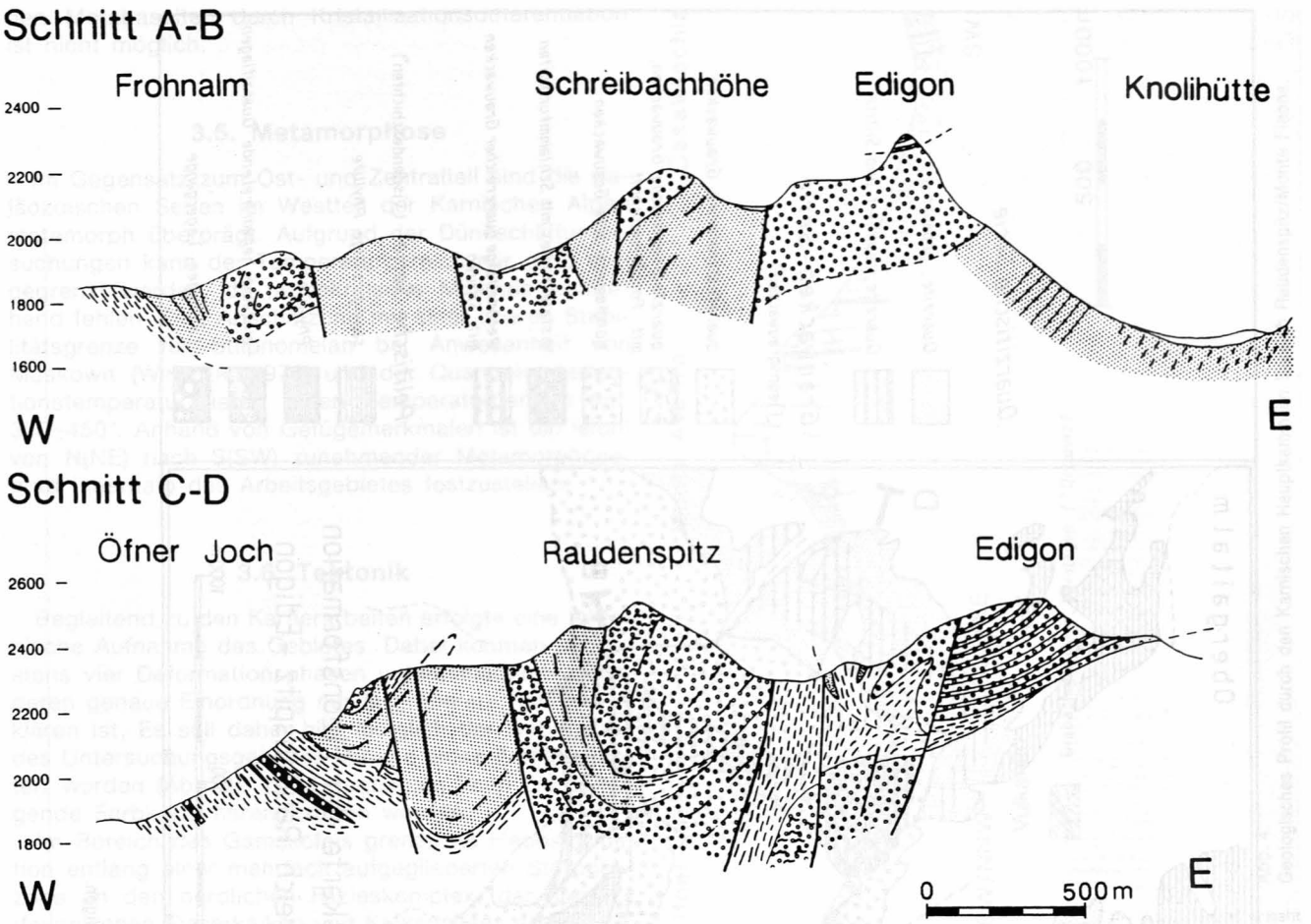


Abb. 6.
Zwei Profilschnitte durch die Fleonsformation.
Die Lage der Profile und Signaturen geht aus Abb. 5 hervor.

Abb. 7.
Der Kammabschnitt Raudenspitz/Monte Fleons – Edigon mit Blick von Süden.
Die Ansicht entspricht weitgehend dem Profilschnitt C-D in Abb. 6.

breitetsten Faziestypen sind auch in der beiliegenden Farbkarte angegeben.

Die unterschiedenen Faziestypen sollen anhand eines lithostratigraphischen Profils erläutert werden, das vom Gipfel der Raudenspitz dem Kamm nach Westen folgt und eine 350 m mächtige Abfolge der Fleonsformation erfaßt (Abb. 8). Die Abfolge ist steil gestellt, aber aufrecht lagernd. Es treten keine größeren tektonischen Komplikationen auf.

4.2. Lithostratigraphisches Profil Raudenspitz (Monte Fleons)

Das Profil setzt mit seiner Basis im Gipfelbereich der Raudenspitz ein. Die Profilfortsetzung ins Liegende konnte infolge schwieriger Aufnahmeverhältnisse (ausgesetzter Grat!) und tektonischer Komplikationen (isoklinale Faltenstruktur der Raudenspitz) nicht detailliert durchgeführt werden. Generell ist in diese Richtung eine Verfeinerung des Detritus festzustellen. Charakte-

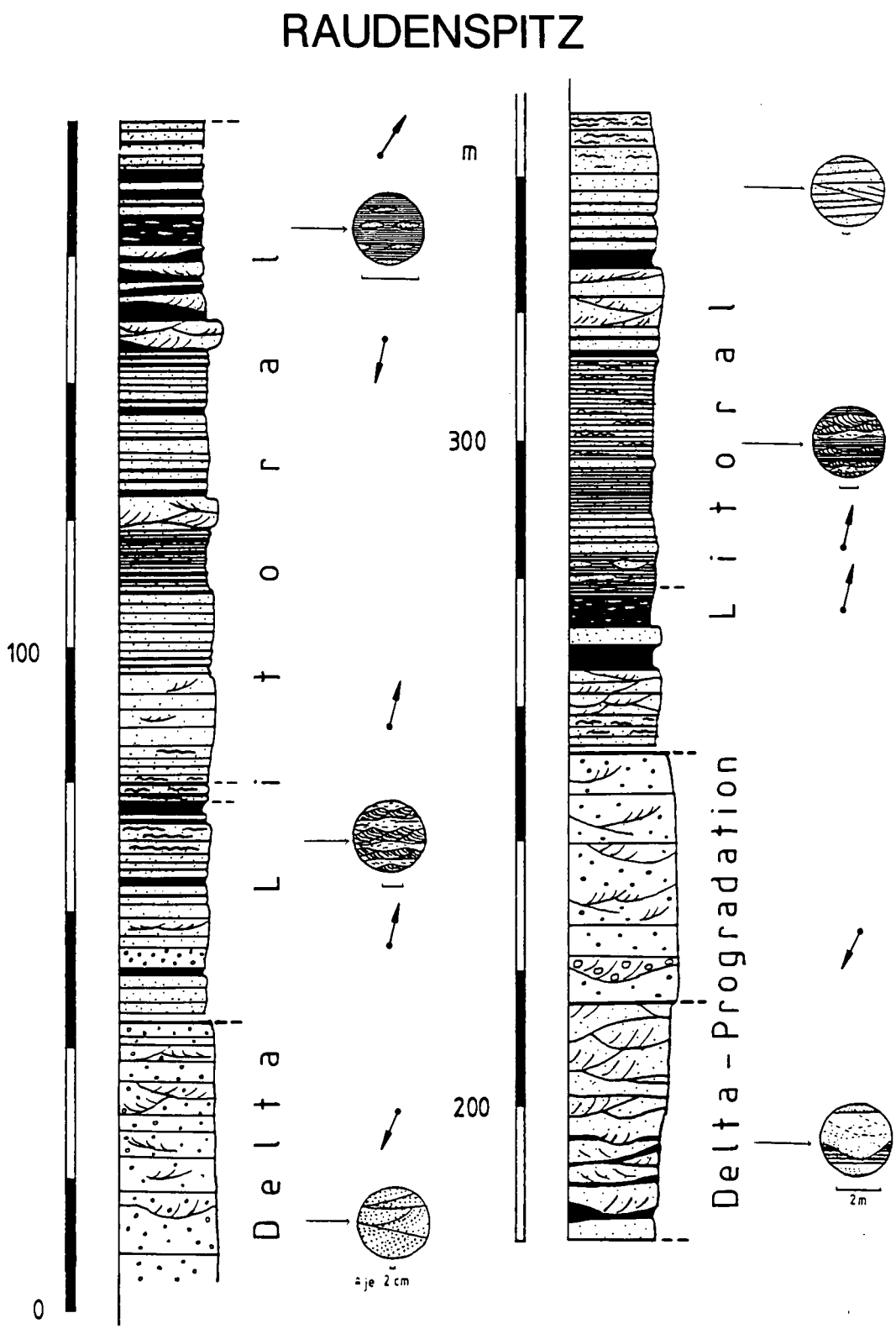


Abb. 8.
Lithostratigraphisches Profil der Fleonsformation. Aufnahme ausgehend vom Gipfel der Raudenspitz/ Monte Fleons entlang des Kammes nach Westen (= Hangendes). Die Kreise heben charakteristische Sedimentstrukturen hervor. Die Pfeile geben Schüttungsrichtungen an (Norden oben).

ristisch sind feinlaminierte Silt- und Tonsteine mit gradierten Lagen (Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1).

Der Gipfel der Raudenspitz wird von massigen Grauwacken aufgebaut, die fast durchweg eine trogförmige Schrägschichtung aufweisen (Taf. 1, Fig. 2). Gelegentlich sind Channel-Füllungen mit einer Fining-upward-Sequenz ausgebildet. Siltig-tonige Zwischenlagen sind jedoch selten.

In der Profilfortsetzung nach Westen kommt es zu einer Abnahme der Bankmächtigkeiten in der Grauwakkenserie. Danach setzt die Quarzitische Serie ein, in die am Beginn noch einige Grauwackenbänke eingeschaltet sind. Über 140 m Profillänge dominiert eine Wechselfolge von Quarziten, Siltiten und Tonschiefern. Eingelagert sind kleinere Coarsening-upward-Zyklen. Die Quarzite sind oft gebankt und zeigen gelegentlich eine planare Schrägschichtung. Im Übergang zu feinklastischerem Material bildet sich eine Flaser- bis Linsenschichtung aus, in der Rippelstrukturen zu erkennen sind. Neben Strömungsrippeln (Abb. 9) ist ein Teil dieser Rippeln eindeutig als Wellenrippeln anzusprechen (Abb. 10).

Im Bereich des westlichen Vorgipfels der Raudenspitz treten zunehmend massige Rinnenfüllungen auf (Taf. 1, Fig. 1), über denen dann erneut die Schüttung von Grauwacken einsetzt. Bei leicht gestörtem Kontakt folgt im Hangenden wiederum die Quarzitische Serie.

4.3. Interpretation des Profils

Das Profil der Abb. 8 läßt erkennen, daß die Sedimentation einem übergeordneten Coarsening-upward-Zyklus unterliegt. Sedimentstrukturen, Schichtungssequenzen und die Petrographie lassen folgende Charakterisierungen des Ablagerungsmilieus zu:

Die Quarzitische Serie zeigt litorale Ablagerungsbedingungen an. Ein eindeutiger Indikator sind die beobachteten Wellenrippeln. Bankung, planare Schrägschichtung und Rippelschrägschichtung zusammen mit Coarsening-upward-Zyklen weisen auf den Faziesraum von Barrensanden hin, der an wellendominierte Küsten gebunden ist (SELLEY, 1978). Ein wichtiger Hinweis auf dieses Ablagerungsmilieu ist auch der hohe Reifegrad der Sande, der eine Folge der intensiven Umlagerungsprozesse ist (HOUSEKNECHT, 1980). Feinklastische Profilabschnitte mit Linsen- und Flaserschichtung dürften intertidal beeinflußte Bereiche zwischen vorgelagerten Barren und der eigentlichen Küste repräsentieren.

Die Grauwackenserie ist anhand der massigen Schrägschichtungssequenzen und des Coarsening-upward einem deltaisch-fluviatilen Milieu zuzuschreiben. Die monotone Schrägschichtungssequenz ist kennzeichnend für geschlossene, lobate Schüttungskörper mit hoher Reliefenergie, sogenannten Fandeltas. Charakteristisch ist wie im vorliegenden Fall die Schüttung eines unreifen, teilweise groben Detritus. Einen Übergangstypus zur litoralen Fazies repräsentiert die Wechsellagerung quarzitischer Siltite und Grauwacken im Bereich des Edigongipfels (Abb. 5 und 6).

Die in die Grauwackenserie eingelagerte feinturbiditische Fazies repräsentiert distale Verhältnisse. Die turbiditischen Lagen zeigen kleinräumige Suspensionsströme an, wie sie durch eine Übersteilung des Deltaabhangs bei einem raschen Vorbau ausgelöst werden (SELLEY, 1978). Es handelt sich danach um eine Prodeltafazies.

Für die Fleonsformation ergibt sich somit ein deltaisch-litorales Sedimentationsmodell. Das Profil spiegelt dabei die Interaktion deltaischer und litoraler Prozesse wieder. Ausgehend vom Schönjöchl über die Raudenspitz bis zum westlichen Vorgipfel ist eine Deltaprogradation zu verfolgen, die von einer feinturbiditischen Prodeltafazies bis zu einem immer gröber und massiger werdenden, fluviatilen Schüttungskörper reicht. Das Einsetzen der litoralen Fazies der Quarzitischen Serie westlich des Gipfels kündet das Auflassen des Deltaarmes und eine marine Aufarbeitung der Deltaplattform an. Am westlichen Vorgipfel zeigen grobe Grauwackenlagen einen erneuten kurzen Vorstoß eines Deltaarmes an, der bald wieder der Aufarbeitung unterlag.

Die Wechselwirkung fluviatiler und mariner Prozesse kann auch an den gemessenen Schüttungsrichtungen abgelesen werden (Abb. 8). Rippeln in der Quarzitischen Serie und Schrägschichtungströge in der Grauwackenserie zeigen eine genau entgegengesetzte Strömungsrichtung an. Das Hinterland deutet sich da-

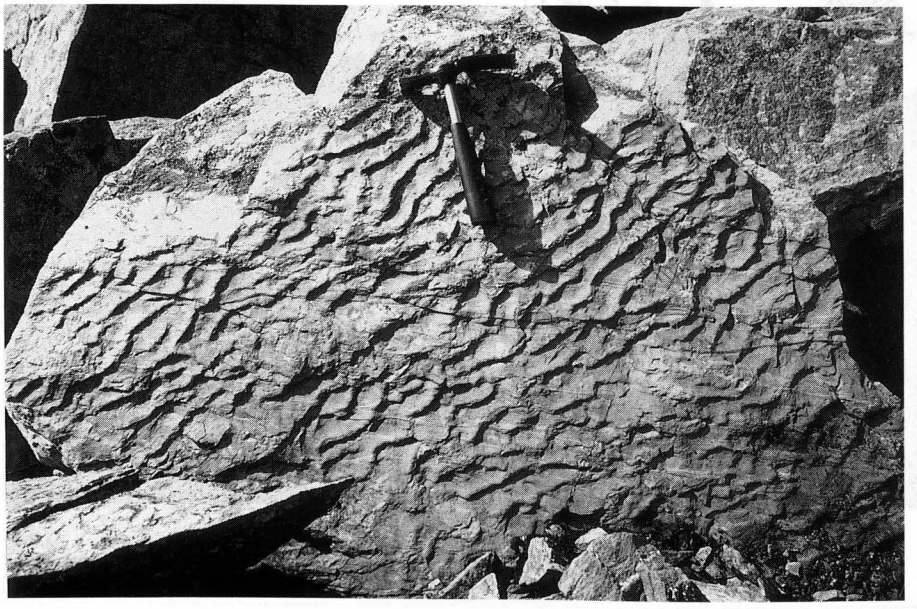


Abb. 9.
Strömungsrippeln auf der Schichtoberfläche einer Quarzitbank.
Lokalität: 100 m nördlich Gipfel des Edigon.

Abb. 10.
Wellenrippeln aus der Quarzitischen Serie der Fleonsformation.
Lokalität: 200 m westlich des Gipfels der Raudenspitz/Monte Fleons.

nach im NNE an, bezogen auf die heutige Lage der Fleonsformation.

Fandeltas sind nach MIALL (1984) und PETTIJOHN et al. (1987) typisch für Gebiete mit Horst- und Grabenstrukturen, Riftsystemen und herausgehobenen Küstenabschnitten aktiver Kontinenträndern sowie Inselbögen und haben damit auch eine paläotektonische Signifikanz.

5. Petrographie der Fleonsformation

5.1. Methodik

Zur petrographischen Bearbeitung der Fleonsformation wurden zahlreiche Dünnschliffe angefertigt. Die Auswertung unter dem Mikroskop erfolgte vor allem unter dem Aspekt der Herkunft der detritischen Komponenten.

5.2. Detritischer Mineralbestand

5.2.1. Quarz

Quarz ist der häufigste detritische Mineralkorntyp auch der Grauwackenserie. Seine Korngrößenverteilung deckt gemäß dem unreifen Charakter der Grauwacken ein breites Spektrum ab (bis 3 mm). Die Kornumrisse sind bevorzugt unregelmäßig kantig, was auf ein Zerbrechen oder Anschlagen der Körner während des Transports hindeutet. Mit zunehmendem Quarzgehalt nimmt auch der Rundungsgrad zu. Nicht selten treten zwischen überwiegend kantigen auch gut gerundete Formen auf, die vermutlich aus aufgearbeiteten Intraklasten reiferer Sande stammen.

Besonders in den quarzfeldspatreichen Grauwacken (vgl. Kap. 5.6.1.) fallen große, idio- bis hypidiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten auf (Taf. 5, Fig. 2). In Schliffen mit stärker durchbewegtem Gefüge und verstärkter Rekristallisation sind die ursprünglichen Kornumrisse teilweise durch Anwachssäume und Rekristallisate unkenntlich gemacht. Die Undulosität ist unterschiedlich ausgeprägt. Auffallend ist, daß oft große Quarzindividuen keine oder nur schwache Undulosität aufweisen. Böhmsche Streifung und Tuttle-Lamellen sind an allen Quarzen häufig zu beobachten. Gelegentlich treten Mineraleinschlüsse von Biotit, idiomorphem Zirkon, nadeligem Rutil und Apatit auf.

Herkunftsindikatoren

Quarze können anhand ihrer Undulosität, Mineraleinschlüsse, Kornumrisse und Polykristallinität Hinweise auf das Ursprungsgestein geben. Eine quantitative Analyse, wie sie z.B. BASU (1975) vorschlägt, scheitert bei metamorph überprägten Klastika an den Unwägbarkeiten sekundärer Veränderungen. So konnte häufig eine an Korn-zu-Korn-Kontakte gebundene Undulosität oder verstärkte Subkornbildung entlang von Schieferungsbahnen und Klüften festgestellt werden. Davon unabhängige Unterschiede der Undulosität und Polykristallinität benachbarter Quarzkörner sind jedoch als Hinweis auf den unterschiedlichen Ursprung der Quarze zu werten.

Polykristalline Quarzaggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und kristallographischer Orientierung deuten auf eine Quelle niedriggradiger Metasedimente im Einzugsgebiet der Fleonsgrauwacken hin (Taf. 5, Fig. 6). Unter den monokristallinen Quarztypen sind vulkanische Quarze am besten zu unterscheiden. Sie zeichnen sich durch idio- bis hypidiomorphe Umrisse, fehlende Undulosität, das klare Erscheinungsbild und häufig durch Korrosionsbuchten aus. Allerdings erwiesen sich manche der durch den idiomorphen Umriß als vulkanisch einzustufenden Quarze als sekundär stark undulös und durch Tuttle-Lamellen getrübt. Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen besitzen Quarze metamorpher oder plutonischer Abkunft häufig Mineraleinschlüsse. Diese Quarzgruppe der Fleonsformation kann daher einer plutonischen oder metamorphen Quelle zugeordnet werden.

5.2.2. Feldspäte

Alkalifeldspäte liegen meist als Fleckenperthite vor (Tafel 3, Fig. 6). Seltener sind spindelförmige Entmischungsstrukturen oder eine vollständige Umkristallisa-

tion in Schachbrettalbit. Gelegentlich ist eine reliktische Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten. Tritt diese zusammen mit einer dünntafeligen Tracht auf, dürfte es sich um ehemaligen Sanidin handeln (Taf. 3, Fig. 4). Mikroklin konnte in mehreren Schliffen nachgewiesen werden (Taf. 3, Fig. 7). Alle untersuchten, meist polysynthetisch verzwillingten Plagioklase erwiesen sich als Albite (vgl. Kap. 8.3). Es liegt damit eine vollständige Albitisierung der Plagioklase vor. An Einschlüssen finden sich Quarz, Zirkon und regellos durchsetzender, stengeliger Apatit.

Herkunftsindikatoren

Hinweise auf den Ursprung der Feldspäte können deren Zusammensetzung, Zonierung und Verzwillingung geben. Infolge der hohen Anfälligkeit der Feldspäte gegen Umwandlungen sind diese Parameter jedoch häufig nicht anwendbar (vgl. Kap. 8.3.).

Eine Zonierung von Feldspäten der Grauwackenserie ist gelegentlich in Alterierungsunterschieden angedeutet, läßt jedoch keine nähere Aussage zu. Mit Hilfe der Verzwillingung konnten Mikroklin und Sanidin identifiziert werden. Mikroklin ist ein eindeutiger Indikator für saure Plutonite, sofern seine detritische Natur außer Frage steht (ZIMMERLE, 1976). Mikroklin kann auch durch Rekristallisation ehemaligen Sanidins oder authigen gebildet werden (TRÖGER, 1967). Im vorliegenden Fall sprechen jedoch Abrundung, Korngröße und Gefügebeziehung für klastischen Mikroklin. Die häufig zu beobachtende polysynthetische Albitverzwilligung ist ohne Aussagekraft (HELMOLD, 1985).

Idiomorphie zeigt auch bei Feldspäten eine vulkanische Quelle an (BLATT, 1967). Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen ist Idiomorphie jedoch infolge der geringeren mechanischen Stabilität bei Feldspäten seltener zu beobachten. Ein weiterer Hinweis auf eine vulkanische Quelle sind die an einigen Feldspäten auftretenden primären Resorptionserscheinungen (Taf. 3, Fig. 3). Mineraleinschlüsse sind im wesentlichen auf Feldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle beschränkt.

5.2.3. Schichtsilikate

Muskowit ist fast immer in bis zu 1 mm langen Plättchen vertreten und oft schon makroskopisch auf den Schichtflächen erkennbar. In feinklastischen Lagen ist er besonders häufig. Unter dem Mikroskop erscheint Muskowit stets frisch, gelegentlich jedoch zerbrochen, gebogen oder aufgeblättert. Biotit ist seltener und zeigt randliche Umwandlung in Chlorit. Bei stärkerer oder vollständiger Zersetzung bilden die Umwandlungsprodukte faserig-büschelige Aggregate mit grün-braunem Pleochroismus.

Herkunftsindikatoren

Muskowit wird primär nur in Granitoiden, Pegmatiten und Metamorphiten gebildet, nicht jedoch in Vulkaniten (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). In Granitoiden überwiegt meist Biotit (FÜCHTBAUER, 1988). Ist Muskowit verstärkt vertreten wie im vorliegenden Fall, kann auf eine metamorphe Quelle geschlossen werden (BLATT et al., 1980).

5.2.4. Schwerminerale

Neben den typischen nichtopaken Schwermineralen klastischer Sedimente wie Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit, konnte Pyroxen und Granat gefunden werden.

Pyroxen ist in einigen Grauwackenschliffen zusammen mit basischem Vulkandetritus vertreten (Taf. 3, Fig. 1 und Fig. 2). In einer Probe erreicht er einen Anteil von 6 % am detritischen Modalbestand. Die Pyroxene sind meist kantig zerbrochen, selten etwas angerundet. Einzelne Pyroxene erreichen bis über 1 mm. Stets ist eine mehr oder weniger stark fortgeschrittene Uralitisierung und Chloritisierung, seltener eine Epidotisierung zu beobachten.

Granat konnte nur in zwei Schliffen festgestellt werden. In einem Schliff aus den quarzfeldspatreichen Grauwacken tritt er in Schwermineralbändern zusammen mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und opaken Erzkörnern auf. Die Granate befinden sich überwiegend in fortgeschrittenem Zersetzungsstadium unter Bildung von Serizit und Fe-betontem Chlorit.

Die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil sind besonders in den stärker aufgearbeiteten Subgrauwacken und Quarziten angereichert. Zirkon läßt gelegentlich noch eine prismatische Tracht mit angerundeten Enden erkennen. Turmalin ist meist gut gerundet und besitzt überwiegend olivgrünen Pleochroismus. Große, idiomorphe Apatite treten zusammen mit hohen Anteilen saurer Vulkanitfragmente auf. In einigen Schliffen fallen abgerundete Epidotkörner auf, die damit wahrscheinlich detritischer Natur sind. In einer Probe waren einzelne Körner von Chromit zu identifizieren. Unter den opaken Erzen ist der hohe Anteil an Titanomagnetit bemerkenswert.

Herkunftsindikatoren

Schwerminerale sind infolge großer Diversität und charakteristischer Paragenesen wertvolle Indikatoren des Liefergebietes. Probleme ergeben sich jedoch durch unterschiedliche Lösungsanfälligkeiten während der Diagenese und Metamorphose (MORTON, 1985a und 1985b). Zugleich muß bei ultrastabilen Schwermineralen immer eine multizyklische Vergangenheit in Betracht gezogen werden.

Einige Autoren versuchen die pleochroitische Eigenfarbe von Turmalin in Bezug zum Ursprungsgestein zu setzen (BLATT et al., 1980). Braungrüner Pleochroismus spricht danach für eine granitoide Quelle. Blaue Farben, wie sie in seltenen Fällen beobachtet werden konnten, besitzen Turmaline aus Pegmatiten.

Hauptquelle für Rutil sind nach FORCE (1980) hochgradig-regionalmetamorphe Serien. Magmatische Gesteine (einschließlich Granite) liefern nur geringe Mengen an Rutil. Apatit entstammt vor allem sauren Magmatiten. Chromit ist fast ausschließlich auf ultramafische Gesteine beschränkt (BLATT et al., 1980). Damit ist die Existenz von Ultramafitkörpern im Liefergebiet der Fleonsformation sehr wahrscheinlich. Die große Häufigkeit von Titanomagnetit in der Grauwackenserie steht im Zusammenhang mit der Aufarbeitung basischer Vulkanite. Die Herkunft der Granate und Pyroxene wird mit Hilfe von Mikrosondenanalysen in Kap. 8. diskutiert.

5.3. Gesteinsfragmente

Gesteinsfragmente sind direkte Belege der Lithologie des Liefergebietes. Angesichts ihres hohen Anteils in der Grauwackenserie sind sie entsprechend wichtig für die Rekonstruktion des Liefergebietes der Fleonsformation.

5.3.1. Vulkanische Komponenten

Die Unterscheidung basischer, intermediärer und saurer Vulkanitfragmente allein aufgrund der petrographischen Eigenschaften kann nur unter Vorbehalt durchgeführt werden, da überwiegend ein sekundärer Mineralbestand vorliegt, ehemals glasige Grundmasse rekristallisiert ist und unter Vulkaniten zahlreiche texturelle Konvergenzen auftreten (ZIMMERLE, 1976). Mikrokristalline vulkanische Komponenten, die ursprünglich aus Glas oder kryptokristalliner Grundmasse bestanden und denen Einsprenglinge fehlen, sind nur schwer in dieses Schema einzuordnen. Sie werden von DICKINSON (1970) als vitrische Gruppe abgetrennt. Derartige Komponenten sind oft kaum von feinkristallinen sedimentären Komponenten wie Chert und Silt-Ton-Klasten zu unterscheiden.

Basische Vulkanite

Die basischen Vulkanitkomponenten in der Grauwakkenserie bilden ein breites Spektrum von Texturen (vgl. Taf. 4). Ein typisch ausgebildetes Intersertalgefüge mit verwachsenen Plagioklasleisten und Zwickelfüllungen von Chlorit und/oder Epidot und etwas Titanomagnetit ist nur untergeordnet vertreten. Häufiger sind feinkörnige Komponenten mit nadeligen, mehr oder weniger eingeregelten Plagioklasen, die nur andeutungsweise eine intersertale Anordnung zeigen. Gelegentlich führen sie Pyroxeneinsprenglinge oder Pyroxenpseudomorphosen. In einigen Schliffen finden sich Bruchstücke von Blasenlaven (Taf. 4, Fig. 5). Abgetragen wurden damit vorwiegend rasch abgekühlte Laven und nur in geringem Umfang Subvulkanite (vgl. Kap. 8.2.4.).

Intermediäre Vulkanite

Zu unterscheiden sind Komponenten mit engen Feldspatverwachsungen und Komponenten mit intersertal bis pilotaxitisch-trachytischem Gefüge. Erstere bestehen zu über 90 % aus stengelig-strahlig verwachsenen Feldspäten (Taf. 5, Fig. 1).

Die zweite Gruppe bildet texturell und im Hinblick auf den Mineralbestand Übergangsglieder zwischen basaltischen und trachytischen Komponenten (Mugearite, Hawaiite). Ein Indikator für intermediäre Zusammensetzung ist ein gegenüber basischen Komponenten deutlich zurücktretender Chlorit-, Epidot- und Erzgehalt (Taf. 4, Fig. 3). Es sind zahlreiche Übergänge zwischen intersertalem, pilotaxitischem und trachytischem Gefüge zu beobachten, die auf unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten zurückzuführen sind. Sichere Andesitkomponenten konnten nicht gefunden werden.

Saure Vulkanite

Gut erhaltene Rhyolithfragmente sind in den Schliffen vom Gipfel der Raudenspitz zu beobachten (Taf. 5, Fig. 3). Die Grundmasse wird von einem mikrogranularen Mosaik aus Feldspat und Quarz aufgebaut, das von wirrstrahligen Serizit-Chlorit-Schüppchen durchsetzt ist. An idiomorphen Einsprenglingen finden sich Kalifeldspäte, Plagioklase und Quarze, akzessorisch Zirkon, Apatit und chloritisierter Biotit. Zahlreiche saure Vulkanitkomponenten sind als Lapilli anzusprechen. Im Schliff erscheinen sie als relativ gleichkörnige, durchschnittlich 1 mm große Linsen.

Sonstige Komponenten vulkanischer Herkunft

Makroskopisch besonders auffallende Komponenten der Grauwacken sind blutrote Jaspisfragmente. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein ungleichkörniges Quarzmosaik, das von wölkchenförmig verteiltem Hämatit durchsetzt ist. Stets sind etwas Kalzit und kleine Epidotkörnchen beteiligt. Derartige Aggregate entstehen als Zwickelfüllungen von Pillow-Laven. Eine Abart der Jaspisfragmente sind Aggregate mit faserigem Chalcedon, die von feinen Hämatithäutchen durchzogen sind (Taf. 4, Fig. 5).

5.3.2. Sedimentäre Komponenten

Klastika

Pelitisch-siltige Komponenten sind stets vertreten und erreichen in grobklastischen Lagen Größen bis über 10 cm. Sie werden vorwiegend aus feinschuppigem Serizit aufgebaut mit einer Beteiligung von etwas Chlorit, Erzkörnchen und in der Siltfraktion von detritischem Quarz. Größere Komponenten können noch sedimentäre Internstrukturen zeigen. Häufiger sind sie jedoch stark ausgelängt und nicht mehr scharf von der Matrix zu trennen.

Unter den psammitischen Komponenten können Sandsteine mit einer Serizit-Chlorit-Matrix, Quarzite (kieselig gebunden) (Taf. 3, Fig. 5) und Subgrauwacken (Taf. 5, Fig. 5) unterschieden werden. Zahlreiche Komponenten sind als intraformationelle Umlagerungsprodukte anzusehen, wie sich an der Größe der Klasten und ihrer oft lagenförmigen Häufung zeigt (Rip-up clasts, vgl. ZUFFA, 1985). Sicher extraformationell sind jedoch Quarzite und zumindest ein Teil der Grauwackenkomponenten, da ohne deren vorige Verfestigung ein Zusammenhalt während des Transports nicht denkbar ist.

Lydite

Lydite sind gering verbreitet, fallen aber besonders in den hellen, quarzfeldspatreichen Grauwacken infolge ihrer grauschwarzen Farbe auf. Unter dem Mikroskop erkennt man ein feinkristallines, engverzahntes Quarzmosaik, das von dunklem Pigment schlierig durchzogen wird. Charakteristisch sind mit Quarz verheilte Mikrorisse und pigmentlose rundliche Quarzfüllungen, die vermutlich umkristallisierte Radiolarienreste repräsentieren.

Chert

Das Quarzmosaik von Chert ist im Vergleich zu Lyditen etwas gröber entwickelt. Eine Pigmentierung oder eine Verunreinigung in Form von Chlorit- und Serizitschüppchen fehlt. Typisch ist dagegen eine Durchsetzung mit idiomorphen Kalzit- und Dolomitkriställchen.

5.3.3. Metamorphe Komponenten

Die Abtrennung metamorpher Komponenten in Metaklastiten ist im allgemeinen nicht sicher durchzuführen (vgl. DICKINSON, 1985). In der Fleonsformation konnten nur die unter Kap. 5.2.1. angeführten Quarzaggregate eindeutig einer metamorphen Quelle zugewiesen werden (Taf. 5, Fig. 6). Ursache des Fehlens ist häufig auch die mechanische Anfälligkeit phyllosilikatreicher Metasedimente während des Transports, die zu einer raschen Auflösung in Glimmer und Quarze führt (CAMERON & BLATT, 1971).

Nicht nachgewiesen werden konnten plutonische und karbonatische Gesteinsfragmente. Das Fehlen plutonischer Fragmente hat seine Ursache ebenfalls häufig im Verwitterungs- und Transportverhalten oder ist einfache eine Funktion der Korngröße.

Tabelle 1.
Zusammenstellung der Herkunftindikatoren für die detritischen Komponenten der Fleonsformation.

Detritische Komponenten / Liefergebiet	Quarz	Feldspat	Schichtsilikate	Schwerminerale	Gesteinsbruchstücke
Basische Vulkanite	—	leistenförmiger Habitus	—	Titanomagnetite Pyroxene	intersertales bis porphyrisches Gefüge. Vorwiegend feinkristallin - rasche Abkühlung. Zwickelfüllungen von Pillowlaven zeigen Abtrag auch submariner Laven an.
Saure Vulkanite	idio- hypidiomorph; gerade Auslöschung; keine Mineraleinschlüsse; Korrosionsbuchten	idio- hypidiomorph; Resorbtionserscheinungen; Sanidintracht; gefüllte Feldspäte (Zonierung)	Biotit (tlw. Einsprengling in sauren Vulkanitkomp.)	große, idiomorph. Apatite; langprismatische Zirkone; Granate	Nach Textur und Mineralbestand handelt es sich um Glieder der Alkalireihe Porphyrisches Gefüge, mikrogranulare Grundmasse Komponenten häufig in Form von Lapilli. Dazitisch-rhyolithisch
Granitoide	nadelige Rutileinschlüsse Einschlüsse von Zirkon, Feldsp., Apatit, Biotit	Einschlüsse von: Quarz, Zirkon,	Biotit, Muskowit	Turmalin mit olivgrünem Pleochrois. Blauer Pl. deutet auf Pegmatite hin Zirkon	—
Metamorphite			Überwiegen von Muskowit deutet metamorphe Quelle an	Rutil Epidot Granat	Polykristalline Quarzaggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und Kornorientierung
Sedimente	tlw. multizyklisch	kaum multizyklisch	tlw. multizyklisch	tlw. multizyklisch	Silt-Ton-Klasten (Intraklasten jedoch nicht abtrennbar) Feinsandsteine Quarzite Subgrauwacken Lydite, Chert
Ultramafite				Chromit	

Tab. 1 gibt eine Zusammenstellung der detritischen Komponenten der Fleonsformation und deren Aussage über das ehemalige Liefergebiet.

5.4. Matrix

Der primäre Matrixanteil (Ortho- und Epimatrix, DICKINSON, 1970) der Fleonsgrauwacken ist in mittel- bis grobkörnigen Proben meist unter 10 % und nur durch feine Chlorit- und Serizitsäume angedeutet, die sich um die detritischen Komponenten legen. In Abhängigkeit von Kompaktion und Schieferung sind jedoch alle Übergänge zu einer Pseudomatrix zu beobachten, die aus der Deformation und Auflösung inkompetenter, detritischer Komponenten hervorgeht (DICKINSON, 1970). Infolge des hohen lithischen Anteils der Grauwacken kann sie bis über 50 % erreichen.

Kennzeichen der Pseudomatrix ist ihre Heterogenität, welche die unterschiedliche Zusammensetzung der deformierten Komponenten wiederspiegelt. Trotz starker Auslängung und fließender Übergänge ist eine Ansprache und quantitative Abschätzung der Komponenten noch in ausreichendem Umfang durchführbar (vgl. Kap. 6.).

Feinkörnige Grauwacken weisen einen zunehmenden Anteil einer homogenen, serizitisch-chloritischen Orthomatrix auf, die ein Produkt detritischer Tonminerale darstellt.

5.5. Mineralneubildungen und Kluftminerale

Umwandlungsprodukte der detritischen Komponenten wurden bereits erläutert. Als Kluftminerale treten Quarz, Chlorit und Kalzit auf. Junge Bruchrisse werden bevorzugt von Kalzit und Limonit gefüllt. Kataklastische Mineralrisse sind durch rekristallisierten Quarz oder Kalzit verheilt. Seltener tritt Kalzit in Form diffuser Nester auf, die meist Umsetzungsprodukte darstellen. Im Druckschatten kompetenter detritischer Komponenten sind Quarzsammelkristallisate zu beobachten, die von streng geregelten Chlorit- und Serizitblättchen durchzogen werden. In geringer Menge ist Stilpnomelan in spießig-stengeligen Aggregaten vertreten. Diese sind vor allem an basische Vulkanitkomponenten und Jaspisfragmente gebunden.

5.6. Petrographische Einteilung der Fleonsformation

Unterschiede im detritischen Modalbestand und in der Korngröße erlauben folgende petrographische Einteilung der Fleonsformation:

a) Grauwacken und konglomeratische Grauwacken (Grauwackenserie)
   - quarzfeldspatreich (QFr-Grauwacken)
   - quarzfeldspatarm (QFa-Grauwacken)

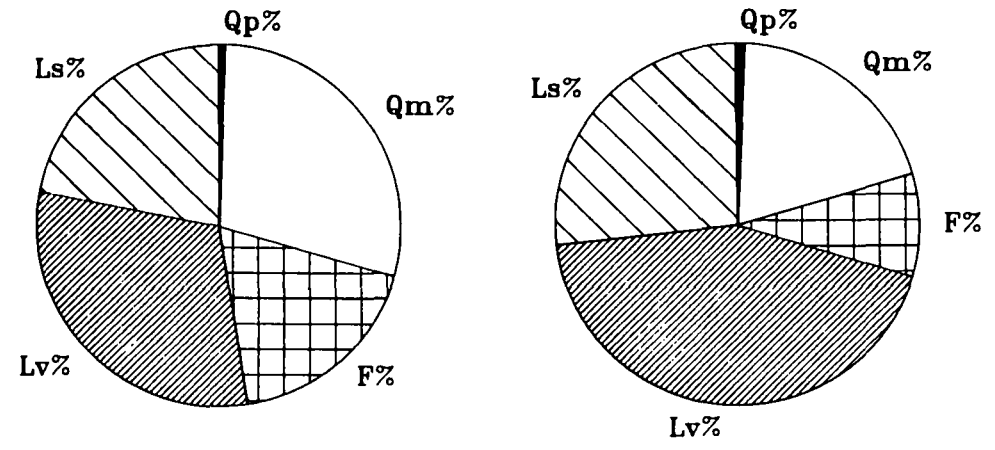


Abb. 11.
Prozentualer Anteil der detritischen Hauptparameter für die beiden Grauwackengruppen.
Bestimmung nach dem Gazzi-Dickinson-Auszählverfahren (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970).
Qp = polykristalliner Quarz, Qm = monokristalliner Quarz, F = Feldspäte, Lv = vulkanische Gesteinsbruchstücke, Ls = sedimentäre Gesteinsbruchstücke.

b) Quarzite (Quarzitische Serie)
c) Siltite (quarzitische Schiefer) und Tonschiefer (innerhalb der Grauwackenserie und Quarzitischen Serie)

Diese Gruppen werden im folgenden kurz charakterisiert.

5.6.1. Grauwacken und konglomeratische Grauwacken

Auf der Grundlage des Modalbestandes ist eine Unterscheidung in zwei Grauwackentypen möglich. Zur genaueren Charakterisierung wurden in Abb. 11 die im nächsten Abschnitt erläuterten Auszählergebnisse herangezogen. Danach zeichnen sich die Gruppen vor allem durch unterschiedliche Quarz- und Feldspatgehalte aus. Ursache ist hauptsächlich die unterschiedliche Beteiligung von saurem und basischem Vulkanitdetritus.

Für die Gruppen werden in dieser Arbeit die petrogenetisch neutralen Bezeichnungen „quarzfeldspatreiche Grauwacken" (QFr-Grauwacken) und „quarzfeldspatarme Grauwacken" (QFa-Grauwacken) verwendet. Die QFr-Grauwacken führen vorwiegend sauren, die QFa-Grauwacken vorwiegend basischen Vulkanitdetritus.

Neben dem höheren Quarz-Feldspat-Gehalt zeichnen sich die QFr-Grauwacken gegenüber den QFa-Grauwacken durch einen niedrigeren Anteil von lithischen Komponenten, polykristallinem Quarz, opaken Erzkörnern, Turmalin und Rutil aus (Tab. 2). Pyroxene und rote Jaspisfragmente fehlen. Charakteristisch sind dagegen große idiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten, saure Vulkanitfragmente und mehr oder weniger chloritisierte Biotite.

Die Unterscheidung beider Grauwackengruppen wird am deutlichsten, wenn man die Vulkanitfragmente in saure, intermediäre und basische Typen aufgliedert (Abb. 12). Auffallend ist in beiden Fällen der geringe Anteil intermediärer Vulkanitfragmente. Der Bestand an vulkanischen Klasten deutet danach auf eine bimodale Vulkanitassoziation im Liefergebiet hin.

Die Unterteilung in zwei verschiedene Grauwackengruppen nach dem Modalbestand ist auch makroskopisch im Gelände nachvollziehbar. Die QFr-Grauwakken sind zudem hell- bis olivgrün, die QFa-Grauwacken dunkelgrün bis grünblau, teilweise dunkelviolett gefärbt.

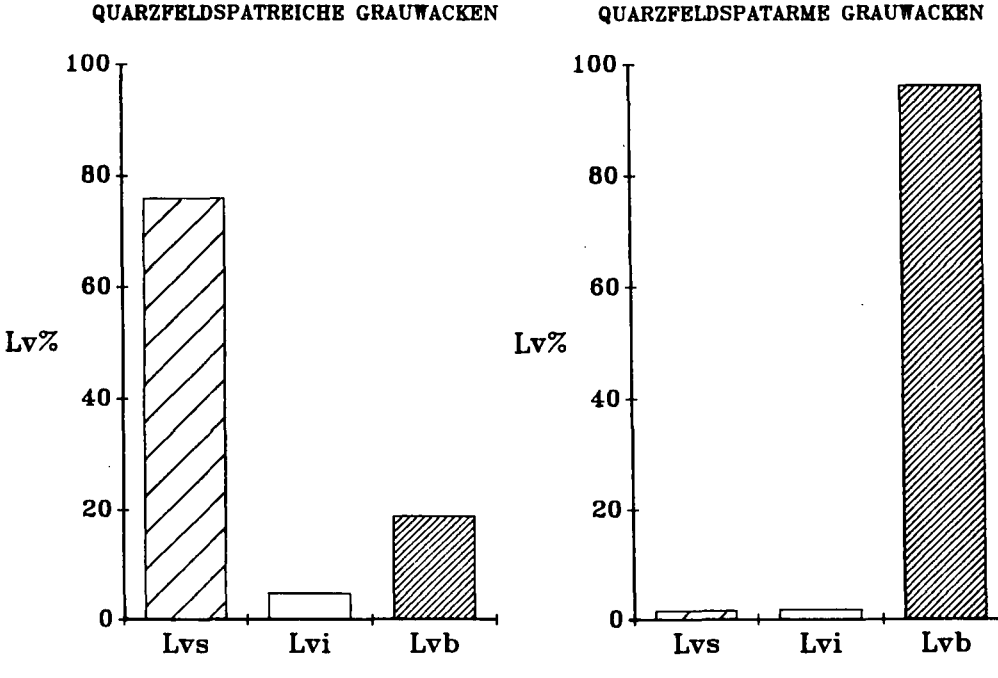


Abb. 12.
Quantitative Aufgliederung der vulkanischen Komponenten in sauer (Lvs), intermediär (Lvi) und basisch (Lvb) für die beiden Grauwackengruppen.

Das Korngrößenspektrum beider Grauwackengruppen reicht bis in den psephitischen Bereich (Taf. 1, Fig. 5). Derartige Vorkommen stehen östlich des Schönjöchls, am Vorgipfel der Raudenspitz und an deren nordwestlichem Wandfuß an (vgl. Abb. 5).

5.6.2. Quarzite

Unter dem Begriff Quarzite werden hier die quarzreichen Aufarbeitungsprodukte der Grauwacken zusammengefaßt. Petrographisch besteht ein fließender Übergang von Grauwacken über lithische Sandsteine, sublithische Sandsteine bis zu Quarzareniten, der die faziellen Zusammenhänge der Quarzitischen Serie und der Grauwackenserie belegt.

In den Übergangsgliedern sind noch typische Gesteinsfragmente der Grauwackenserie wie saure und basische Vulkanite und Sedimentklasten zu beobachten. In den am stärksten aufgearbeiteten Proben sind dagegen nur noch wenige, aphanitische Gesteinsbruchstücke enthalten, die keine Zuordnung mehr erlauben. Der modale Quarzgehalt erreicht bis über 95 % (Quarzarenite). Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit sind überdurchschnittlich häufig und teilweise in Bändern angereichert. Die Kornumrisse sind meist deutlich gerundet, in den Quarzareniten jedoch eng mit der Matrix aus mikrogranularem Quarz und Chloritblättchen verzahnt. Gelegentlich sind die Mineralkörner lagen- oder bankweise von einem feinen Hämatitsaum umhüllt, der makroskopisch eine auffallende Violettfärbung oder violette Bänderung hervorruft.

5.6.3. Siltite (Quarzitische Schiefer) und Tonschiefer

Feinklastika sind besonders in der Quarzitischen Serie verbreitet und wechsellagern beziehungsweise verzahnen sich mit der gebankten Fazies (vgl. Kap. 4.2.). Innerhalb der Grauwackenserie bilden sie mit Ausnahme am Edigon nur geringmächtige Einschaltungen.

Der Mineralbestand wird von Quarz, Serizit und Chlorit dominiert. Die mit den QFr-Grauwacken verknüpften turbiditischen Feinklastika besitzen einen hohen Gehalt an Erzkörnchen. In einem Schliff konnten Pyroxenbruchstücke nachgewiesen werden. Akzessorien in allen Feinklastika sind (in abnehmender Häufigkeit) Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Epidot. Bereits im Handstück fallen klastische Muskowitschüppchen auf.

Die violetten Schiefer sind in unregelmäßiger, häufig von der Körnung abhängiger Intensität von Hämatit durchsetzt. Dadurch kann die Linsen- und Flaserschichtung noch betont werden. Als Quelle des Hämatiteintrags ist submarine, hydrothermale Tätigkeit denkbar, bei der zweiwertiges Eisen freigesetzt und im gut durchlüfteten, strandnahen Bereich unter Ausfällung unlöslicher Eisenoxide und -hydroxide oxidiert wird. Da die Hämatitführung lagenweise wechselt, ist eine sekundäre Durchsetzung unwahrscheinlich.

Tuffe oder Tuffite konnten trotz der Nähe des Vulkanismus unter den Feinklastika der Fleonsformation nicht gefunden werden. Offenbar kam es in dem hochenergetischen, flachmarinen Ablagerungsmilieu zur raschen Aufarbeitung der Pyroklastika und Vermischung mit siliziklastischem Material.

5.7. Visdende-Schichten

Die Fleonsformation wird als Faziesvarität der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Visdende-Schichten angesehen (SCHÖNLAUB, 1979, 1985; VAI & COCCOZZA, 1986). Zu Vergleichszwecken wurden daher auch einige Schliffe von Quarziten, quarzitischen Schiefern und einer Konglomeratlage aus den Visdende-Schichten angefertigt.

5.7.1. Quarzite und quarzitische Schiefer

In die Tonschieferfolgen südlich des Monte Avanza und in der Umgebung des Hochweißsteinhauses sind unregelmäßig Quarzite eingeschaltet. Sie sind meist dünnbankig bis laminiert und zeigen graduelle Übergänge über quarzitische Schiefer bis zu phyllitischen Tonschiefern. Sedimentstrukturen sind bis auf einzelne Sackungsmarken und Schrägschichtungen nicht erkennbar.

Der überwiegend aus Quarz bestehende Kornbestand erweist sich unter dem Mikroskop als schlecht sortiert, bei meist guter Rundung. Feldspäte sind bis auf wenige Individuen pro Schliff beschränkt. Lithische Komponenten sind teilweise etwas häufiger, jedoch infolge der Feinkörnigkeit schwer ansprechbar. In einem Schliff waren sedimentäre und vulkanische Komponenten nachweisbar.

Die wichtigsten Schwerminerale sind Zirkon, Apatit Turmalin und Rutil. Stets sind auch kleine, klastische Muskowitschüppchen, selten auch alterierte Biotite vertreten. 20–50 % der Schlifffläche werden von einer mehr oder weniger rekristallisierten Grundmasse aus Quarz, Serizit und etwas Chlorit eingenommen.

Das Auftreten vulkanischer Komponenten und der relativ hohe Rundungs- und Reifegrad deuten auf eine fazielle Beziehung zu den litoralen Quarziten der Fleonsformation hin (vgl. Kap. 9).

5.7.2. Konglomerate

Rund 300 m westlich des Hochweißsteinhauses stehen zwischen tonig-siltigen Schiefern zwei Konglomeratbänke an. Es handelt sich um polymikte Orthokonglomerate mit bis zu 4 cm großen Komponenten.

Hauptkomponenten sind polykristalline Quarze und Chert, weiße oder grünliche Quarzite, schwarze Lydite und weißlich-gelb gefärbte vulkanische Komponenten. Letztere zeigen ein trachytisches Fluidalgefüge. Unter den Einzelmineralklasten finden sich bis zu 4 mm große, idio- bis hypidiomorphe vulkanische Quarze.

Die gute Rundung der detritischen Komponenten deutet auch hier auf eine fluviatile oder litorale Aufarbeitung hin. Die Art der Komponenten zeigt zahlreiche Parallelen zu Konglomeratlagen der Fleonsformation. Auffallend ist jedoch das Fehlen basischer Vulkanite.

6. Detritischer Modalbestand

6.1. Methodik

Die Quantifizierung des detritischen Modalbestandes mit Hilfe von Auszählverfahren (point-counting) erlaubt Vergleiche mit anderen klastischen Serien und läßt Rückschlüsse auf die paläotektonische Position zu (u.a. CROOK, 1974; DICKINSON, 1974; SCHWAB, 1975;

DICKINSON & SUCZEK, 1979; VALLONI & MAYNARD, 1981; DICKINSON et al., 1983; DICKINSON, 1985).

Die Auszählung erfolgt in der Literatur nach keinem einheitlichen Verfahren. Verbreitet sind v.a. die „traditionelle Methode" (BASU, 1976; MACK & SUTTNER, 1977) und das Gazzi-Dickinson-Verfahren (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970). Beide Verfahren unterscheiden sich vor allem in der Behandlung lithischer Fragmente (vgl. ZUFFA, 1985).

Wie INGERSOLL et al. (1984) zeigten, liefert die Gazzi-Dickinson-Methode bei der Entschlüsselung der Petrographie des Liefergebietes und damit der geotektonischen Position bessere Ergebnisse als die traditionelle Methode. Da dieses Ziel im Vordergrund der Untersuchungen stand, wurde das Gazzi-Dickinson-Verfahren auch für die Fleonsformation angewandt. Die Gazzi-Dickinson-Methode ließ zudem in zwei weiteren Punkten für die Fleonsformation Vorteile erwarten: durch die Minimierung von Korngrößeneffekten und durch den geringeren Zählfehler, wenn – wie häufig in den Grauwacken gegeben – schwer abgrenzbare, deformierte und umgewandelte lithische Fragmente vorliegen.

Für die Auszählung wurden Proben mit einer durchschnittlichen Korngröße der feinen bis mittleren Sandfraktion ausgewählt. Komponenten, die 0,63 mm überschritten, wurden beim Auszählen ignoriert. Neben den Hauptparametern Qp, Qm, F, Lv und Ls (DICKINSON, 1970) umfaßte die Zählung auch Schwerminerale, Pyroxene und Glimmer. Die vulkanischen Komponenten wurden mit den in Kap. 5.3.1. aufgeführten Kriterien bei der Zählung in sauer, intermediär und basisch getrennt, um deren schwankende Verteilung auch quantitativ zu erfassen.

Pro Schliff wurden 400 Punkte auf detritische Hauptparameter ausgezählt. Problematisch in der Auszählung waren Schliffe mit hohem Anteil inkompetenter Gesteinsfragmente, wie feinkörnige Sedimentklasten und feinkristalline basische Vulkanitkomponenten, da diese generell einen starken Deformationsgrad aufweisen. Infolge Plättung und fließender Übergänge war ein strikter Korngrößenschnitt nicht mehr durchführbar und eine Ansprache nicht immer zweifelsfrei möglich.

Durch die Korngrößenbegrenzung wurden automatisch größere Intraklasten bei der Zählung ausgeschaltet. Mangels Kriterien war jedoch eine Ausscheidung von Intraklasten, die mit anderen Klasten eine hydraulische Einheit bilden, nicht möglich (ZUFFA, 1987). Rote Jaspisfragmente wurden aufgrund ihrer zweifelsfreien Herkunft als Zwickelfüllungen von Pillowlaven zur Gruppe der basischen Vulkanite gerechnet. In die Zählung der Feldspäte und Pyroxene gingen auch deren Umwandlungsprodukte ein, sofern die Beziehung eindeutig erkennbar war.

6.2. Ergebnisse der Modalanalyse

In Tab. 2 sind die Auszählergebnisse für die wichtigsten Parameter getrennt nach den beiden Grauwackengruppen aufgelistet. Die Proben C16 und 6 sind aus der aufgearbeiteten Quarzitischen Serie und dienen nur zu Vergleichszwecken.

Für die plattentektonische Unterscheidung von Sandsteinen nach detritischen Parametern liegen mehrere Diagramme vor. Weite Anwendung fanden die auf der Grundlage von 4000 Modalanalysen phanerozoischer Sandsteine erstellten Diagramme von DICKINSON & SUCZEK (1979), die von DICKINSON et al. (1983)

Tabelle 2.
Detritischer Modalbestand ausgewählter Proben der Fleonsformation.
Arithmetische Mittel getrennt nach den beiden Grauwackengruppen. C16 und 6 sind verschieden stark aufgearbeitete Einzelproben.
Qp = polykristalliner Quarz; Qm = monokristalliner Quarz, Q = Qp + Qm; F = Feldspäte; Lv = vulkanische Gesteinsbruchstücke; Ls = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; L = Lv + Ls; Lt = Lv + Ls + Qp; C = Chert.
Angaben in Vol.-%.

	QFr-Grauwacken (n = 4)	QFa-Grauwacken (n = 6)	C16	6
Qp	0,6	1,1	2,8	4,0
Qm	29,2	19,7	59,5	78,0
Q	29,8	20,8	62,3	82,0
F	18,1	9,2	2,8	1,0
Lv	30,7	43,6	24,8	9,8
Ls	21,9	26,5	11,2	7,3
L	52,6	70,1	36,0	17,1
Lt	53,2	71,2	38,8	21,1
C/Q	0,02	0,04	0,04	0,05
Lv/L	0,58	0,62	0,69	0,57

Tabelle 3.
Vergleich des Modalbestandes der Fleonsgrauwacken mit rezenten und tertiären Sanden.
Abkürzungen wie in Tabelle 2.

		Q	F	L	C/Q	Lv/L
Fleonsformation	Quarzfeldspatreiche Grauwacken	30	18	52	0,02	0,58
	Quarzfeldspatarme Grauwacken	21	9	70	0,04	0,62
	Rhyodazitischer Sand (WEBB & POTTER, 1969)	20	19	61	0,05	0,96
	Rhyodazitischer Sand, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	27	15	58	0,07	0,80
	Basalte und Sedimente, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	12	15	73	0,00	0,33
Forearc	Japan, Shikoku-Becken, DSDP Site 298 (HARROLD & MOORE, 1975)	16	17	67	0,14	0,31
Backarc	Japan, DSDP Site 299 (HARROLD & MOORE, 1975)	11	15	74	0,20	0,76
	Japan, DSDP Site 301 (HARROLD & MOORE, 1975)	32	42	26	0,03	0,74
	NE Mexico, deltaische Sande (McBRIDE et al., 1975)	36	28	36	0,11	0,88
Transitionaler Inselbogen	Jamaica, Paläogen (WRIGHT & DICKINSON, 1972)	22	18	60	0,09	0,96
Aktiver Kontinentrand	Südamerika, Pazifikküste (POTTER, 1986)	24	16	60	0,21	?

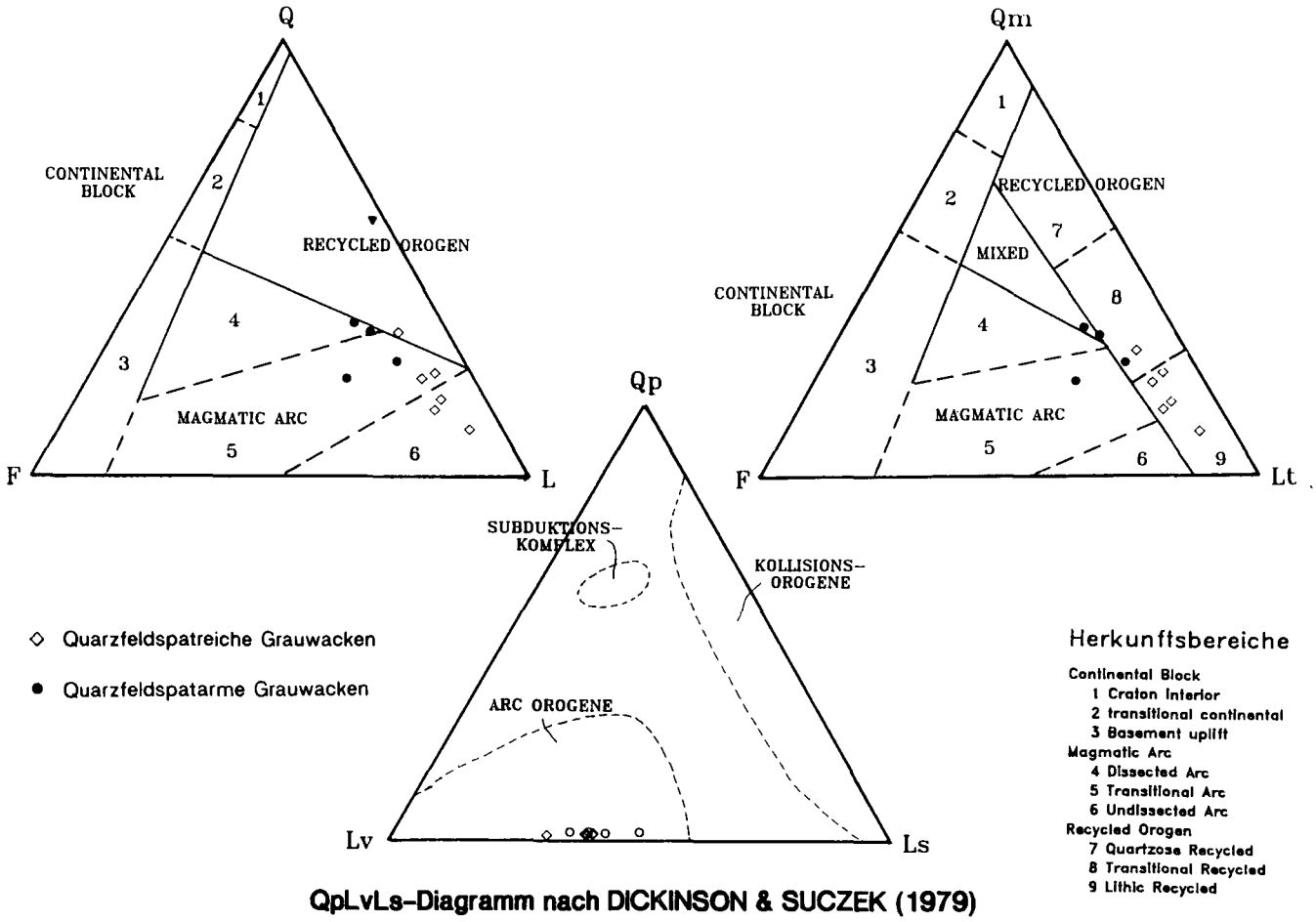


Abb. 13.
QFL-, QmFLt- und QpLvLs-Diagramme nach DICKINSON et al. (1983) bzw. DICKINSON & SUZCEK (1979) für 10 Proben der Fleonsgrauwacken. Auszählung nach dem Gazzi-Dickinson-Verfahren auf 400 detritische Hauptparameter.

leicht modifiziert wurden. Die in diesen Diagrammen vorgenommene Unterteilung der Herkunftsbereiche von Sandsteinen in drei Hauptfelder bestätigte sich im wesentlichen für rezente Küstensande (POTTER, 1984, 1986) und rezente Tiefseesande (DICKINSON & VALLONI, 1980; VALLONI, 1985).

In Abb. 13 sind die Auszählungsergebnisse von 10 Proben der Fleonsgrauwacken in die QFL- und QmFLt-Diagramme nach DICKINSON et al. (1983) und in das QpLvLs-Diagramm nach DICKINSON & SUCZEK (1979) eingetragen. Vor allem in den ersten beiden Diagrammen zeigen die beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation einen unterschiedlichen Verteilungsschwerpunkt. Beide Gruppen kommen jedoch im Grenzbereich von magmatischen Bögen und Orogenen zu liegen, wobei das QFL-Diagramm eine stärkere Affinität zu magmatischen Bögen, das QmFLt-Diagramm dagegen zu orogenen Sanden zeigt. Das QpLvLs-Diagramm diskriminiert die Fleonsgrauwacken aufgrund ihres hohen Lv-Gehaltes als Sande magmatischer Bögen.

Für eine differenziertere Betrachtung sind in Tab. 3 verschiedene Beispiele vorwiegend rezenter Sande zusammengestellt, die einen mit der Fleonsformation vergleichbaren Modalbestand aufweisen. Auffallend ist die sehr gute Übereinstimmung der QFr-Grauwacken mit rezenten rhyodazitischen (Tab. 3) und rhyolithischen Sanden (Abb. 14). Lediglich der Anteil sedimentärer Gesteinsbruchstücke ist in den Proben der Fleonsformation höher. Die QFa-Gruppe entspricht gut rezenten Sanden Neu-Mexikos, die einem vulkanisch-sedimentären Hinterland entstammen.

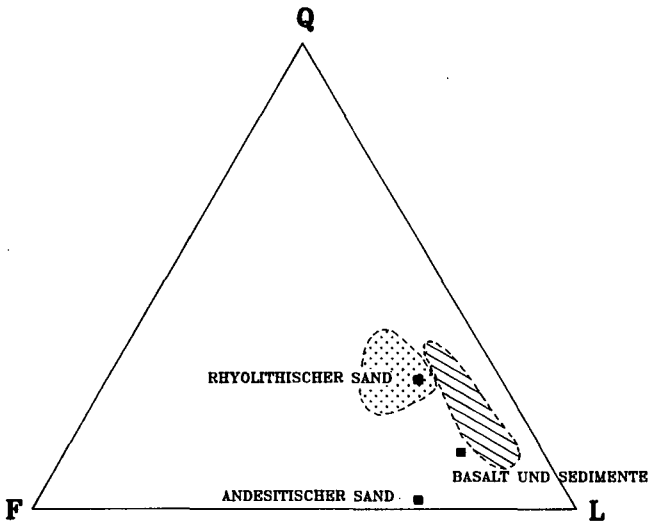


Abb. 14.
Vergleich der Fleonsgrauwacken mit rezenten Sanden im QFL-Diagramm. Schraffiertes Feld: Quarzfeldspatarme Grauwacken; gerastertes Feld: Quarzfeldspatreiche Grauwacken. Rezente Sande sind mit Quadraten dargestellt. Rhyolithischer Sand sowie Basalte und Sedimente nach INGERSOLL et al. (1984), andesitischer Sand nach DICKINSON (1985).

Subduktionsbezogene Sande haben durchschnittlich einen niedrigeren Quarzgehalt und einen höheren Gehalt an Feldspat und vulkanischen Klasten als die Fleonsgrauwacken. Die von POTTER (1984, 1986) für die südamerikanischen Sande der pazifischen Küste angeführten Werte sind nur bedingt vergleichbar, da sie nach dem QFR-System (traditionelle Methode) ermittelt wurden.

Schlüsselproblem bei der Interpretation der QFa-Grauwacken ist der relativ hohe Quarzgehalt bei niedrigem Feldspatgehalt. Dies kann folgende Gründe haben:

- Zumischung von quarzreichen Sanden einer sekundären Quelle zu vulkanoklastischem Material.
- Der vulkanische Feldspatgehalt in Sandfraktionsgröße ist durch den hohen Anteil mikrogranularer Laven von vornherein gering.
- Durch Verwitterung, Transport oder Diagenese reduzierter Feldspatgehalt.

Die Ursache ist in den ersten beiden Punkten zu suchen. Verwitterung, Transport und Diagenese beeinflußten den Modalbestand der Fleonsgrauwacken nicht maßgeblich, wie der Erhalt labiler Minerale zeigt (Pyroxene). Eine sekundäre, nichtvulkanische Quelle konnte bereits bei der qualitativen Analyse nachgewiesen werden. Bei der quantitativen Analyse ist sie deutlich am Quarzgehalt abzulesen. Der geringe Feldspatgehalt und die Sedimentklasten deuten dabei auf vorwiegend (meta-)sedimentären Abtragungsschutt hin. Die Daten von INGERSOLL et al. (1984) zeigen, daß aus der Kombination Sedimente und basische Vulkanite im Hinterland ein den QFa-Grauwacken entsprechender Modalbestand resultieren kann (Abb. 14).

GRAHAM et al. (1976) und DICKINSON & SUCZEK (1979) charakterisieren ein Hinterland, das vorwiegend einen (meta-)sedimentären Detritus liefert, als orogen. Diese Interpretation wäre im vorliegenden Fall auf den Sokkel, dem der Vulkanismus aufsitzt, zu übertragen.

Die Beurteilung der plattentektonischen Situation der Fleonsformation hängt von der Beantwortung der Frage ab, ob der orogene Sockel die aktuelle tektonische Situation repräsentiert und ob der Vulkanismus subduktionsgebunden ist. Allgemein ist festzustellen, daß ein subduktionsgebundenes tektonisches Milieu Sande liefern kann, die in ihrer Zusammensetzung den Fleonsgrauwacken weitgehend entsprechen (vgl. Daten von HARROLD & MOORE, 1975; Tab. 3). Die Fleonsgrauwakken entsprechen jedoch nicht den Durchschnittswerten dieses Milieus.

Der weitaus größte Teil vulkanisch betonter Sande entsteht im Zusammenhang mit einem Subduktionsregime. Eine nahezu identische Zusammensetzung haben jedoch auch vulkanische Sande im Bereich eines Intraplattenvulkanismus. VALLONI & MAYNARD (1981) fanden, daß rund 10 % der rezenten Sande passiver Kontinentränder diesem Typ entspricht. Diese fallen in den Diagrammen nach DICKINSON et al. (1983) in das Feld magmatischer Bögen und sind somit eine Fehlklassifikation in Bezug auf die plattentektonische Position.

Die Modalanalyse läßt damit die Fleonsformation keiner eindeutigen plattentektonischen Position zuordnen. Offen bleiben ein aktiver Kontinentrand, eine Forearc- bzw. Backarc-Position eines ensialischen Inselbogens oder ein passiver Kontinentrand mit Intraplattenvulkanismus.

6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation

Die Quarzitische Serie der Fleonsformation würde in dem Schema nach DICKINSON ein rein kratonisches Hinterland vermuten lassen. Um die Verschiebung des Modalbestandes mit zunehmender Aufarbeitung zu verfolgen, wurden zusätzlich Proben verschiedenen Reifegrades ausgezählt. Wie die Abb. 15 und 16 zeigen, nimmt bei zunehmendem Quarzgehalt vor allem der Feldspatgehalt rasch ab. Der Anteil der Gesteinsbruchstücke sinkt langsamer. Im QFL-Diagramm (Abb. 15) ergibt sich ein Trend vom Feld magmatischer Bögen über Orogenbereiche bis zu einem kratonischen Liefergebiet. Untergeordnet spiegelt dieser Trend auch verschiedene Mischungsverhältnisse zwischen Sockel und vulkanischem Stockwerk wider. Die Darstellung macht deutlich, daß bei der Rekonstruktion eines Liefergebietes mittels quarzreicher Sande und Sandsteine Vorsicht angebracht ist und die petrographischen Untersuchungen durch eine Beckenanalyse ergänzt werden (vgl. DICKINSON, 1985).

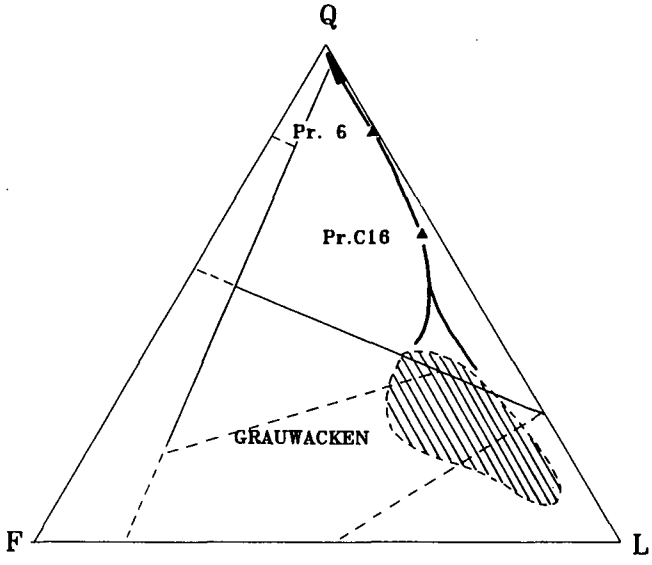


Abb. 15.
Aufarbeitungstrend der Fleonsgrauwacken im QFL-Diagramm nach DICKINSON et al. (1983).
Schraffiertes Feld = Fleonsgrauwacken; schwarze Dreiecke: aufgearbeitete Proben.

6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand

Für die Klassifikation von Sandsteinen existieren zahlreiche Schemata. In Abb. 17 sind die Auszählwerte für die Fleonsformation in das Schema von PETTIJOHN (1975) eingetragen, das Sande mit einem Matrixanteil von über 15 % als Wacken abtrennt.

Die Klassifikation beruht eigentlich auf der Grundlage des traditionellen Auszählverfahrens, das höhere Werte lithischer Komponenten liefert. Eine Verschiebung der Punkte in Richtung des L-Poles, beeinträchtigt die Klassifikation jedoch nicht.

Danach handelt es sich primär um lithische Arenite. In die petrographische Abtrennung matrixreicher Sandsteine wird auch eine diagenetisch gebildete Pseudomatrix mit einbezogen (PETTIJOHN et al., 1987). Aufgrund des in diesem Fall über 15 % liegenden Matrix-

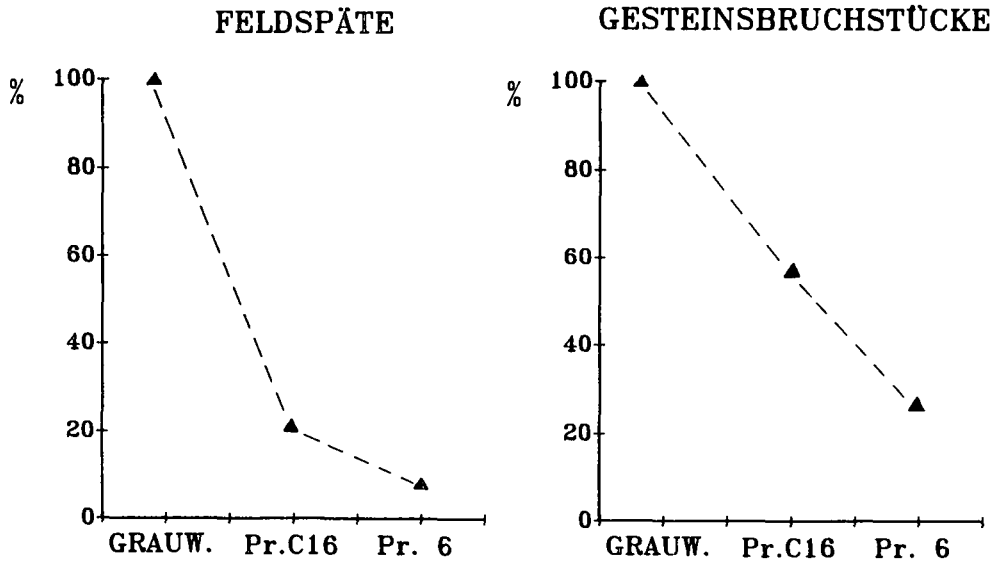


Abb. 16.
Abnahme von Feldspäten und Gesteinsbruchstücken mit zunehmender Aufarbeitung der Grauwacken. Angabe in Prozent detritischer Hauptparameter.

anteils, ist die Bezeichnung Grauwacke anzuwenden. Die Klassifikation von PELLIZZER & TOMADIN (1962) für Gesteine der Fleonsformation kann damit bestätigt werden.

FOLK (1968) schlägt eine weitere Unterteilung lithischer Sandsteine nach der Art der dominierenden Gesteinsbruchstücke vor. Danach können die Fleonsgrauwacken als vulkanische Grauwacken bezeichnet werden.

7. Sedimentgeochemie

Insgesamt wurden 12 Grauwackenproben der Fleonsformation mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz unter Verwendung internationaler Standards analysiert. Gegenüber der Modalanalyse hat die gesamtchemische Analyse den Nachteil, daß sie nicht zwischen detritischem und authigenem Anteil unterscheiden kann. Dies erschwert den Vergleich mit rezenten, unverfestigten Sanden sowie eine plattentektonische Diskriminierung (PETTIJOHN et al., 1987). Angesichts des hohen Anteils von vulkanischem Detritus ist jedoch für die Fleonsgrauwacken ein Vergleich mit der chemischen Zusammensetzung der Metabasalte und Porphyroide des Arbeitsgebietes von Interesse.

Eine Prüfung, ob die untersuchten Metabasalte und Porphyroide Äquivalente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleonsgrauwacken darstellen, kann mit Hilfe von

Tabelle 4.
Gemittelte, volatilfrei berechnete chemische Zusammensetzung der beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation sowie Vergleich mit Analysen der Vulkanite des Arbeitsgebietes und Sandsteinen verschiedener plattentektonischer Positionen nach BHATIA (1983).
OIB = ozeanischer Inselbogen; KIB = ensialischer Inselbogen; AKR = aktiver Kontinentrand; PKR = passiver Kontinentrand.

	Fleonsformation		Vulkanite Arbeitsgebiet		Sande und Grauwacken verschiedener plattentektonischer Positionen			
	QF-reiche Grauwacke	QF-arme Grauw.	Diabaslager- gänge	Porphyroide	OIB	KIB	AKR	PKR
	N=2	N=10	N=3	N=10				
SiO2	74,56	65,12	53,02	69,01	58,83	70,69	73,86	81,95
TiO2	0,87	1,82	2,35	0,77	1,06	0,64	0,46	0,49
Al2O3	12,26	12,90	16,50	16,48	17,11	14,04	12,89	8,41
FeO	4,02	8,46	11,18	4,19	7,47	4,48	2,88	3,08
MnO	0,06	0,13	0,14	0,05	0,15	0,10	0,10	0,05
MgO	2,20	4,65	6,57	1,45	3,65	1,97	1,23	1,39
CaO	0,57	2,37	5,07	1,69	5,83	2,68	2,48	1,89
Na2O	2,88	3,32	5,03	3,21	4,10	3,12	2,77	1,07
K2O	2,69	1,65	0,09	3,87	1,60	1,85	2,90	1,71
P2O5	0,24	0,38	0,47	0,28	0,26	0,16	0,09	0,12
Ba ppm	626	430	1500	865	370	444	522	253
Cr	104	264	46	34	37	51	26	39
Nb	16	27	39	15	2	9	11	8
Ni	59	92	36	27	11	13	10	8
Rb	88	42	8	141	18	67	115	61
Sr	96	190	445	93	637	250	141	66
V	79	180	303	63	131	89	48	31
Y	24	20	15	31	20	24	25	27
Zn	62	104	91	71	89	74	52	26
Zr	191	235	170	303	96	229	179	298

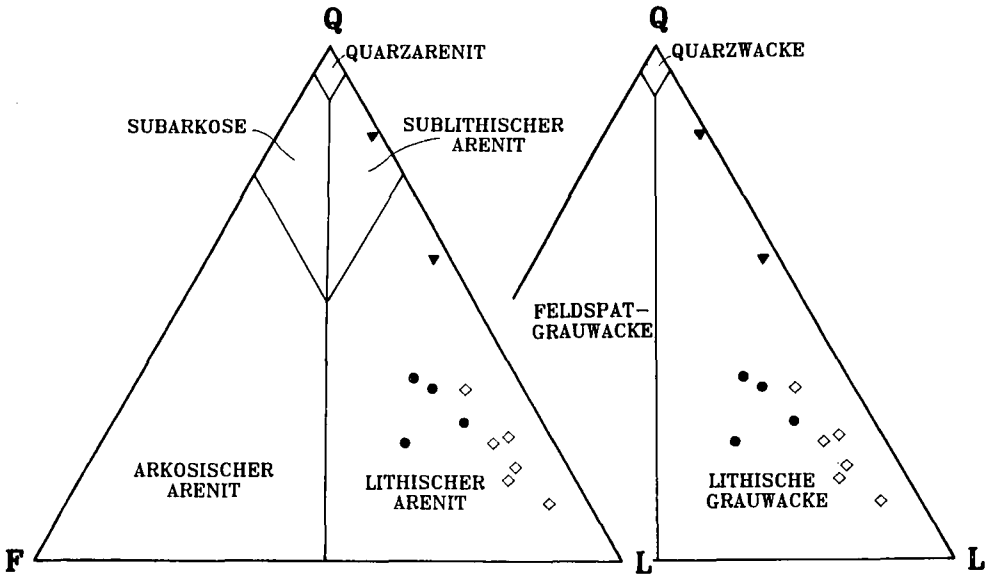


Abb. 17.
Klassifikationsschema mit Hilfe des QFL-Diagramms nach PETTIJOHN (1975).
Das rechte Dreieck gilt für mehr als 15 % Matrixanteil. Die Symbole entsprechen Abb. 13.

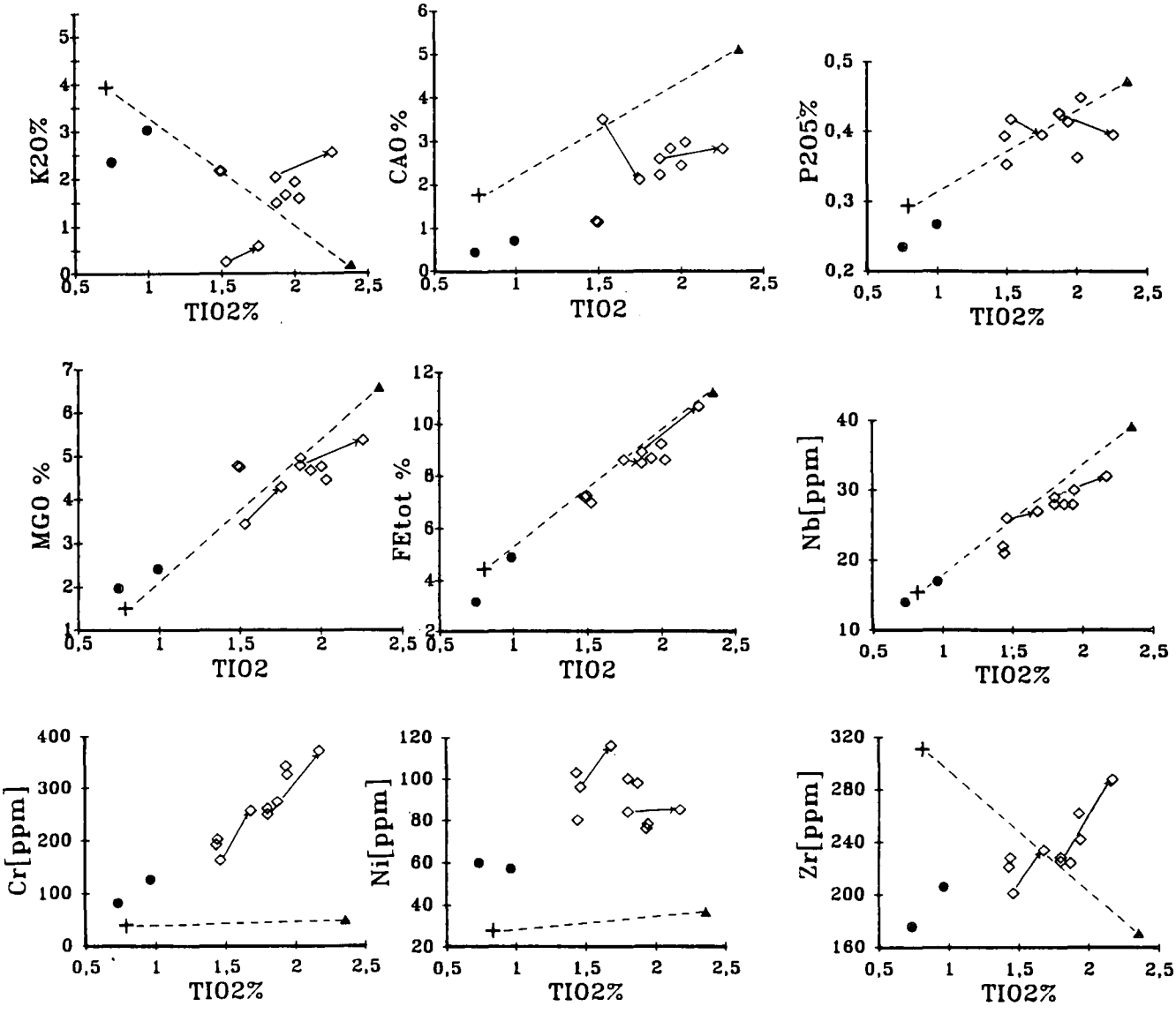


Abb. 18.
TiO_2-Korrelationsdiagramme für die Fleonsgrauwacken für ausgewählte Elemente nach SAWYER (1986).
Die Dreiecke markieren die Metabasalte, die Kreuze die Porphyroide des Arbeitsgebietes. Die gestrichelte Linie entspricht der Mischung beider Endglieder in einem Zweikomponentenmodell. Symbole wie Abb. 13.

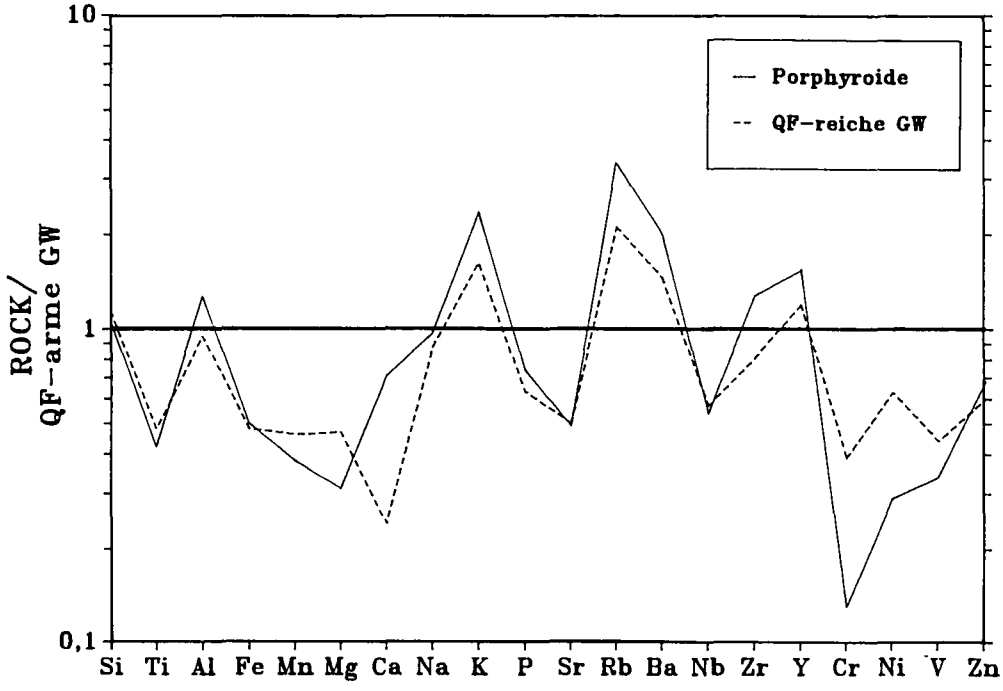


Abb. 19.
Multielementdarstellung mit einer Normierung der Porphyroide und der quarzfeldspatreichen Grauwacken gegen die quarzfeldspatarmen Grauwacken.

Variationsdiagrammen erfolgen. Faßt man die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken vereinfacht als Mischung in einem Zweikomponentensystem Metabasalte – Porphyroide auf, müßten die Grauwacken annäherungsweise auf der Mischungslinie der vulkanischen Endglieder zu liegen kommen (vgl. dazu SAWYER, 1986). Abb. 18 zeigt, daß dieses Modell sehr gut für Elemente paßt, die an mafische Minerale gebunden sind (Fe_{tot}, MnO, MgO, V, Nb). Annährend gilt dies auch für das Schwermineral Apatit (P_2O_5). Daß dies für Elemente, die z.B. an Quarz, Feldspäte oder bestimmte Schwerminerale gebunden sind (SiO_2, Na_2O, K_2O, CaO, Sr, Rb, Ba, Zr, Cr, Ni), nicht gilt, unterstreicht vor allem im Falle immobiler Elemente die Existenz einer dritten Komponente im Liefergebiet, den Sockel. Von ihm stammt der Hauptteil der Quarze. Zudem sind die Elementkonzentrationen bei Zr, Ni und Cr fast völlig vom Sockel geprägt. Hohe Ni- und Cr-Werte deuten auf Ultramafite im Bereich des Sockels hin.

Anhand von Variationsdiagrammen kann auch abgelesen werden, daß die Gruppe der QFa-Grauwacken stärker vom Sockel beeinflußt ist als die QFr-Gruppe, d.h. in der chemischen Zusammensetzung weichen die klastischen Aufarbeitungsprodukte der Metabasalte stärker vom Edukt ab als dies bei den Porphyroiden der Fall ist. Die nahe Anlehnung der chemischen Zusammensetzung der QFr-Grauwacken an die Porphyroide des Arbeitsgebietes belegt Abb. 19.

Eine Beurteilung der plattentektonischen Position von Sandsteinen anhand des Gesamtchemismus ist trotz einiger neuerer Arbeiten auf diesem Gebiet sehr skeptisch zu betrachten. ROSER & KORSCH (1986, 1988) betonen, daß derartige Diskriminierungen durch andere Daten abzusichern sind. Trägt man Ana-

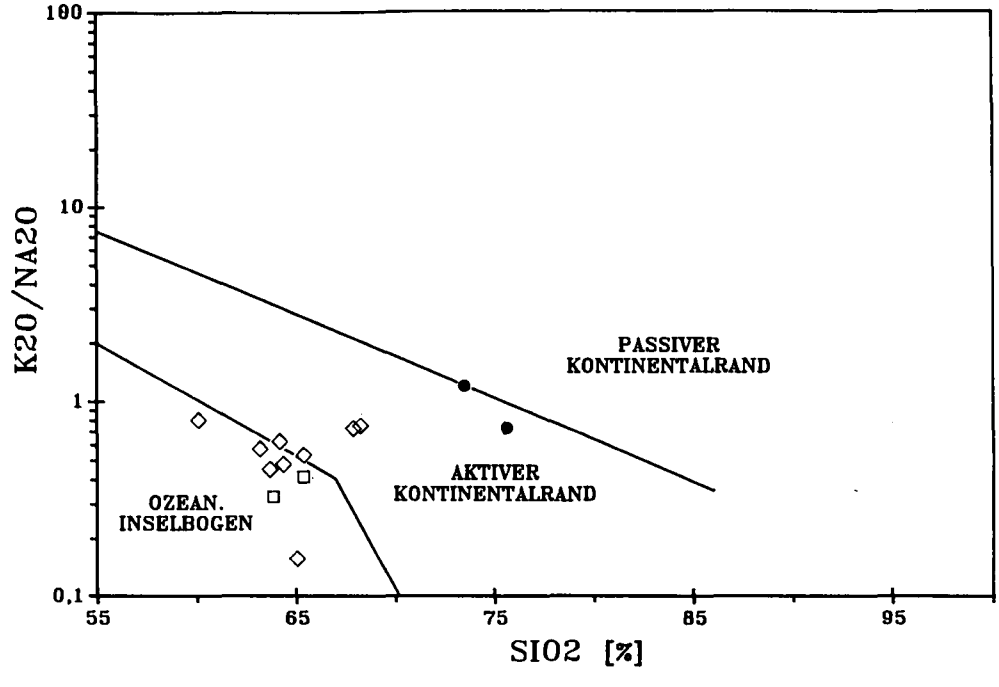


Abb. 20.
K_2O/Na_2O-SiO_2-Diskriminierungsdiagramm zur Unterscheidung von Sandsteinen verschiedener plattentektonischer Positionen nach ROSER & KORSCH (1986).
Eingetragen sind 11 Analysen der Fleonsgrauwacken. Symbole wie Abb. 13.

lysen der Fleonsgrauwacken in eines der Diagramme dieser Autoren ein, ergibt sich eine relativ weite Streuung (Abb. 20). Unter Vorbehalt kann ein Subduktionsmilieu mit krustaler Komponente für die Fleonsformation abgelesen werden. Nach den Daten von BATHIA (1983) sowie BATHIA & CROOK (1986), die durchschnittliche Sandsteinzusammensetzungen unterschiedlicher geotektonischer Positionen angeben (Tab. 4), ist die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken am ehesten mit Sanden ensialischer Inselbögen oder aktiver Kontinentränder zu vergleichen.

8. Mikrosondenuntersuchungen

8.1. Vorbemerkungen

Mikrosondenanalysen wurden von Pyroxenen, Granaten und Feldspäten erstellt. Pyroxenanalysen der Grauwackenserie sollten zur Klärung der Art des Vulkanismus im Liefergebiet und der Beziehung der Diabaslagergänge zur Fleonsformation beitragen. Ein ähnlicher Vergleich zwischen einem potentiellen Liefergestein und Mineralklasten in der Grauwackenserie boten Granate. In mehreren Proben der Porphyroide des Bereichs Weißsteinspitz wurden Granate gefunden. Auch der Comelico-Porphyroid führt teilweise Granate (HEINISCH, 1981). Damit konnte der Frage eines allgemein vermuteten, faziellen Zusammenhangs des Comelico-Porphyroids mit der Fleonsformation auf mineralchemischem Weg nachgegangen werden (vgl. Abschnitt 10). Die insgesamt ca. 200 Mineralmessungen erfolgten am Mineralogischen Institut der Universität Tübingen.

8.2. Pyroxene

8.2.1. Methodik

VALLANCE (1974) zeigte, daß reliktische Pyroxene alterierter Vulkanite ihre primäre Zusammensetzung behalten. Da der Mineralchemismus Beziehungen zum Magmentyp aufweist, werden Pyroxene für eine Charakterisierung des ehemaligen Magmas herangezogen. Besondere Bedeutung haben dabei klastische Pyroxene, da hier keine Spurenelementanalysen des Ausgangsgesteins mehr erstellt werden können (CAWOOD, 1983).

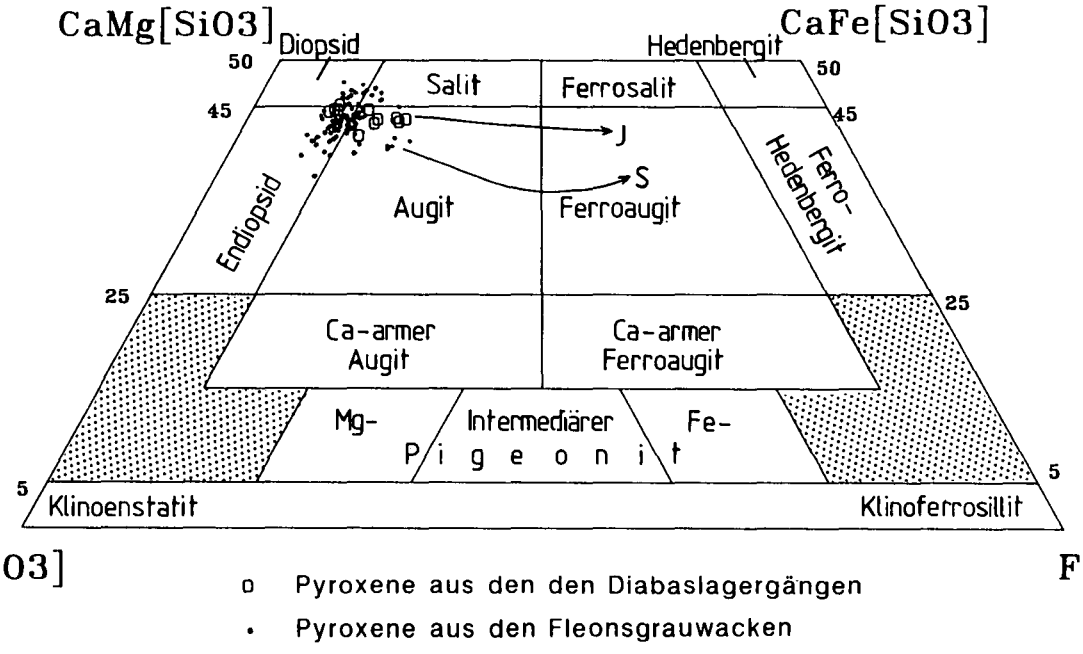
Für die Pyroxenmessungen lagen nur wenige Proben mit ausreichend Analyseobjekten vor. So enthielt nur eine Probe der Diabaslagergänge reliktische Pyroxene. Im Falle der Fleonsgrauwacken wurden Pyroxene in drei unabhängigen Proben analysiert, um die Schwankungsbreite der Pyroxenzusammensetzung in verschiedenen stratigraphischen Niveaus zu prüfen. Geeignete Proben waren dazu nur von der Westseite der Raudenspitz zu gewinnen.

8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges

Die Zusammensetzung der Pyroxene des Lagerganges östlich des Hochweißsteinhauses liegt innerhalb des Streubereichs der klastischen Pyroxene der Fleonsformation (Abb. 21). Es handelt sich um Ca-reiche Klinopyroxene. Von den klastischen Pyroxenen heben sich die Pyroxene des Lagergangs vor allem durch niedrigere Cr-Gehalte ab. Pyroxene werden wie das Stammagma mit fortschreitender Fraktionierung Cr-ärmer (WASS, 1979). Es kann daher auf einen höheren Fraktionierungsgrad der Diabaslagergänge gegenüber dem Hauptteil der Laven des Liefergebietes der Fleonsgrauwacken geschlossen werden. Die Pyroxene der Diabaslagergänge sind dabei im Gefolge einer Magmendifferentiation aus Pyroxenen der Fleonsformation ableitbar (Abb. 21).

8.2.3. Klastische Pyroxene

Sämtliche analysierten klastischen Pyroxene erwiesen sich ebenfalls als Ca-reiche Klinopyroxene. Trotz



o Pyroxene aus den den Diabaslagergängen

• Pyroxene aus den Fleonsgrauwacken

Abb. 21.
Analysen klastischer Pyroxene der Fleonsformation und der Pyroxene des Diabaslagerganges im Mg-(Fe+Mn)-Ca-Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951).
J = Trend von Pyroxenen in Alkalibasalten Japans; S = Trend von Pyroxenen der tholeiitischen Skaergaard-Intrusion (nach BARBERI et al., 1971).

der hohen Analysenanzahl sind keine sicheren mineralchemischen Gruppen abzugrenzen. Eine Trennung in kleine und große Pyroxenklasten ließ keine Beziehung zwischen dem Mineralchemismus und der Größe erkennen. Es sind damit zum Beispiel keine Grundmassen- und Einsprenglingspyroxene zu unterscheiden. Eine stratigraphische Abhängigkeit des Pyroxenchemismus ist ebenfalls nicht erkennbar, da die Analysenwerte der drei verschiedenen Proben in einem gemeinsamen Bereich streuen.

Im Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951) fallen die meisten Analysen in das Endiopsid- und Augitfeld (Abb. 21). Davon leicht abgesetzt ist eine Punktschar zu erkennen, die vom Diopsid- ins Augitfeld zieht und damit einen Ca-reicheren Trend andeutet. Dieser Differentiationstrend ist typisch für Pyroxene von Alkalibasalten (BARBERI et al., 1971). Die Ca-ärmere Gruppe ist dagegen in ihrer Stellung mildalkalischen Basalten zuzuordnen (vgl. Kap. 8.2.4.).

8.2.4. Magmentypisierung mit Hilfe der Pyroxene

Mitte- und Randmessungen an einigen Pyroxenen erbrachten keinen Hinweis auf eine Zonierung. Daraus kann geschlossen werden, daß die Pyroxene mit der Schmelze im Gleichgewicht waren (WASS, 1979; CAWOOD, 1983). Auch Reaktionssäume, eine Durchsiebung, Anzeichen von Resorption und Überwachsungen, wie sie für Kristallxenolithe typisch sind (WASS, 1979), konnten an keinem der Pyroxene festgestellt werden. Damit ist eine Magmentypisierung auf der Grundlage des Pyroxenchemismus sinnvoll.

Die Beziehung der Pyroxenzusammensetzung zum Magmentyp wurde erstmals eingehend von KUSHIRO (1960), LE BAS (1962), VERHOOGEN (1962) und COOMBS (1963) untersucht. NISBET & PEARCE (1977) sowie LETERRIER et al. (1982) stellten derartige Untersuchungen zum ersten Mal in den Rahmen magmentektonischer Betrachtungen.

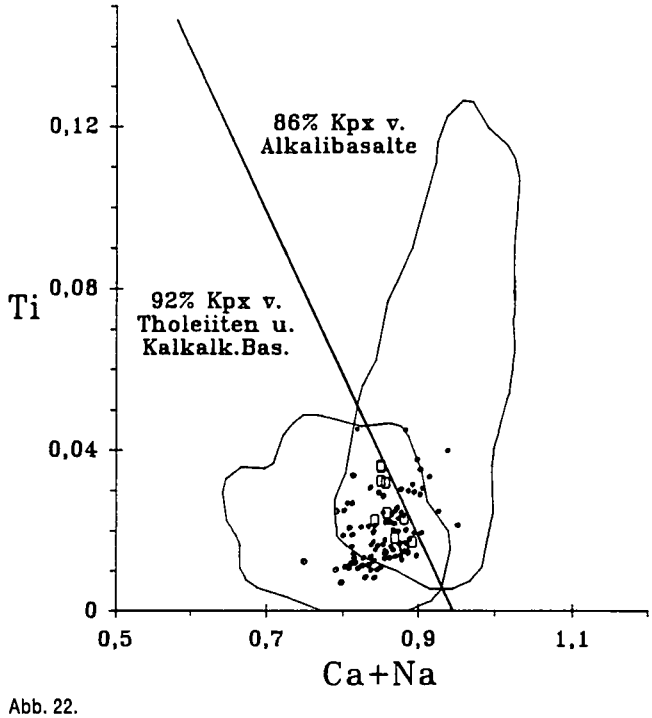


Abb. 22.
Ti-(Ca+Na)-Diagramm zur Unterscheidung von Klinopyroxenen alkalischer und subalkalischer Basalte für die analysierten Pyroxene der Fleonsformation und der Diabaslagergänge nach LETERRIER et al. (1982).
Symbole wie Abb. 21.

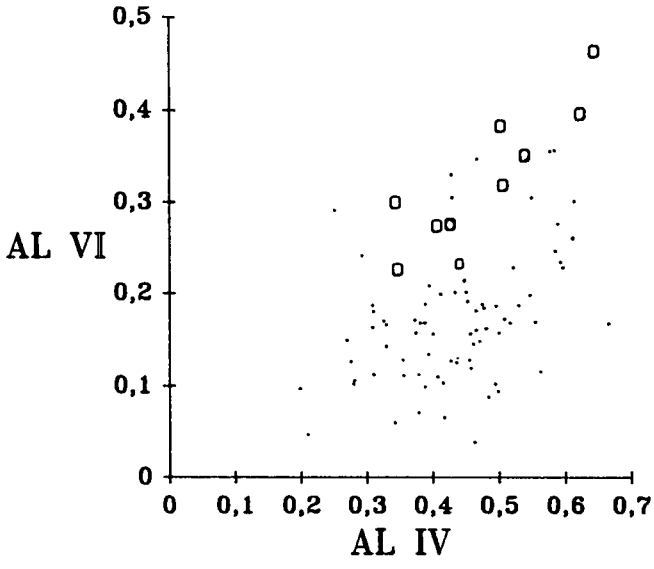


Abb. 23.
Korrelation oktaedrisch koordiniertes Al (Al^{VI}) gegen tetraedrisch koordiniertes Al (Al^{IV}) in den analysierten Pyroxenen nach AOKI & SHIBA (1973).
Symbole wie Abb. 21.

In Abb. 22 ist für die vorliegenden Pyroxenanalysen das Diskriminierungsschema nach LETERRIER et al. (1982) angewandt. In dem Diagramm, das Pyroxene alkalischer Magmen von subalkalischen abtrennt, fallen die untersuchten Pyroxene in den Überlappungsbereich. Zieht man die von den Autoren vorgeschlagene Diskriminierungslinie heran, ist ein Schwerpunkt im subalkalischen Feld zu konstatieren.

Die Problematik der Pyroxendiskriminierung zeigt sich darin, daß der Diabaslagergang in seiner Spurenelementcharakteristik alkalisch ist, die zugehörenden Pyroxene im Diagramm von LETERRIER et al. (1982) jedoch unter die Trennungslinie ins subalkalische Feld fallen. Auch die hier nicht dargestellten Pyroxen-Diagramme von NISBET & PEARCE (1977) diskriminieren die analysierten Pyroxene ganz oder schwerpunktmäßig als subalkalisch. Eine Betrachtung ausschließlich klastischer Pyroxene würde hier zu Fehlinterpretationen führen.

Zahlreiche Autoren betonen daher, daß Magmentypen durch die Zusammensetzung von Pyroxenen weniger klar abzutrennen sind als durch den Chemismus des Gesamtgesteins (vgl. MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979; COISH & TAYLOR, 1979; NISBET & PEARCE, 1977; LETERRIER et al., 1982). Die Ursache ist, daß die Pyroxenzusammensetzung außer vom Chemismus der Schmelze auch von den Gesetzmäßigkeiten des Gitters, der Kristallisationsabfolge und von physikalischen Faktoren gesteuert wird (BARBERI et al., 1971; AOKI & SHIBA, 1973; MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979).

Diese Abhängigkeit kann zum Beispiel über die Koordination von Al im Gitter Informationen über die Druckbedingungen und damit die Bildungstiefe liefern (AOKI & SHIBA, 1973). Trägt man die vorliegenden Pyroxene in das Korrelationsdiagramm nach AOKI & SHIBA (1973) ein, setzen sich die Pyroxene des Lagerganges auffallend durch höhere Anteile oktaedrischen Aluminiums vom Hauptfeld der klastischen Pyroxene ab (Abb. 23). Daraus können für diese Gruppe gegenüber

dem Hauptteil der klastischen Pyroxene höhere Drucke während der Kristallisation abgeleitet werden. Die klastischen Pyroxene entstammen damit sehr wahrscheinlich effusiven Laven, nur wenige subvulkanischen Bildungen wie z.B. den Lagergängen.

8.3. Granate

8.3.1. Methodik

Untersuchungen über die Herkunft akzessorischer Granate in sauren bis intermediären Magmatiten führten zu verschiedenen, teilweise kontroversen petrogenetischen Modellen (GREEN & RINGWOOD, 1968, 1972; BIRCH & GLEADOW,1974; CAWTHORN & BROWN, 1976; MILLER & STODDARD, 1981). Trotzdem können Granate in intermediär-sauren Magmatiten als Anzeiger eines bestimmten Bildungsmilieus dienen. So sind magmatische Granate im wesentlichen auf peraluminöse Magmatite beschränkt (DU BRAY, 1988). In allen petrogenetischen Modellen spielt Anatexis in der Unterkruste eine Schlüsselrolle (vgl. CLEMENS & WALL, 1984; BARLEY, 1987). GILL (1983) verweist auf die Beschränkung auf Gebiete, die Anatexis und Assimilation von pelitischem Material erlauben. Als geotektonischer Rahmen kommt ein Subduktions-, syn- oder postkollisionales Regime in Frage (DU BRAY, 1988; BARLEY, 1987; CLEMENS & WALL, 1984).

8.3.2. Granate der Porphyroide

Die vier in den Porphyroidproben von der Weißsteinspitz gemessenen Granate haben eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung. Es handelt sich um Almandine mit einem Almandin-Gehalt von ca. 73 %. Die Pyropkomponente ist mit ca. 21 %, die Spessartin- und Grossular-Komponente mit jeweils nur 2 bis 4 % beteiligt. Tab. 5 zeigt, daß diese Werte gut mit Literaturdaten magmatischer Granate übereinstimmen. Gegen den Rand konnte eine Abnahme der Almandin-Komponente und eine Zunahme der Pyropkomponente festgestellt werden. Die Spessartin- und Grossular-Komponente zeigten keine ausgeprägten Trends.

Grundsätzlich bietet die peraluminöse chemische Zusammensetzung (c-normativ) der Porphyroide die Voraussetzung für eine magmatische Kristallisation von Granaten. Der fortgeschrittene Alterierungszustand der Granate läßt jedoch keine texturellen Schlußfolgerungen zur Frage einer xenolithischen oder primärmagmatischen Herkunft der Granate mehr zu.

8.3.3. Klastische Granate

Die Messungen von Granaten der Fleonsformation wurden mangels weiterer Funde hauptsächlich an einer Probe vom Edigon durchgeführt. Sie gehört dem QFr-Grauwackentyp an. Lediglich eine Analyse konnte aus einer anderen Probe gewonnen werden. In dieser Probe aus den QFa-Grauwacken (Ostseite Raudenspitz) treten die Granate zusammen mit Pyroxenen auf. Der hier gefundene Granattyp ist identisch mit der Hauptgruppe der Probe vom Edigon.

Die 17 analysierten Granate aus der Fleonsformation sind durchwegs almandinbetont, lassen sich nach ihrer Zusammensetzung jedoch in vier Gruppen trennen (Abb. 24). Die meisten Granate besitzen einen Almandin-Anteil von 71–75 % und ein Pyrop-Anteil von 18–22 %. Die Spessartin- bzw. Grossular-Komponente dieser Gruppe liegt meist unter 5 %. Es fällt dabei die gute Übereinstimmung mit Granaten aus dem Porphyroid auf (Tab. 5).

Vier Vertreter wurden von einem sehr almandinreichen Typ registriert (Almandin-Komponente >90 %). Eine Zwischenstellung nehmen Granate mit einem Almandin-Gehalt von 85 % und einem Pyrop-Gehalt von 10 % ein. Eine vierte Gruppe erreicht einen Pyrop-Gehalt von 30 %, der damit deutlich über der Hauptgruppe liegt. Der Almandin- und Spessartin-Gehalt dieser Gruppe ist zugleich am niedrigsten.

Die Übereinstimmung des Granatchemismus zwischen der Gruppe mit den meisten gemessenen Vertretern in den Fleonsgrauwacken mit den Granaten der Porphyroide stützt die geländegeologischen und geochemischen Befunde einer faziellen Beziehung beider Einheiten. Für die Herkunft der anderen Granatgruppen kommt der sedimentär-kristalline Sockel in Frage. Da nur wenige Porphyroidgranate gemessen werden konnten, ist jedoch die Herkunft weiterer Granattypen aus dem Porphyroid nicht auszuschließen.

Tabelle 5.
Zusammensetzung von Granaten der Porphyroide und klastischer Granate der Fleonsformation sowie Vergleich mit Literaturdaten.

		Alm.	Pyr.	Gross.	Spess.
Porphyroide im Arbeitsgebiet (n = 4)		72,6	21,5	3,4	2,6
Fleonsgrauwacken	Gr. 1 (n = 8)	72,8	20,0	3,6	3,5
	Gr. 2 (n = 4)	91,2	4,0	1,0	3,8
	Gr. 3 (n = 2)	85,8	10,0	1,7	2,5
	Gr. 4 (n = 3)	67,3	29,7	2,1	1,2
Andesite und Dazite (TRÖGER, 1959)		70±8	14 ±6	5,5±6	4,5±2
Glimmerschiefer (TRÖGER, 1959)		73±9	17,5±9	4 ±3	3 ±2
Granodiorite (TRÖGER, 1959)		63±8	21 ±7	0,5±1	4,5±4
Devonische Ignimbrite, Victoria, Australien (CLEMENS & WALL, 1984)	Frühmagmatisch	70	22	4	4
	Spätmagmatisch	82	13	2	3
Kretazische, intermediär-saure Vulkanite, Neuseeland (BARLEY, 1987)	Mt. Somers	78	13	4	3,3
	Malvern Hills	87	5	5,6	0,6

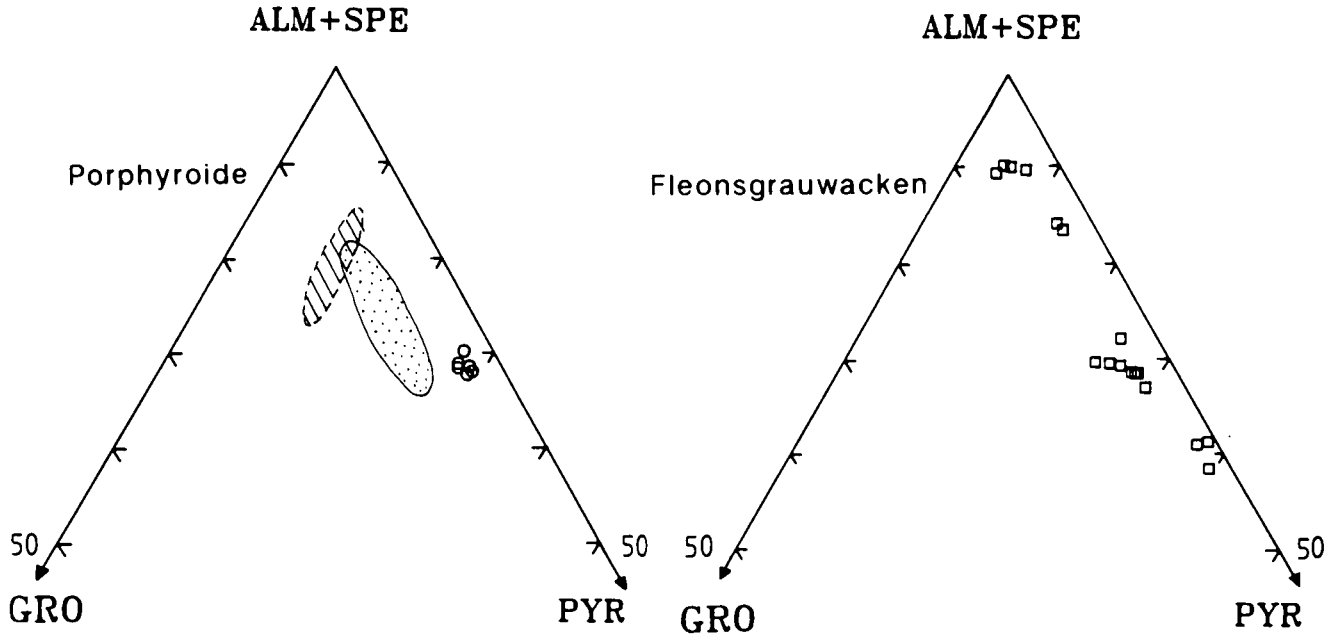


Abb. 24.
Grossular-Pyrop-(Almandin+Spessartin)-Granatdreieck für Granate aus den Porphyroiden und klastischen Pyroxenen aus der Fleonsformation.
Schraffiertes Feld: Granate aus Rhyolithen Japans (GILL, 1981); gerastertes Feld: Granate aus Rhyodaziten Victorias/Australien (GREEN & RINGWOOD, 1972).

8.4. Feldspäte

Feldspäte sind aufgrund spezifischer Unterschiede im Chemismus und Ordnungszustand potentiell von großer Bedeutung zur Rekonstruktion eines Liefergebietes (HELMOLD, 1985; TREVENA & NASH, 1981; MAYNARD, 1984). Die Anfälligkeit gegenüber Umwandlungen während der Diagenese und Metamorphose schränkt die Anwendung jedoch stark ein. Mikrosondeanalysen wurden daher hauptsächlich mit dem Ziel durchgeführt, den Stand der Albitisierung bzw. Entmischung der Feldspäte in den Grauwacken zu testen.

Die Analysen von Plagioklasen der Grauwackenserie ergaben fast reine Albite mit einem An-Gehalt von maximal 2,5 %. Derart reine Albite sind typische Endprodukte der Albitisierung (HELMOLD, 1985). Ein Großteil der registrierten Kalifeldspäte der Grauwackenserie repräsentieren Endglieder mit Or>97 %. Einzelne Analysen weisen Or-Gehalte zwischen 63 und 90 % auf. Die fast reinen Kalifeldspäte könnten als Entmischungsprodukte interpretiert werden. Albitisierte Bereiche waren in Meßtraversen jedoch nicht festzustellen. Damit liegen eventuell primäre Kalifeldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle vor.

9. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse

9.1. Das Liefergebiet

In Tab. 6 sind die Ergebnisse der angewandten Untersuchungsmethoden getrennt nach Aussagen über die Petrologie des Liefergebiets und über die plattentektonische Position zusammengefaßt. Das Liefergebiet konnte mit petrographischen und gesamtchemischen Analysen in drei Komponenten aufgegliedert werden. Diese sind:

1) Basische (–intermediäre) Vulkanite
2) Saure, dazitisch-rhyolithische Vulkanite
3) Sockelgesteine: vorwiegend (Meta-)Sedimente, untergeordnet Granitoide und Ultramafite („orogen")

Die Trennung des vulkanischen Detritus in basisch und sauer beruht auf der Bimodalität des Vulkanismus, die aus der dünnschliffmikroskopischen Komponentenanalyse hervorgeht und zwei Grauwackengruppen unterscheiden läßt. Offenbar handelt es sich um räumlich (zeitlich?) getrennte Eruptionszentren, die in Abhängigkeit vom Entwässerungssystem abwechselnd vorwiegend basischen oder sauren Vulkanitdetritus lieferten. Dabei sind die leicht abtragbaren sauren Pyroklastika weniger durch Fremdmaterial (Abtragungsprodukte des Sockels) verunreinigt, als die basischen Vulkanite. Im Profil Raudenspitz/Monte Fleons wird der basische von saurem Vulkanitdetritus abgelöst. Ob dadurch ein genereller zeitlicher Trend des Vulkanismus angezeigt ist, kann aus dem Rahmen des Untersuchungsgebietes nicht geklärt werden.

Der Sockel wird von Sedimenten und Metasedimenten dominiert. Darauf weisen zahlreiche sedimentäre Klasten und ein hoher Quarzgehalt hin. Granitoide zeigen sich in Form charakteristischer Quarze und Turmaline, Ultramafite in modalem Chromit und erhöhten Cr- und Ni-Werten der gesamtchemischen Analysen.

Die Vulkanite des Liefergebietes stehen mit großer Wahrscheinlichkeit in genetischem Zusammenhang mit den Diabaslagergängen und Porphyroiden des Arbeitsgebietes. Dafür sprechen geochemische und mineralchemische Analysen sowie verschiedene Feldbefunde, wie z.B. eine Wechsellagerung von Porphyroiden und feinkörnigen Fleonsgrauwacken an der Tscharrespitz (Nw Obstanser See). Vor diesem Hintergrund wird in Abschnitt 10 die plattentektonische Position der Fleonsformation diskutiert.

9.2. Der Ablagerungsraum

Abb. 25 und 26 geben ein Bildungs- und Faziesschema für die Fleonsformation wieder, das die wichtigsten

Tabelle 6.
Tabellarische Zusammenfassung der Indikatoren zur Aufschlüsselung des Liefergebietes der Fleonsformation.

Informationen über	FELDBEFUND Fazies/Sedimentologie	PETROGRAPHIE qualitativ	PETROGRAPHIE quantitativ	GEOCHEMIE Vulkanite	GEOCHEMIE Sedimente	MIKROSONDE
VULKANISMUS	Diabaslagergänge Öfner Joch und Porphyroide (Weißsteinspitz/Comelico) mit hoher Wahrscheinlichkeit in stratigraphischem Zusammenhang mit Fleonsformation. Im Randbereich des Porphyroidvorkommens sind Umlagerungserscheinungen zu beobachten. Ein sicherer Nachweis der Zusammenhänge ist angesichts komplexer Tektonik nicht möglich.	Art der vulkanischen Gesteinsbruchstücke aufgrund Mineralbestand u. Textur: basisch-trachytisch; dazitisch-rhyolithisch. Vorwiegend effusiv Fragmente von Zwickelfüllungen von Pillowlaven zeigen Abtrag tlw. submariner Effusiva.	bimodale Häufigkeitsverteilung basischer u. saurer Vulkanitfragmante	Diabaslagergänge: mildalkalisch Mugearite-Hawaiite Porphyroide: subalkalische Rhyodazite - Rhyolithe vom High-K-Typ	Der Chemismus der Fleonsgrauwacken liegt v.a.von Elementen, die an mafische Minerale gebunden sind, auf der Mischungslinie Diabaslagergänge/Porphyroide. Diese sind damit mit großer Wahrscheinlichkeit Äquivalente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleonsgrauwacken.	Pyroxene: kalstische Pyroxene der Fleonsformation und Pyroxene der Diabaslagergänge stimmen im Chemismus weitgehend überein. Charakter mildalkalisch bis subalkalisch (Diskriminierung nicht eindeutig) Entstammen Basalten Granate: Zusammensetzung der Granate in den Porphyroiden entspricht häufigster Granatgruppe in den Fleonsgrauwacken. Nicht zu entscheiden ob primärmagmatisch oder reliktisch.
SOCKEL	unbekannt	Sedimentäre Gesteinsfragmente: Tonschiefer, Feinsandsteine, Quarzite, Grauwacken; v.a. bei ersteren beiden Intraklasten nicht mehr abtrennbar. Chert, Lydite. Metasedimente: orientierte, polykristalline Quarzaggregate. Granitoide, High-grade-Metamorphite: Quarze mit Mineraleinschlüssen, Kalifeldspäte (?) Ultramafite: Chromit	Q > F Ls ~ 25% Quarzvormacht muß aus dem Sockel stammen. Zusammen mit relativ hohem Anteil sedimentärer Komponenten sind dies Charakteristika für einen "orogenen" Sockel (vorwiegend Sedimente u. Metasedimente, untergeordnet Plutonite).		Einige Elementverteilungen sind nur durch eine dritte Quelle zu erklären. Es deuten auf: Sedimente: hoher Fremdanteil an Zirkon. Granitoide, High-grade-Metamorphite: Verschiebung auf der Mischungslinie bei K und Rb (?) Ultramafite: hohe Cr- u. Ni-Werte, die nicht durch sedimentäre Anreicherung mafischer, vulkanischer Minerale erklärt werden können.	Möglicherweise Relikte des Basements sind Kalifeldspäte und einzelne Granatgruppen
PLATTENTEKTONISCHE POSITION	Fluviatiler Transport in wellendominierten Küstenabschnitt: Fandeltas Ausbildung typisch für tektonische Dehnungszonen (Horst-Graben-Strukturen) und herausgehobenen Abschnitten aktiver Kontinentalränder und Inselbögen.	unreifer Charakter des Detritus (Grauwacken) bis hin zu Grobklastika. Erhalt anfälliger Minerale (Pyroxene) - rasche Hebung des Hinterlandes - kurzer Transportweg	Im Diskriminierungsdiagramm nach DICKINSON ergibt sich Lage an Grenze Arc-/Orogenfeld Nach dem detritischen Modalbestand bleiben folgende Fälle offen: 1. ensialischer Inselbogen (Backarc) 2. aktiver Kontinentalrand (Backarc) 3. passiver Kontinentalrand mit Intraplattenvulkanismus	Diabaslagergänge: Intraplattenverteilungsmuster der Spurenelemente Porphyroide: subalkalische high-K-Rhyodazite u. Rhyolithe werden bevorzugt über konvergierenden Plattenrändern gefördert. Seltener anorogenes Krustenschmelzprodukt.	Gesamtchemismus zeigt größte Ähnlichkeiten zu Sanden aus subduktionsgebundenem Milieu mit krustaler Komponente. Dies gilt besonders für die QFr-Gruppe	Diskriminierung nicht eindeutig. Da sich ein Bezug zu den Diabaslagergängen ergibt, ist ein Intraplattenmilieu zu fordern, zu dem der Chemismus der Pyroxene nicht im Widerspruch steht.

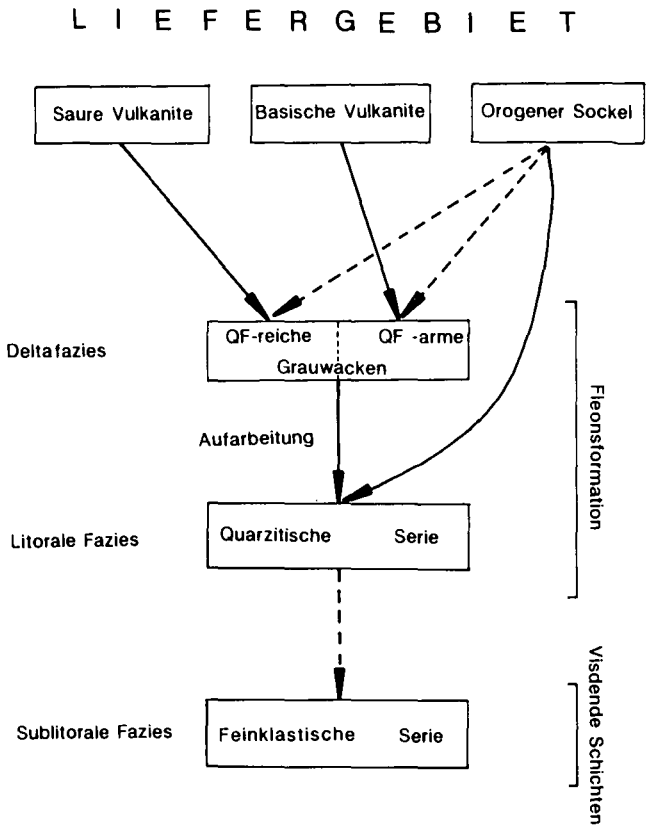


Abb. 25.
Schema zur Bildung des Fazieskomplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten durch unterschiedliche Beteiligung der Komponenten des Liefergebietes und durch Aufarbeitungsprozesse.

Ergebnisse berücksichtigt. Verschiedene Mischungsverhältnisse der drei petrologischen Komponenten des Liefergebietes sowie verschiedene Transport- und Ablagerungsbedingungen führten zu einem differenzierten Fazieskomplex.

Ein proximales Produkt ist die Grauwackenserie, deren unreifer, vorwiegend vulkanischer Detritus rasch in Form von Fandeltas in das Becken geschüttet wurde. Aus der litoralen Aufarbeitung der Deltasedimente an einer wellendominierten Küste und einer verstärkten Einbeziehung quarzreichen Detritus des Sockels zwischen den deltaischen Schüttungszentren ging die Quarzitische Serie hervor. Ein distales, vorwiegend feinklastisches Produkt repräsentieren die in der Literatur als Visdende-Schichten von der Fleonsformation abgetrennten Tonschiefer, quarzitischen Schiefer und Quarzite. Alle drei klastischen Einheiten zeigen fazielle Übergänge oder Verzahnungen.

Die Anlage von Fandeltas und der teilweise grobe Detritus deuten auf eine rasche Hebung des Hinterlandes und ein ausgeprägtes Relief am Beckenrand hin. Es ist ein humides Klima anzunehmen, da die Schüttung im fluviatilen Milieu erfolgte (Sedimentstrukturen, gut gerundete Gerölle, keine Brekzien).

Vergleicht man dieses Faziesmodell mit Serien der zentralen und östlichen Karnischen Alpen ergeben sich Analogien vor allem zu ordovizischen Abfolgen. Das Ordovizium in diesem Teil der Karnischen Alpen ist ebenfalls vorwiegend flachmarin-klastisch (Himmelberger Sandstein, Konglomerate, sandige Schiefer der Uggwa-Fazies). Vulkanische Bildungen treten dagegen nur sehr untergeordnet in Erscheinung. Das Faziesmodell von SCHÖNLAUB (1971) für das Ordovizium der zentralen und östlichen Karnischen Alpen, das eine Bewegtwasser- und Stillwasserfazies unterscheidet, ist dabei gut auf die Beziehung der Fleonsformation zu den Visende-Schichten übertragbar. Die Deltaschüttungen der Grauwackenserie haben jedoch keine Entsprechung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.

Die Sedimentationsprozesse des Komplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten unterscheiden sich dagegen stark von denen des Hochwipfelflyschs. Die Fleonsformation und die Visdende-Schichten weisen weder eine vergleichbare Turbiditfazies noch Hinweise auf scharfe Umbrüche im Sedimentationsgeschehen auf, wie sie in den weitverbreiteten Brekzienlagen vor allem an der Basis des Hochwipfelflysches ausgebildet sind.

10. Plattentektonische Position der Fleonsformation

Wie in den vorigen Abschnitten dargelegt wurde, liefert die Beurteilung der paläotektonischen Position der Fleonsformation mittels einzelner Parameter keine eindeutige Aussage. Es sollen daher hier abschließend Modelle diskutiert werden, die alle Ergebnisse auch über die Vulkanite des Arbeitsgebietes berücksichtigen.

Zunächst stößt die Einbeziehung der untersuchten Metabasalte und Porphyroide auf die Schwierigkeit, daß sich Alkalibasalte mit Intraplattencharakteristik und High-K-Rhyodazite als vorwiegende Produkte konvergierender Plattengrenzen gegenseitig auszuschließen scheinen. Sucht man nach rezenten Beispielen derartiger Vulkanitvergesellschaftungen, können die westliche USA (EWART, 1979) oder der Mittelmeerraum (SAVELLI, 1988) angeführt werden. In beiden Fällen handelt es sich um plattentektonisch komplexe Bereiche, in denen Subduktions-, Kollisions und Dehnungsprozesse zeitlich-räumlich eng miteinander verknüpft sind und sich die jeweiligen magmatischen Produkte überlagern. Das ausgedehnte Extensionsfeld im Westen der USA (Basin and Range-Provinz)wird von EATON (1984) als ensialisches Backarc-Becken gedeutet. Kleinräumigere ensialische Backarc- und Intraarc-Becken mit ähnlichen Vulkanitvergesellschaftungen beschreiben BARTHOLOMEW & TARNEY (1984) aus dem Mesozoikum und Tertiär der südlichen Anden. Von COLE (1984) wird die Taupo-Zone diesem Typ zugerechnet.

Die Analyse des detritischen Modalbestandes bestätigt für die Fleonsformation ein im weiteren Sinn mobilorogenes Milieu im Bereich kontinentaler Kruste. Sowohl im Modalbestand als auch in der geochemischen Zusammensetzung sind für die klastischen Produkte Analogien zu rezenten Sanden in den westlichen USA zu finden. Die Bimodalität der vulkanischen Produkte und die Bildung von Fandeltas deuten unabhängig voneinander auf eine Dehnungstektonik während der Bildung der Fleonsformation hin. Von Horststrukturen und Vulkanzentren erfolgte die Schüttung von Abtragungsprodukten in die angrenzenden Grabenbereiche. Es muß jedoch relativ rasch zu einer Konsolidierung gekommen sein, da die Mächtigkeit der quarzitischen und grobklastischen Fazies 500 m nicht überschreitet und auf einzelne Gebiete beschränkt blieb.

In Abb. 27 wurden zwei plattentektonische Modelle für die Fleonsformation entwickelt. Sie unterscheiden

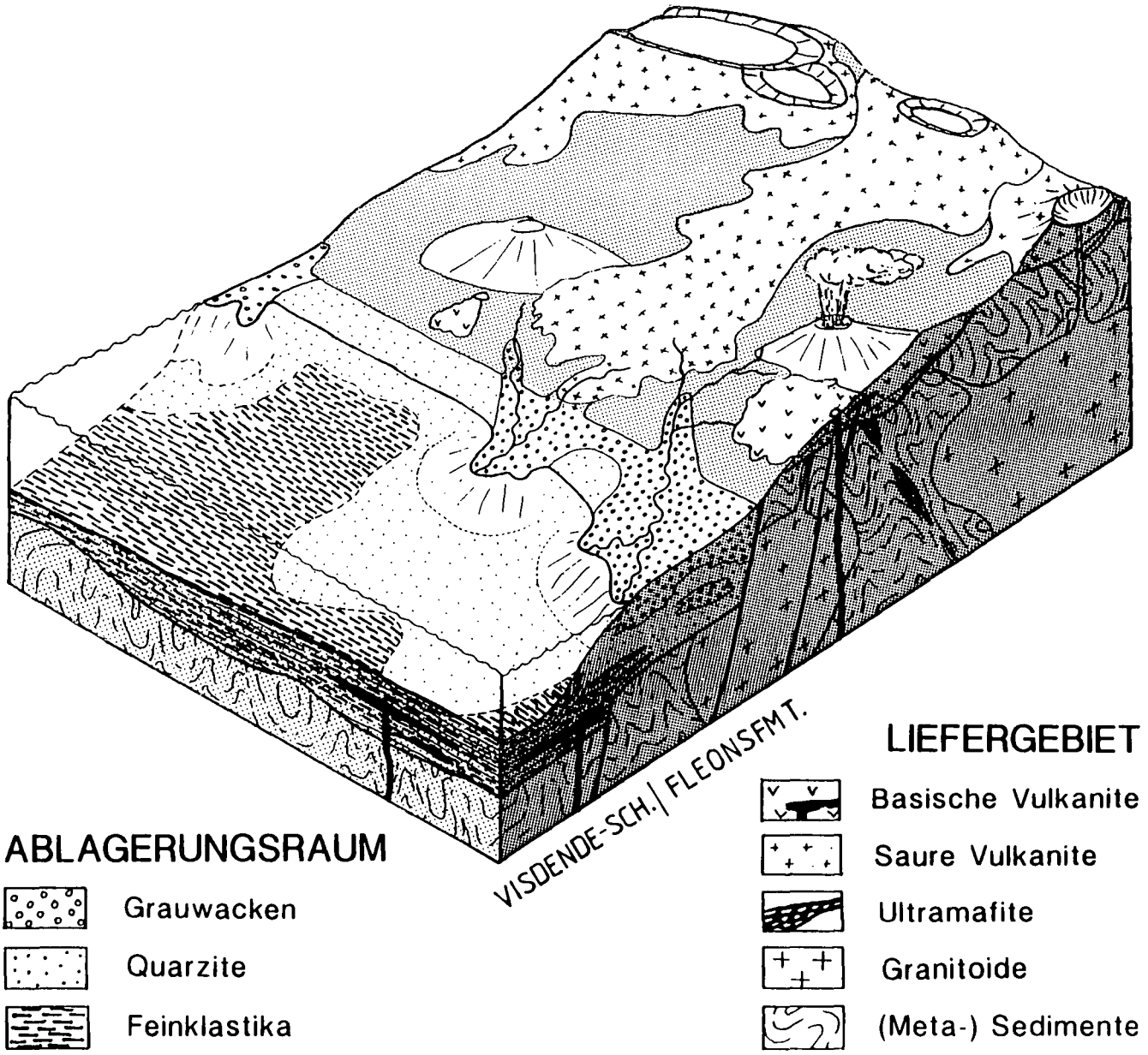


Abb. 26.
Blockbildschema der geologischen und paläogeographischen Verhältnisse während der Bildungszeit der Fleonsformation für den Raum der westlichen Karnischen Alpen.

sich im wesentlichen nur in Bezug auf den äußeren Rahmen.

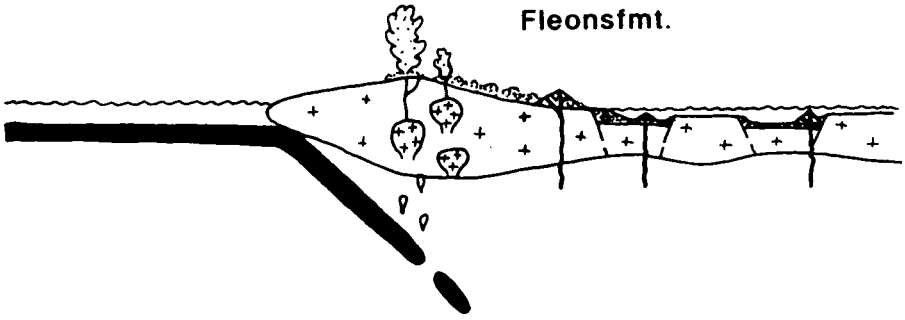
Das erste Modell entspricht vereinfacht der Situation in den westlichen USA mit einem ensialischen Backarc-Becken im Bereich eines aktiven Kontinentrandes. Der saure Vulkanismus ist subduktionsgebunden, der alkalische Intraplattenvulkanismus im Rückraum des Bogens besitzt dagegen eine davon unabhängige Mantelquelle. Das Backarc-Rifting führt zu einer Dehnungstektonik. Der orogene Sockel hat in diesem Modell keinen Bezug zur aktuellen geotektonischen Position, sondern wäre in einem vorausgegangenen Zyklus gebildet worden.

Das zweite Modell kann mit der Situation im Mittelmeer verglichen werden. Der orogene Sockel wird direkt in Bezug zur aktuellen Position gesetzt. Unter postkollisionalen Bedingungen mit einsetzender Dehnungstektonik kommt es zur Bildung später, saurer Schmelzprodukte und zur Förderung von Intraplattenalkalibasalten aus einer davon unabhängigen Mantelquelle. Angesichts der relativ geringen Sedimentmächtigkeiten und des zu fordernden raschen Übergangs von einem kompressiven zu einem tensionalen Regime ist allerdings keine Kollision großen Stils anzunehmen. Welches Modell die höhere Wahrscheinlichkeit besitzt, kann aus dem Rahmen des Arbeitsgebietes nicht geklärt werden. Es soll aber abschließend ein Vergleich mit bestehenden Modellen gezogen werden.

11. Schlußfolgerungen zur Stellung der Fleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen während des Paläozoikums

Da die Alterseinstufung der Fleonsformation umstritten ist, sollen die entwickelten Modelle sowohl für die Situation im Ordovizium als auch im Karbon diskutiert werden.

Modell 1



Modell 2

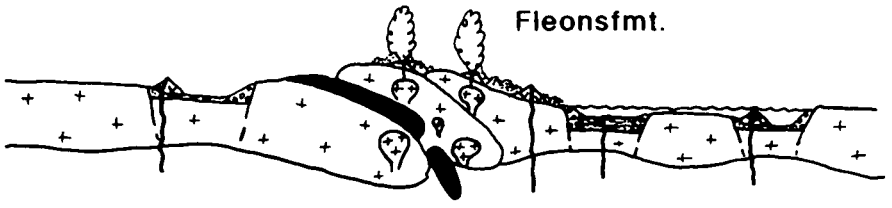


Abb. 27.
Plattentektonische Modelle für den Raum der westlichen Karnischen Alpen zur Zeit der Förderung der Porphyroide und Metabasalte sowie der Ablagerung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten.

Für das Ordovizium liegen mehrere, teilweise kontroverse Modelle vor. Subduktionsmodelle schlugen LOESCHKE (1977) auf der Grundlage geochemischer Vulkanitdaten sowie HÖLL (1979) und POHL (1984) auf der Grundlage der Verteilung von Vererzungen vor. Demgegenüber vertreten HEINISCH & SCHMIDT (1982) ein anorogenes Rifting-Ereignis.

Ein mehrstufiges Modell wechselnder plattentektonischer Konfigurationen stellten FRISCH et al. (1984, 1987) auf. Danach ist während des Spätproterozoikums und Frühpaläozoikums im Bereich des Ostalpins ein aktiver Kontinentrand oder Inselbogen entwickelt. Im Ordovizium kommt es zur Kollision mit einem anschließenden Übergang zu einem tensionalen tektonischen Regime. Der Vulkanismus wechselt von kalkalkalisch nach alkalisch. Die Bildung der Schmelzprodukte wird von NEUBAUER & FRISCH (1988) in Zusammenhang mit dem Aufdringen eines Mantelplumes im Rahmen nachwirkender Subduktionstätigkeit gebracht. Die plattentektonische Situation kennzeichnen die Autoren als intraorogenes Backarc-Becken. Dieses Modell ist damit weitgehend identisch mit dem für die Fleonsformation entwickelten zweiten Modell.

LOESCHKE (1989) unterscheidet im Oberordovizium einen passiven Kontinentrand oder ein kontinentales Dehnungsfeld mit mildalkalischen Intraplattenbasalten von einer konvergierenden Plattengrenze mit kalkalkalischen Produkten (Blasseneckporphyroid, Nockserie). Die Beziehung beider Räume läßt LOESCHKE offen. LOESCHKE & HEINISCH (in press) vergleichen den oberordovizischen Porphyroidvulkanismus mit der Situation, die im Perm zur Bildung des Bozener Quarzporphyrs führte und erwägen eine spät- bis postkollisionale Position.

Alle genannten Modelle lassen erkennen, daß das Oberordovizium eine Zeit der Umstellung ist. Die magmatischen Produkte entstammen sowohl einem ausklingenden kompressiven Regime als auch einem neu einsetzenden Dehnungsregime. Letzteres hielt während des Silurs und Devons weiter an (HEINISCH, HERTOGEN & SCHLAEGEL, 1988).

Die Daten aus den westlichen Karnischen Alpen spiegeln eine äquivalente Situation wider. Die für die Fleonsformation entwickelten Modelle sind daher mit vorhandenen Modellen für das Ordovizium sehr gut in Einklang zu bringen.

Nach einer Phase anhaltender Krustendehnung während des Silurs und Devons verstärkte sich am Ende des Visé die synsedimentäre Tektonik und leitet an der Grenze zum Oberkarbon in einen mobilen Flyschtrog über. Der Intraplattenvulkanismus der Dimonserie wird von VAI (1975) ins untere Westfal gestellt. VAI (1975) ordnet in diese Zeit auch die Fleonsformation ein. Im mittleren Westfal kommt es zur Hauptfaltung in den Karnischen Alpen.

Gegen eine Einbindung der Fleonsformation in das untere Westfal sprechen mehrere Punkte, die hier noch einmal zusammengefaßt sind:

- Der sedimentär-tektonische Rahmen der Fleonsformation und der Visdende-Schichten unterscheidet sich grundlegend von dem der Hochwipfelschichten. Parallelen ergeben sich dagegen zur ordovizischen Faziesvergesellschaftung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.
- Der Vulkanismus der Dimonserie kann sowohl in der chemischen Zusammensetzung als auch in der Art der Produkte mit den Vulkaniten der westlichen Karnischen Alpen nicht korreliert werden.
- In der Fleonsformation sind sowohl im Gelände als auch bei einer Aufbereitung auf organische Rückstände keinerlei Pflanzenreste nachzuweisen, obwohl dies für ein flachmarin-fluviatiles Milieu im Karbon zu erwarten wäre.

Die in dieser Arbeit dargelegten sedimentologischen, petrographischen und geochemischen Daten stützen ein oberordovizisches Alter der Fleonsformation. Es wird damit die Ansicht von SCHÖNLAUB (1985) bestätigt, der ein oberordovizisches Alter neben faziellen Argumenten mit Hilfe von Bryozoenfunden in sandigen Schiefern der Fleonsformation erhärten konnte. Die Fleonsformation wäre damit in die Reorganisationsphase der Plattenkonstellationen während des oberen Ordoviziums einzuordnen und stünde am Anfang der langanhaltenden Dehnungsphase, die den ost- und südalpinen Raum vom Silur bis Unterkarbon beherrschte.

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde als Diplomarbeit am Geologischen Institut der Universität Tübingen auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. LOESCHKE durchgeführt. Ihm gilt mein herzlicher Dank für zahlreiche Diskussionen und Anregungen, die nicht zuletzt zu der von ihm durch kritische Durchsicht des Manuskripts unterstützten Abfassung dieses Auszugs aus der Diplomarbeit führten.

Des weiteren gilt mein Dank allen, welche die Arbeit ermöglichten und zu deren Gelingen beitrugen. Insbesonders möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) bedanken, der durch gemeinsame Geländebegehungen, Diskussionen und die freizügige Überlassung eigener Forschungsergebnisse wesentlich die Arbeit gefördert hat. Herr Prof. P. METZ ermöglichte dankenswerterweise die Mikrosondenmessungen am Mineralogischen Institut Tübingen. Frau BARTHOLOMÄ sei für die sorgfältige Durchführung der Röntgenfluoreszenzmessungen gedankt. Die Geländearbeiten fanden freundlicherweise eine finanzielle Unterstützung durch die Geologische Bundesanstalt Wien und die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Beiden Institutionen soll an dieser Stelle gedankt werden.

Literatur

AOKI, K.J. & SHIBA, J.: Pyroxenes from lherzolithe inclusions of Itinome-gata, Japan. – Lithos, **6**, 41–51, Oslo 1973.

BARBERI, F., BIZOURD, H. & VARET, J.: Nature of the clinopyroxenes and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. – Contrib. Mineral. Petrol., **33**, 93–107, Berlin 1971.

BARTHOLOMEW, D.S. & TARNEY, J.: Crustal extension in the Southern Andes (45°–46°). – In: KOKELAAR, B.R. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 95–203, Blackwell, Oxford 1984.

BARLEY, M.E.: Origin and evolution of mid-Cretaceous garnet-bearing, intermediate and silicic volcanics from Canterbury, New Zealand. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Eds.): Tectonic controls on magma chemistry. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **32**, 247–267, 1987.

BASU, A.: Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to paleoclimate interpretation. – J. Sedim. Petrol., **37**, 1031–1044, Tulsa 1976.

BASU, A., YOUNG, S.W, SUTTNER, L.J., JAMES, W.C. & MACK, G.H.: Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycristallinity in detrital quartz for provenance interpretation. – J. Sedim. Petrol., **45**, 873–882, Tulsa 1975.

BATHIA, M.R.: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – J. Geology, **91/6**, 611–627, Chicago 1983.

BATHIA, M.R. & CROOK, K.A.W.: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**, 181–193, Berlin 1986.

BIRCH, W.D. & GLEADOW, A.J.W.: The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Carberean Cauldron, Central Victoria, Australia. – Contrib. Mineral. Petrol., 45: 1–13, Berlin (1974).

BLATT, H.: Provenance determinations and recycling of sediments. – J. Sediment. Petrol., **37**, 1031–1044, Tulsa 1967.

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R.C.: Origin of sedimentary rocks, 2nd edition, 782 S., Englewood Cliffs, New Jersey 1980.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott Verlag) 1976.

CAMERON, K.L. & BLATT, H.: Durabilities of sand size schists and volcanic rock fragment during fluvial transport, Elk Greek, Black Hills, South Dakota. – J. Sedim. Petrol., **41**, 565–576, Tulsa 1971.

CAWOOD, P.A.: Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (East Australia): a Paleozoic fore-arc terrane. – Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 1199–1214, Boulder, Colorado 1983.

CAWTHORN, R.G. & BROWN, P.A.: A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkaline magma through amphibole fractionation: reply. – J. Geology, **86**, 272–275, Chicago 1978.

CLEMENS, J.D. & WALL, V.J.: The role of manganese in the paragenesis of the magmatic garnet: a discussion. – J. Geology, **90**, 339–341, Chicago 1982.

COISH, R.A. & TAYLOR, L.A.: The effect of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. – Earth Planet. Sci. Lett., **42**, 389–398, Amsterdam 1978.

COLE, J.W.: Taupo-Rotorua Depression: an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 109–120, Oxford (Blackwell) 1984.

COOMBS, D.S.: Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. – Mineral. Soc. Amer., Spec. Paper, **1**, 227–250, 1963.

CROOK, K.A.W.: Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes). – In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. (Eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Pal. Min, Spec. Publ., **19**, 304–310, 1974.

DICKINSON, W.R.: Interpreting detrital modes of greywackes and arkose. – J. Sedim. Petrol., **40**, 695–707, Tulsa 1970.

DICKINSON, W.R.: Plate tectonics and sedimentation. – In: DICKINSON, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., **22**, 1–27, 1974.

DICKINSON, W.R.: Interpreting provenance from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 333–361, Dordrecht (Reidel Publishing Comp.) 1985.

DICKINSON, W.R., BEARD, I.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 222–235, Boulder, Colorado 1983.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone composition. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.

DICKINSON, W.R. & VALLONI, R.: Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – Geology, **8**, 82–86, Boulder Colorado 1980.

DU BRAY, E.A.: Garnet composition and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis – Southeastern Arabian Shield. – Contrib. Mineral. Petrol., **100**, 205–212.

EATON, G.P.: The Miocene Great Basin of Western North America as an extending back-arc region. – Tectonophysics, **102**, 275–295, Amsterdam 1984.

EWART, A.: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. – In: BARKER, F. (Ed.): Trondhjemites, dacites, and related rocks, 13–121, Amsterdam 1979.

FOLK, R.L.: Petrology of sedimentary rocks. – 182 S., Austin, Texas (Hemphill Publishing Co.) 1968.

FORCE, E.R.: The provenance of rutile. – J. Sedim. Petrol., **50**, 485–488, Tulsa 1980.

FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Verl. Max Niemeyer) 1894.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73/1**, 47–68, Stuttgart 1984.

FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine-Mediterranean mountain belts: 209–226, Mineralia Slovaca-Monography, Bratislava (Alfa) 1987.

FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine (Sediment-Petrologie Teil II). – 4. neubearb. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1988.

GAZZI, P.: Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Apenino modenese – correlazioni con il flysch di Monghidoro. – Mineralog. et Petrogr. Acta, **16**, 69–97.

GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75.000, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico. – Wien (Verlag der k.k. Geol. R.-A.) Wien 1902.

GILL, J.B.: Orogenic andesites and plate tectonics. – 390 S., Berlin (Springer-Verlag) 1981.

GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. & DICKINSON, W.R.: Common provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. – J. Sedim. Petrol., **46**, 620–632, Tulsa 1976.

GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Origin of garnet-phenocrysts in calc-alkaline rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **18**, 163–174, Berlin 1968.

GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Crystallisation of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions. – J. Geol. Soc. Austral., **19**, 203–212, 1972.

HARROLD, P.J. & MOORE, J.C.: Composition of deep-sea sands from marginal basins of the northwestern Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **31**, 507–514, Washington 1975.

HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien 1981.

HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P.: Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131/2**, 267–278, Wien 1988.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**, 211–239, Stuttgart 1982.

HELMOLD, K.P.: Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, 139–163, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.

HERITSCH, F: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936.

HINDERER, M.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach. – Jb. Geol. B.-A., **131**/3, 481–483, Wien 1988.

HINDERER, M.: Sedimentologie und Vulkanismus des Paläozoikums südlich St. Lorenzen /Lesachtal unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation (Westliche Karnische Alpen/Österreich/Italien). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 198 S., Tübingen 1989.

HÖLL, R.: Time- and stratabound early Paleozoic scheelite, stibnite, and cinnabar deposits in the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A., **1979**/3, 369–387, Wien 1979.

HOUSEKNECHT, D.W.: Comparative anatonomy of a Pottsville lithic arenite and quartz arenite of the Pocahonatas basin, southern West Virginia: petrogenetic, depositional, and stratigraphic implications. – J. Sedim. Petrol., **50**, 3–20, Tulsa 1980.

INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. & SARES, S.W.: The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. – J. Sedim. Petrol., **54**, 103–116, Tulsa 1984.

JENKINS, W.A.M.: Ordovician Chitinozoa from Shropshire. – Palaeontology, **10**, 436–488, London 1967.

KUSHIRO, I.: Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. – Amer. J. Sci., **258**, 548–554, New Haven, Connecticut 1960.

LE BAS, M.J.: The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.

LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M.: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. – Earth Planet. Sci. Lett., **59**, 139–154, Amsterdam 1982.

LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dtsch. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.

LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart 1989.

LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.: Paleozoic volcanism of parts of the Eastern Alps and its paleotectonic environment. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): The Pre-Alpine Basement in the Alps, Berlin (Springer-Verlag), in press.

MACK, G.H. & SUTTNER, L.J.: Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. – J. Sedim. Petrol., **47**, 89–100, Tulsa 1977.

MAYNARD, J.B.: Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting. – Sedimentology, **31**, 493–501, Amsterdam 1984.

MEVEL, C. & VELDE, D.: Clinopyroxene in mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. – Earth Planet. Sci. Lett., **32**, 158–164, Amsterdam 1976.

MIALL, A.D.: Principles of sedimentary basin analysis. – 490 S., New York – Berlin (Springer-Verlag) 1984.

MILLER, C.F. & STODDARD, E.F.: The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. – J. Geology, **89**, 233–246, Chicago 1981.

MORTON, A.C.: A new approach to provenance studies: Electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. – Sedimentology, **32**, 553–567, Amsterdam 1985.

MORTON, A.C.: Heavy minerals in provenance studies. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 249–278, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.

NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny back-arc basin model. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 351–357, 1988.

NISBET, E.G. & PEARCE, J.A.: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. – Contrib. Mineral. Petrol., **63**, 149–160, Berlin 1977.

PELLIZZER, R. & TOMADIN, L.: Grauwacke e non tufi fiabasici le rocce costituenti la giogaia dei Fleons-Creta Verde Catena Paleocarnica. – Acad. Naz. Lincei – Rend. Sc. fis. e nat., **32**, 516–523, Rom 1962.

PETTIJOHN, E.J.: Sedimentary rocks. – 3rd edition, 628 S., Harper & Row Publishers, 1975.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and sandstone. – 2nd edition, 553 S., Berlin ((Springer-Verlag) 1987.

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C.: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – 230 S., Stuttgart (Enke Verlag) 1987.

POHL, W.: Metallogenetic evolution of the East alpine Paleozoic basement. – Geol. Rdsch., **73/1**, 131–147, Stuttgart 1984.

POLDERVAART, A. & HESS, H.H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geology, **59**, 472–489, Chicago 1951.

POTTER, P.E.: Petrology and chemistry of modern big river sands. – J. Geology, **86**, 423–449.

POTTER, P.E.: South American modern beach sand and plate tectonics. – Nature, 311, 645–648, 1984.

POTTER, P.E.: South America and a few grains of sand: Part I – Beach sands. – J. Geology, **94**, 301–319, Chicago 1986.
PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**/1, 95–113, Wien 1976.

RAUSCHER, R.: Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et le Silurien en France. Etude des Acritarches, des Chitinizoaires et des spores. – Sci. geol. (Univ. Louis Pasteur Strasbourg, Inst. Géol.), Vol. **38**, 224 S., Strasbourg 1973.
ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Determination of tectonic setting of sandstone – mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. – J. Geology, **94**, 635–650, Chicago 1986.
ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Provenance signature of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. – Chem. Geology, **67**, 119–139, Amsterdam 1988.

SASSI, F.P., KALVACHERA, R. & ZANFERRARI, A.: New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Palönt. Mh., **12**, 741–751, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1984.
SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei porfiroidi del Comelico (Alpi orientali). – Mem. Soc. Geol. Ital., **20**, 425–434, Bologna 1979.
SAVELLI, C: Late Oligocene to recent episodes of magmatism in and around the Thyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intraorogenic (Mediterranean) type. – In: WEZEL, F.C. (Ed.): The origin and evolution of arcs. – Tectonophysics, **146**, 146–181, Amsterdam 1988.
SAWYER, E.W.: The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. – Chem. Geology, **55**, 77–95, Amsterdam 1986.
SCHMID, H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 1–14, Wien 1930.
SCHNEPF, H.: Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Diss. Univ. Tübingen, 149 S., Tübingen 1988.
SCHÖNLAUB, H.P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dtsch. geol. Ges., **122**, 97–122, Hannover 1971.
SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich: Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., Kötschach-Mauthen 1985.

SCHWAB, F.L.: Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. – Geology, **3**, 487–490, 1975.
SELLEY, R.C: Ancient sedimentary environments. – 287 S., London (Chapman and Hall) 1978.
SELLI, R.: Appunti geologici sul gruppo del M. Avanza (Carnia occidentale). – Gion. Geol., **18**, 73–88, Bologna 1946.
SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Gion. Geol., **30**, 1–136, Bologna 1963.

TOLLMANN, A.: Der südalpine Anteil Österreichs. – In: Geologie von Österreich. Band 2, Außerzentralalpiner Anteil, 766 S., Wien (Deuticke-Verlag) 1985.
TRAVENA, A.S. & NASH, W.P.: An electron microprobe study of detrital feldspar. – J. Sedim. Petrol., **51**, 137–150, Tulsa 1981.
TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband, 2. Aufl., 822 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1967.

VAI, G.B.: Hercynian basin evolution of the southern Alps. – In: SQUYRES, C.H. (Ed.): Geology of Italy, Vol. **1**, 402 S, Tripolis 1975.
VAI, G.B. & COCCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. Geol. France, **1986**, 95–114, Paris 1986.
VALLANCE, T.G.: Pyroxenes and the basalt-spilite relation. – In: AMSTUTZ, G.C (Ed.): Spilites and spilitic rocks. – Intern. Union Geol. Sci. Series A, **4**, 59–68, Berlin (Springer-Verlag) 1974.
VALLONI, R.: Reading provenance from modern marine sands. – In: ZUFFA G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 309–332, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.
VALLONI, R. & MAYNARD, J.B.: Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. – Sedimentology, **28**, 75–83, Amsterdam 1981.
VERHOOGEN, J.: Distribution of titanium between silicates and oxydes in igneous rocks. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.

WASS, S.J.: Multiple origins of clinopyroxenes in alkalic basaltic rocks. – Lithos, **12**, 115–132, Oslo 1979.
WINKLER, H.G.: Petrogenesis of metamorphic rocks (5. Auflage). – 348 S., New York (Springer-Verlag) 1979.

ZIMMERLE, W.: Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – In: Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb., Reihe A, Heft **27**, 91–305, Hannover 1976.
ZUFFA, G.G.: Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 165–189, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.
ZUFFA, G.G.: Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. – In: LEGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Ed.): Marine clastic sedimentology: 39–61, 1987.

Tafel 1

Sedimentstrukturen

Fig. 1: **Massige Rinnenfüllung mit interner Schrägschichtung am Übergang von der Quarzitischen in die Grauwackenserie.**
Lokalität: Westlich Vorgipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45'38" östl. Gr., 46°38'24" n. Br.).

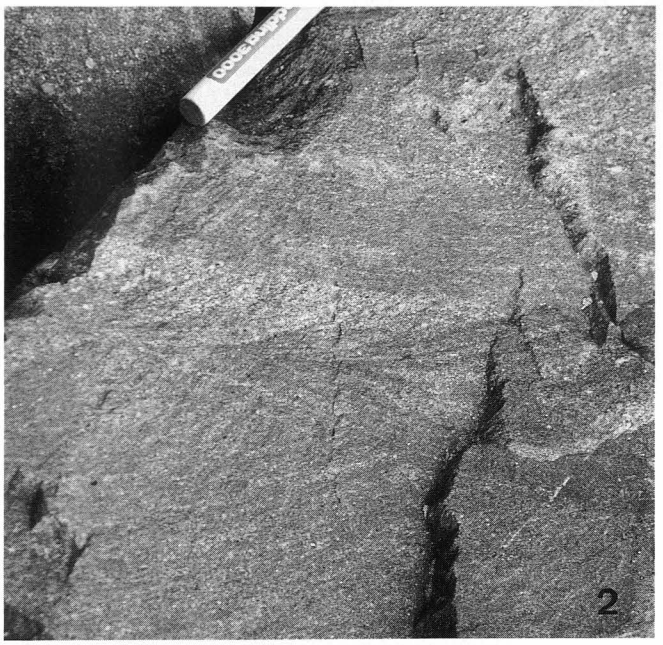
Fig. 2: **Trogförmige Schrägschichtung in quarzfeldspatreichen Grauwacken.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45'44" östl. Gr., 46°38'53" n. Br.).

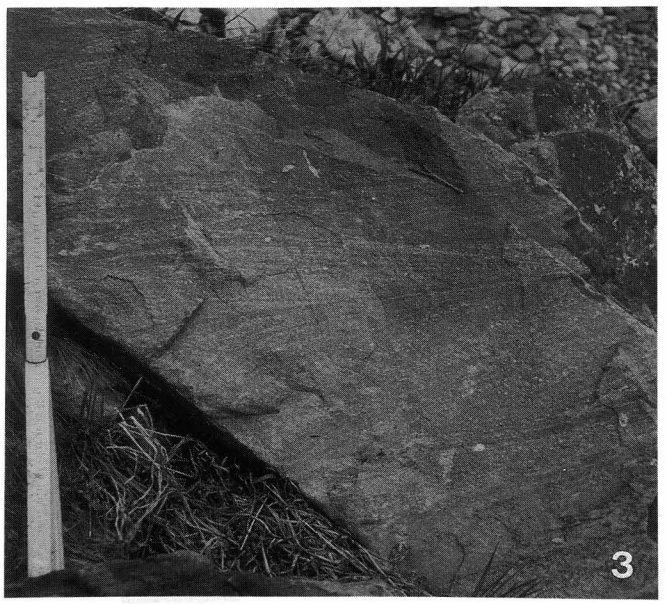
Fig. 3: **Flachwinkelige, trogförmige Schrägschichtung einer quarzfeldspatarmen Grauwacke.**
Lokalität: Block in der Halde am Weg von der Obergaileralm zum Schönjöchl.

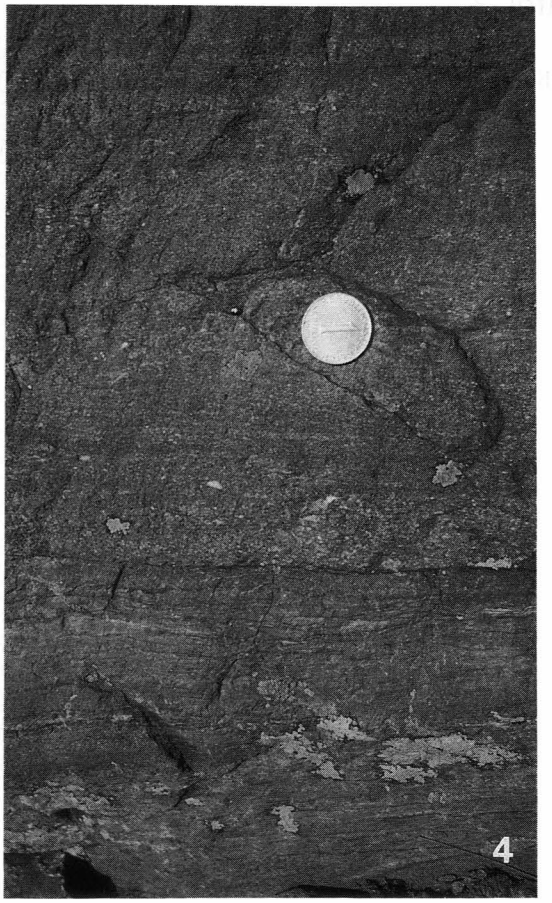
Fig. 4: **Feinturbiditische Silt-Ton-Wechsellagerung.**
Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (vgl. Taf. 2/1). (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).

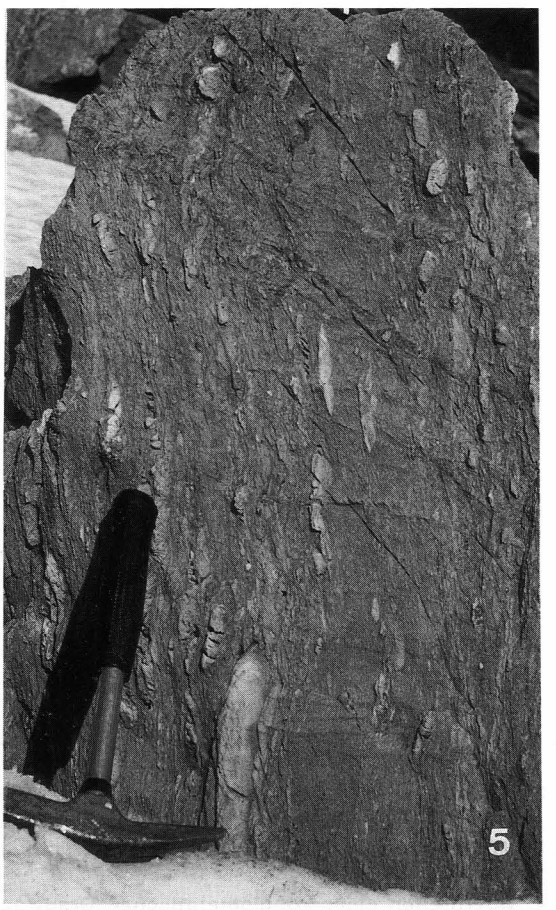
Fig. 5: **Konglomeratische Grauwacke.**
Lokalität: Block in der Halde nördlich des Edigon. Anstehend im Bereich 12°46'21" östl. Gr., 46°38'47" n. Br.

1


2


3


4


5

Tafel 2

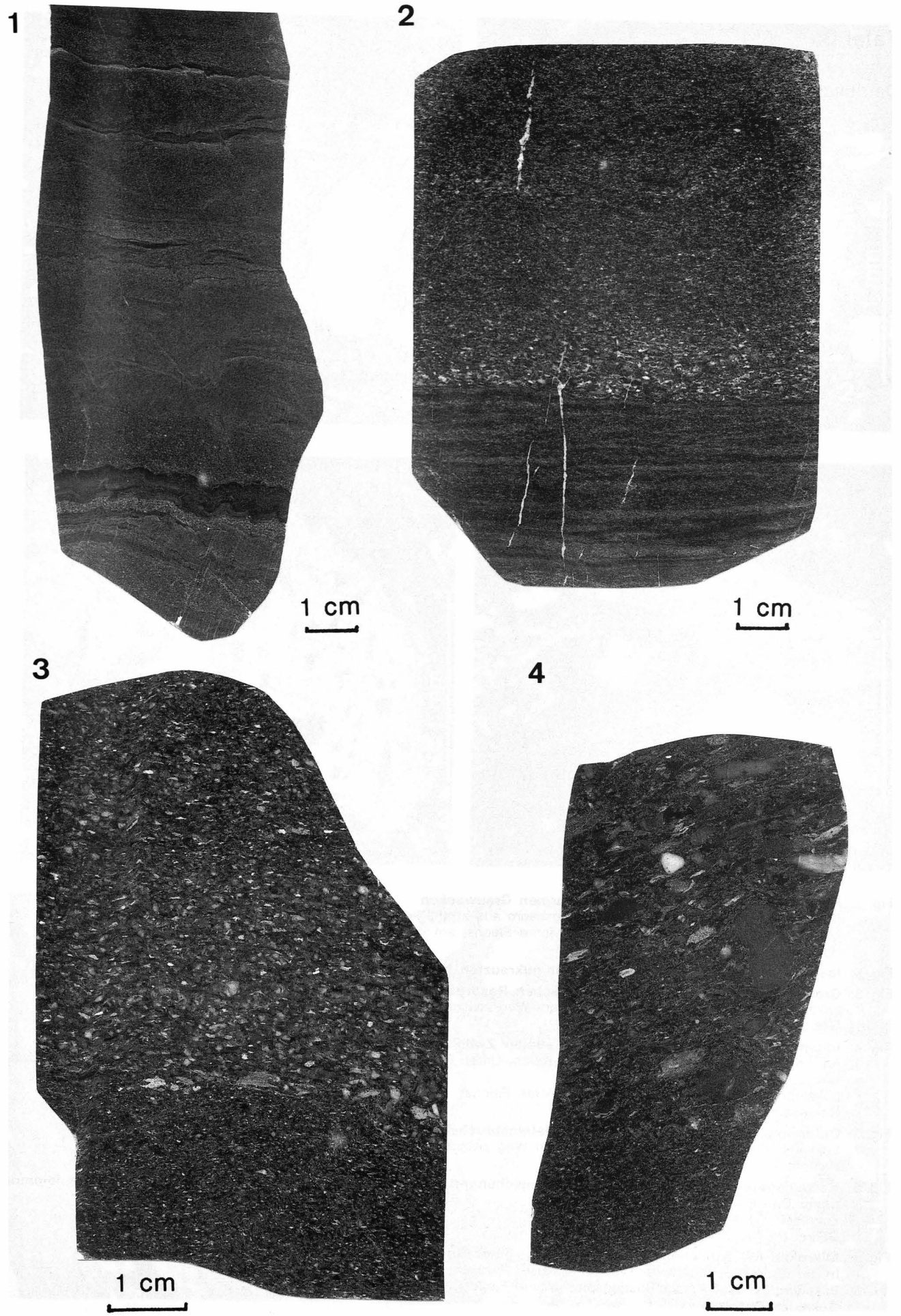
Polierte Anschliffe von Grauwacken der Fleonsformation

Fig. 1: **Silt-Ton-Wechsellagerung mit gradierten feinturbiditischen Lagen.**
Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).

Fig. 2: **Übergreifen einer schwach gradierten Grauwackenbank auf eine feinlaminierte Silt-Ton-Wechselfolge.**
Lokalität: Schutthalde am Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 3: **Körnungswechsel in schräggeschichteten, quarzfeldspatreichen Grauwacken.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 4: **Übergreifen einer konglomeratischen Grauwacke auf eine feinpsammitische Lage.**
Lokalität: Schutthalde Nordwand Edigon.


1
1 cm
2
1 cm
3
1 cm
4
1 cm

Tafel 3

Detritische Minerale der Fleonsgrauwacken

Fig. 1: **Klastischer Pyroxen in quarzfeldspatarmen Grauwacken.**
Der Pyroxen ist von einem Uralitisierungssaum aus strahlig-spießigem Aktinolith und Chlorit umgeben.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons) am Weg Obergaileralm – Schönjöchl.
Hellfeld.

Fig. 2: **Identischer Ausschnitt wie Fig. 1 unter gekreuzten Nicols.**

Fig. 3: **Großer Kalifeldspatklast mit magmatischen Resorptionsschläuchen (Quarzfeldspatreiche Grauwacke).**
Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte.
Gekreuzte Nicols.

Fig. 4: **Idiomorpher Kalifeldspatklast mit Karlsbader Zwilling in Sanidintracht.**
Am linken Bildrand stark uralitisierter Pyroxen. Unten Porphyrquarz mit idiomorphem Umriß. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

Fig. 5: **Deformationsgefüge imkompetenter Gesteinsbruchstücke im Bereich eines Quarzitgerölls.**
Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte.
Hellfeld.

Fig. 6: **Kalifeldspatklast mit Fleckenperthit-Entmischungen, verstärkter Umwandlung des Kernbereiches und idiomorphem Umriß.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

Fig. 7: **Mikroklin mit typischer Zwillingsgitterung, guter Rundung und frischem Erscheinungsbild.**
In der oberen Bildhälfte randlich uralitisierter Pyroxen. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

1 mm
1
1 mm
2
1 mm
3
1 mm
4
2 mm
5
2 mm
6
2 mm
7

Tafel 4

Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken I

Fig. 1: **Spilitisches Vulkanitfragment mit subophitischem Reliktgefüge.**
Hoher Erzgehalt (Titanomagnetit/Leukoxen). Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz.
Hellfeld.

Fig. 2: **Spilitisches Vulkanitfragment mit eingeregelten Plagioklasleisten.**
Relativ geringer Erzgehalt. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 3: **Vulkanitfragment mit hohem Feldspat- und geringem Chlorit- und Erzanteil.**
Übergangsglied von basischem zu trachytischem Komponententyp. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokaltät: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 4: **Feinkörniges Vulkanitfragment mit serizitisierten und zerscherten Feldspateinsprenglingen (albitisierter Plagioklas).**
Konglomeratische Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: ca 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

Fig. 5: **Fragmente von Blasenlaven.**
Die mikro- bis kryptokristalline Matrix ist durch feinverteiltes Erz nahezu opak. Die Blasenhohlräume sind randlich mit Chlorit im Inneren mit Quarz verfüllt. Teilweise sind konzentrische Pigmentsäume ausgebildet. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 6: **Rasch abgekühltes, basisches Vulkanitfragment mit eingeregelten, nadeligen Plagioklasleisten.**
Mikro- bis kryptokristalline Matrix mit feinverteiltem Erz. Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

1
0,1 mm

2
2 mm

3
2 mm

4
2 mm

5
2 mm

6
1 mm

Tafel 5

Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken II

Fig. 1: **Trachytisches Geröll mit stengelig-strahlig verwachsenen Feldspatleisten.**
Epidot und Erzkörnchen nehmen kleine Zwickelfüllungen ein. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

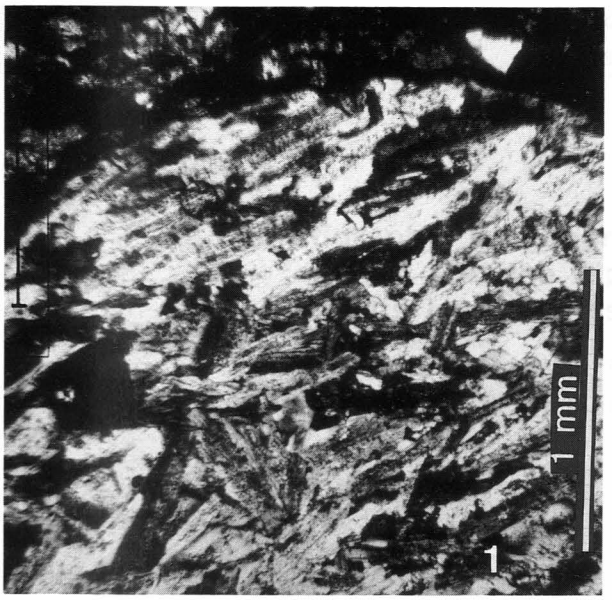
Fig. 2: **Linke Bildhälfte: trachytisches Geröll mit sphärolithischen Feldspatverwachsungen.**
Durch eingeschlossenes Pigment getrübt. Es handelt sich wahrscheinlich um entglaste trachytische Grundmasse.
Rechte Bildhälfte: Porphyrquarz mit Korrosionsschlauch.
Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

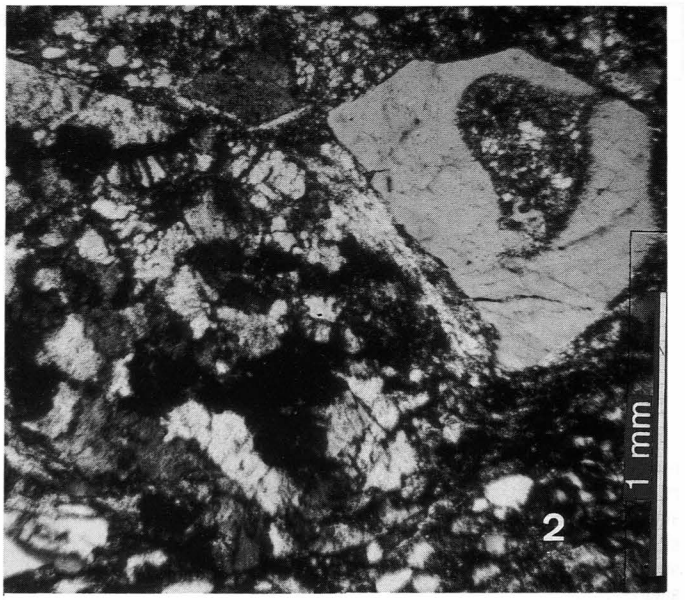
Fig. 3: **Rhyolithfragment mit idiomorphen Quarz- und Feldspateinsprenglingen.**
Die Grundmasse besteht aus einem mikrogranularen Quarz-Feldspat-Mosaik, das von kleinen Chlorit- und Serizitschüppchen durchsetzt ist. Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: nordwestlicher Wandfuß der Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

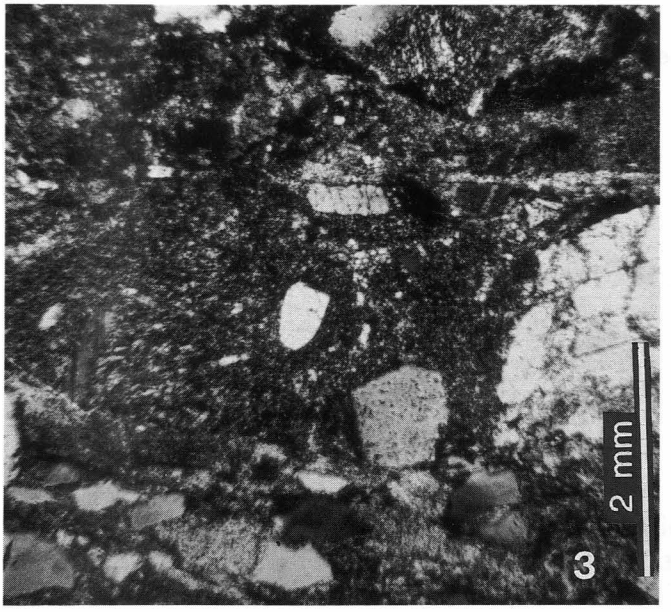
Fig. 4: **Zwickelfüllung von Pillowlaven.**
Chalcedon durchsetzt von Hämatit. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Gekreuzte Nicols.

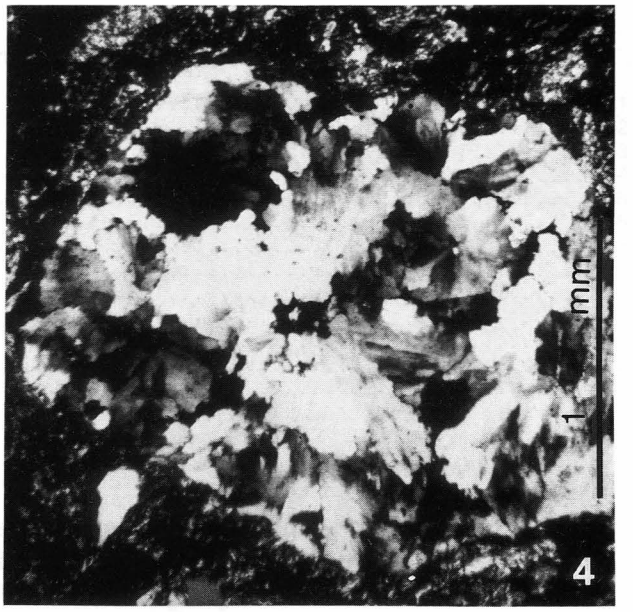
Fig. 5: **Grauwackenfragment in konglomeratischer Quarzfeldspatreicher Grauwacke.**
Lokalität: ca. 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

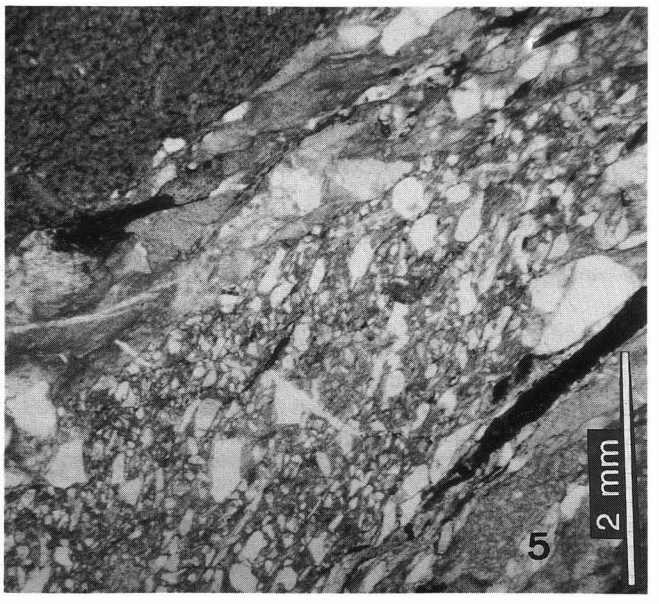
Fig. 6: **Polykristallines Quarzaggregat.**
Die bimodale Korngrößenverteilung sowie die Auslängung und Orientierung der Subkörner weisen auf eine metamorphe Quelle hin. Aufgearbeitete Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

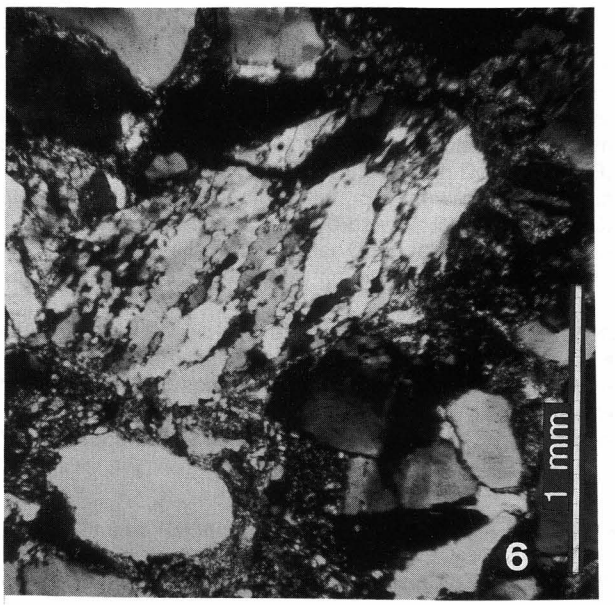

1 mm
1


1 mm
2


2 mm
3


1 mm
4


2 mm
5


1 mm
6